



HAL
open science

Contribution à la modélisation des surfaces continentales pour l'échelle globale

B. Decharme

► **To cite this version:**

B. Decharme. Contribution à la modélisation des surfaces continentales pour l'échelle globale. Hydrologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2020. tel-02952807

HAL Id: tel-02952807

<https://hal.science/tel-02952807>

Submitted on 29 Sep 2020

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

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

Habilitation à Diriger des Recherches

Université Toulouse 3 – Paul Sabatier

Discipline : Modélisation des Surfaces Continentales

Contribution à la modélisation des surfaces continentales pour l'échelle globale

Soutenue le 22 Septembre 2020 par

Bertrand DECHARME

Jury :

M.	Serge CHAUZY	Professeur émérite UPS	Président
Mme	Isabelle BRAUD	Directrice de recherche INRAE	Rapporteur
M.	Yve BRUNET	Directeur de recherche INRAE	Rapporteur
M.	Phillipe PEYLIN	Directeur de recherche CNRS	Rapporteur
Mme	Frédérique CHERUY	Chargé de recherche CNRS	Examineur
M.	Nicolas CROUSEILLES	Directeur de recherche INRIA	Examineur
M.	Hervé DOUVILLE	ICPEF Météo-France	Parrain

Unité de recherche : Centre National de Recherches Météorologiques (UMR 3589)

Remerciements

Tout d'abord, je pense à Céline, Marius et Thomas...

Ensuite, je pense à mon père mort juste après ma thèse. Curieux de tout, il aurait été heureux – je pense – de lire ce document et d'en discuter avec ma mère en se moquant du passé simple employé trop souvent dans ce manuscrit. Ma mère je la remercie tous les jours, j'ai cette chance. Et bien je la remercie encore.

Si j'ai eu la possibilité de faire ce métier de chercheurs, c'est bien grâce à Joël Noilhan, lui aussi parti trop tôt il y a dix ans. Le projet de recherche dont je vais vous parler, je le lui dois. C'était un mec que j'aimais beaucoup. On était du même pays, non loin des Pyrénées. Lui de Clarens et ma famille de Galan, sept kilomètres plus loin. Merci pour tout Joël. Tu vois, ISBA, ça continue. Adieu !

Hervé Douville, je lui dois aussi beaucoup. Il fut mon co-directeur de thèse puis mon chef d'équipe pendant longtemps. Hervé, il m'a toujours laissé tranquille, faire ce que je voulais. Jamais d'ordres et, surtout, jamais de contres ordres ! Merci Hervé !

A remercier, il y a aussi mes collègues comme Aaron Boone à qui j'ai tout piqué. Il y a Christine Delire qui est mon binôme depuis dix ans. Pas de recherches sans Christine. Il y a Éric Brun qui m'a appris « c'est quoi la neige ? ». Il y a Patrick Le Moigne qui m'a appris « c'est quoi les lacs ? ». Il y a bon nombre de mes collègues du GMGEC qui m'ont appris « c'est quoi le climat ? ». Il y a Jean-Pierre Vergnes et Xavier Morel, mes deux pioupious en thèse, qui m'ont appris « c'est quoi les aquifères ? » et « c'est quoi le méthane ? ». Je remercie aussi les membres de l'équipe que je dirige de ne pas trop m'emmerder avec les aléas de l'administration... et pourtant il y a en a !

Enfin, qu'ils soient du boulot ou de mon Gers d'enfance, de l'époque de Paul-Sabatier ou toujours abonnés au TéFéCé, sans mes pots ma vie serait bien plus monotone. Vive nos apéros, nos discussions sans fin et nos blagues à deux balles !

Résumé

Mes activités de recherche au sein du groupe de modélisation du climat du [CNRM](#)¹, s'inscrivent dans la thématique générale de la modélisation des surfaces continentales à grande échelle. Mes travaux portent sur la modélisation des processus thermiques, hydrologiques et – dans une moindre mesure – biogéochimiques, de l'échelle locale à l'échelle régionale afin de les généraliser au mieux à l'échelle globale dans les modèles hydrométéorologiques et climatiques avec une attention particulière pour les régions boréales de l'hémisphère Nord. Ils s'inscrivent dans l'effort collectif entamé au CNRM il y a bien longtemps sous l'impulsion de [Joël Noilhan](#) pour maintenir à l'état de l'art la modélisation des surfaces continentales. Des années 90 jusqu'à la fin des années 2000, la modélisation hydrologique des surfaces continentales à l'échelle globale n'a eu de cesse d'évoluer. C'est là que mon histoire commence lorsque durant ma thèse sous la direction d'[Hervé Douville](#) et de Joël Noilhan j'ai travaillé sur la paramétrisation des processus hydrologiques sous-mailles dans le modèle de surface du CNRM. Ce modèle, couplé à un modèle de routage de l'eau en rivière, m'a par la suite permis de contribuer à des études sur les incertitudes qui pèsent sur la modélisation hydrologique globale, sur l'évolution de l'hydrologie continentale en réponse aux changements climatiques, et sur la variabilité et l'évolution du niveau moyen global de la mer. Au cours des années 2010, suite aux limitations rencontrées par ce système hydrologique, j'ai entrepris avec mes collègues du CNRM de développer une modélisation plus ambitieuse des surfaces continentales pour la nouvelle génération de nos modèles de climat en vue de la contribution de Météo-France au sixième rapport du [GIEC](#)². Le point de départ de cette modélisation fût de reprendre et d'améliorer la version de notre modèle de surface, qui résout explicitement la diffusion de l'énergie et de l'humidité dans la neige et le sol, issue du travail de thèse d'[Aaron Boone](#) au début des années 2000. Aujourd'hui, ce nouveau système modélise de manière réaliste les débits de la plupart des grands fleuves du monde, l'étendue du pergélisol et la profondeur de sa couche active, les distributions globales des plaines inondées et des profondeurs de nappes aquifères. Il prend aussi en compte la thermique des lacs grâce au travail que nous avons réalisé avec [Patrick Le Moigne](#) et [Jeanne Colin](#). Ce nouveau système a de plus été pensé pour aborder les questions du lien entre le climat, l'hydrologie et les cycles biogéochimiques responsables des émissions naturelles de gaz à effet de serre dans les régions boréales. Pour ce faire, avec [Christine Delire](#) nous avons contribué au développement d'une représentation explicite du carbone du sol. Ce dernier a été discrétisé via une équation de transport dynamique sur la verticale aux mêmes nœuds que pour résoudre la thermique et l'humidité du sol. Tous les processus responsables de la production, de la consommation et du transport de gaz dans le sol – dioxygène, dioxyde de carbone, méthane – ont ensuite été ajoutés. Les résultats préliminaires confirment, comme d'autres études récentes, que pour établir de solides prévisions sur les futurs dégazages arctiques et pan-arctiques de méthane provenant du dégel du pergélisol, il faudra nécessairement une meilleure compréhension de la distribution future des zones humides et de l'hydrologie des pergélisols. Enfin, mes perspectives de recherche s'inscrivent dans la continuité de tous ces travaux, à savoir améliorer la modélisation des processus de surface dans nos modèles afin d'étudier le lien entre le climat, l'hydrométéorologie³ continentale et les processus biogéochimiques responsables des émissions naturelles de gaz à effet de serre avec une attention particulière pour les régions boréales.

¹ « Centre National de Recherches Météorologiques »

² « Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat »

³ Etude du cycle hydrologique incluant les interactions continent/atmosphère et la question des ressources en eau

Table des matières

Introduction	7
Chapitre 1 - La modélisation hydrologique globale au CNRM.....	15
1.1 - Une brève histoire des surfaces continentales dans les modèles de climat.....	15
1.1.1 - <i>Les premiers modèles de surface</i>	<i>16</i>
1.1.2 - <i>Vers des modèles plus ambitieux.....</i>	<i>17</i>
1.1.3 - <i>Les modèles de rivières</i>	<i>18</i>
1.2 - Pendant ce temps-là au CNRM.....	20
1.2.1 - <i>Les premiers pas d'ISBA dans nos modèles de climat.....</i>	<i>20</i>
1.2.2 - <i>Vers une hydrologie plus réaliste.....</i>	<i>22</i>
1.2.3 - <i>Les processus hydrologiques sous-mailles.....</i>	<i>24</i>
1.3 - Le système hydrologique global ISBA-TRIP.....	27
1.3.1 - <i>Evaluation et limitations à l'échelle globale.....</i>	<i>28</i>
1.3.2 - <i>Etude de l'évolution de l'hydrologie continentale</i>	<i>31</i>
1.3.3 - <i>Le lien entre le stock d'eau continental et le niveau de la mer</i>	<i>34</i>
Synthèse du chapitre 1	36
Chapitre 2 - Vers une hydrologie plus ambitieuse à l'échelle globale.....	39
2.1 - Le nouveau système hydrologique global ISBA-CTrip	39
2.1.1 - <i>Vue d'ensemble</i>	<i>40</i>
2.1.2 - <i>Les paramètres de surface.....</i>	<i>41</i>
2.1.3 - <i>Description détaillée, évaluation et limitations</i>	<i>42</i>
2.2 - Comment en est-on arrivé là ?	89
2.2.1 - <i>La zone vadose du sol</i>	<i>89</i>
2.2.2 - <i>Vitesse d'écoulement et plaines inondées</i>	<i>93</i>
2.2.3 - <i>Les eaux souterraines.....</i>	<i>95</i>
2.3 - Et dans notre modèle de climat alors ?	100
2.3.1 - <i>L'impact des lacs.....</i>	<i>101</i>
2.3.2 - <i>L'impact de la nouvelle surface sur l'état moyen</i>	<i>103</i>
2.3.3 - <i>L'impact sur l'état moyen du cycle continental de l'eau simulé.....</i>	<i>108</i>
Synthèse du chapitre 2	112
Chapitre 3 - Focus sur la modélisation des régions boréales	115
3.1 - La physique de la neige et du sol.....	115
3.1.1 - <i>Les jeux de neige Crocus dans l'hémisphère Nord.....</i>	<i>115</i>
3.1.2 - <i>La paramétrisation de la neige dans ISBA.....</i>	<i>117</i>
3.1.3 - <i>La modélisation de la neige et des sols organiques sur l'Eurasie.....</i>	<i>120</i>
3.1.4 - <i>Les limitations de cette modélisation</i>	<i>146</i>
3.2 - Le cycle du carbone.....	149
3.2.1 - <i>La version « système Terre » d'ISBA-CTrip</i>	<i>149</i>
3.2.2 - <i>Vers une modélisation explicite de la biogéochimie du sol</i>	<i>152</i>
3.2.3 - <i>Evaluation sur trois sites arctiques.....</i>	<i>155</i>
3.2.4 - <i>Les limitations de cette modélisation</i>	<i>189</i>
Synthèse du chapitre 3	192

Chapitre 4 - Et après.....	195
4.1 - Le lien entre l'hydrologie continentales et le climat	195
4.1.1 - <i>L'impact des processus de surface sur les biais systématiques.....</i>	<i>195</i>
4.1.2 - <i>L'impact des aquifères et des zones inondées sur le climat</i>	<i>196</i>
4.1.3 - <i>L'impact des processus de surface sur la variabilité climatique</i>	<i>198</i>
4.1.4 - <i>L'impact du climat sur l'évolution des ressources en eau</i>	<i>200</i>
4.2 - La modélisation des processus dans les régions boréales.....	201
4.2.1 - <i>Le continuum végétation-neige-sol.....</i>	<i>201</i>
4.2.2 - <i>Les processus dans le pergélisol.....</i>	<i>203</i>
4.2.3 - <i>Le lien entre l'hydrologie et la biogéochimie du sol</i>	<i>204</i>
4.3 - La modélisation des processus à l'échelle globale.....	206
4.3.1 - <i>La dynamique de l'eau du sol.....</i>	<i>206</i>
4.3.2 - <i>Les processus dans les régions tropicales et de mousson</i>	<i>208</i>
4.3.3 - <i>Des rejeux de surface plus ambitieux pour la communauté</i>	<i>209</i>
Synthèse du chapitre 4.....	212
Synthèse Générale & Conclusion.....	215
Références	223
Annexe A – Curriculum Vitae.....	238
Annexe B – Sélection de Publications.....	249

Introduction

Le système climatique de la Terre décrit l'ensemble des interactions¹ entre l'*atmosphère*, les *océans* et les *continents* qui, principalement sous l'effet du rayonnement solaire, détermine le climat de la planète. Ces interactions sont liées aux échanges d'énergie, de quantité de mouvement et de matière entre ces trois entités. Les échanges de matières qui conditionnent le plus l'évolution de ce système sont principalement régis par les *cycles de l'eau et du carbone*. Ces deux cycles sont d'ailleurs intimement liés et en forte interaction avec le *bilan d'énergie* à la surface de la Terre. Des perturbations externes d'origine naturelles ou anthropiques peuvent aussi fortement jouer sur l'évolution de ce système à plus ou moins long terme. Les éruptions volcaniques vont – par exemple – émettre des particules sulfatées dans la haute atmosphère entraînant une augmentation de la part du rayonnement solaire réémis vers l'espace et donc un refroidissement de la planète. A l'inverse, l'utilisation de combustible fossile par l'homme va engendrer une augmentation de la teneur en carbone dans l'atmosphère créant un déséquilibre dans l'effet de serre de la Terre qui va réchauffer la couche atmosphérique proche de la surface. C'est d'ailleurs ce dernier processus qui est la source du réchauffement climatique que nous vivons actuellement (*Planton et al.* 2015).

Bien que la variabilité naturelle du système climatique soit surtout pilotée par l'atmosphère et l'océan, les continents sont de plus en plus considérés comme un acteur important de ce système. Outre les contrastes Terre-Mer qui engendrent des gradients thermiques et des variations dans le champ de pression terrestre, les caractéristiques physiques des surfaces continentales vont aussi moduler les échanges de quantité de mouvement avec l'atmosphère via les frottements qu'induisent les montagnes et les forêts sur la fine couche limite atmosphérique qui la surplombe. Les surfaces continentales sont aussi un lieu d'échanges privilégiés de matière et d'énergie. De nombreux processus sont à l'œuvre, de l'échelle de la plante à l'échelle planétaire, avec une complexité et une hétérogénéité bien plus importante qu'ailleurs. La présence d'humidité dans les sols, de végétations, de neige, de glace, et d'eau libre en surface jouent un rôle majeur dans la régulation de ces échanges. Les fortes hétérogénéités des propriétés radiatives – albédo², émissivité³ – de ces différentes surfaces vont grandement moduler le bilan d'énergie de la Terre. Les échanges d'eau et de carbone vont eux être fortement contraints par la diversité des paysages, de la topographie et des propriétés des sols présente sur les continents. Enfin, la biosphère continentale, composée des organismes vivants et de leurs milieux de vie, est un acteur déterminant du système climatique puisque, couplée aux cycles de l'énergie et de l'eau, elle pilote la partie continentale du *cycle court du carbone*⁴ et peut donc avoir un impact direct sur l'effet de serre planétaire.

De plus les surfaces continentales occupent une place majeure dans le cycle de l'eau, ou *cycle hydrologique*, même s'il faut bien reconnaître que la *précipitation* en reste le processus clef. Le cycle hydrologique est un processus concomitant sans début ni fin qui lie les mécanismes régissant le stockage et les transferts d'eau entre les océans, l'atmosphère et les surfaces continentales. Cette définition implique que le cycle hydrologique peut débiter n'importe où. Sous l'effet principalement du rayonnement solaire, l'eau évaporée à partir des continents et des océans entre dans l'atmosphère. L'élévation d'une masse d'air humide permet le refroidissement général nécessaire pour provoquer la condensation de la vapeur d'eau sous forme de gouttelettes constituant les nuages. Puis la vapeur d'eau, transportée et temporairement

¹ Action réciproque entre deux ou plusieurs éléments d'un même système

² Fraction de l'énergie solaire qui est réfléchiée par la surface vers l'atmosphère

³ Capacité d'un matériau à émettre de l'énergie par rayonnement

⁴ Recyclage du carbone par le vivant de l'échelle de la seconde aux centaines d'années

emmagasinée dans les nuages, est restituée aux océans et aux continents par le biais de précipitations *solides*, la neige, ou *liquides*, la pluie. La portion de neige qui atteint les continents peut être retenue temporairement à la surface de la végétation ou du sol ou s'accumuler dans les manteaux neigeux saisonniers ou permanents (les glaciers). L'énergie solaire engendre alors la *fonte* et la *sublimation* d'une partie du manteau neigeux et des glaciers. La pluie qui tombe sur les surfaces continentales peut, elle aussi, être retenue temporairement par les végétaux au niveau de leurs canopées. On parlera alors d'*interception*. Elle peut y rester stockée ou ruisseler jusqu'au sol, c'est le *ruissellement de la canopée*. L'eau interceptée peut être partiellement restituée sous forme de vapeur à l'atmosphère, c'est l'*évaporation directe de la canopée*. La pluie ruisselée et non interceptée par la canopée, ainsi que la neige et la glace fondues, atteint le sol. Elle peut alors s'écouler en surface jusqu'aux cours d'eau, c'est le *ruissellement de surface*, ou pénétrer dans la zone vadose¹ du sol, on parlera alors d'*infiltration*. L'eau infiltrée peut être emmagasinée temporairement sous forme d'*humidité du sol*, soit à l'état liquide, soit à l'état solide – le gel – si les conditions de température dans le sol le permettent. Une partie de cette eau du sol peut aussi être restituée en surface au niveau des sources ou des cours d'eau via le *ruissellement de subsurface*. L'humidité présente à la surface du sol peut s'évaporer directement, c'est l'*évaporation du sol nu* et la *sublimation de la glace*. Celle des couches de sol plus profondes est aussi restituée à l'atmosphère sous forme de vapeur via la *transpiration* des plantes. L'humidité résiduelle peut être dirigée par *percolation*, aussi appelée *drainage* ou *recharge*, vers des horizons encore plus profonds pour contribuer au renouvellement des réserves des nappes phréatiques ou *aquifères*. Si la nappe est assez proche de la surface, les aquifères restituent de l'eau à la zone vadose du sol sous forme de *remontées capillaires*². Les aquifères échangent aussi de l'eau avec les rivières conditionnant ainsi le débit de base³ de ces dernières. L'évaporation directe des surfaces d'eau libre (fleuves, lacs, plaines d'inondation, etc.) complète le cycle. Le total des évaporations liées aux surfaces continentales est ainsi appelé *évapotranspiration*. Finalement, l'eau douce issue des ruissellements et des échanges nappe-rivière s'accumule dans les cours d'eau, on parlera alors des *débites des fleuves ou des rivières*. Une large partie de l'eau retourne vers l'océan alors que le reste peut être stocké temporairement au sein de vastes *plaines d'inondation*, et donc s'infiltrer, ruisseler ou s'évaporer à nouveau.

L'eau a aussi une place particulière au sein du système climatique tout simplement car elle est la source principale et originelle de toute vie. Grâce aux conditions particulières de température et de pression qui règnent sur Terre, l'eau est présente sous ses trois états : solide, liquide et gazeux. Les eaux salées, essentiellement contenues dans les océans, constituent 97.5% du volume de toute l'eau présente sur Terre alors que seulement 0.001% se trouve dans l'atmosphère (Hornberger et al. 1998). L'eau douce continentale quant à elle ne représente que 2.5% de l'eau présente à la surface de la Terre dont 1.74% et 0.75% sont contenus dans les glaciers et dans les aquifères. La forte capacité de rétention en eau de ces deux réservoirs constitue donc une sorte de force d'inertie face aux variations rapide du climat. A l'inverse, les lacs, les rivières et l'humidité des sols superficiels –0.008% de l'eau résidant sur Terre – présentent en général une forte variabilité temporelle du fait de leur relative faible capacité de stockage. Soumis aux aléas climatiques, l'évolution rapide de ces réservoirs superficiels peut avoir des conséquences dramatiques sur les populations via les inondations ou les sécheresses. Inversement, ces réservoirs vont influencer le climat via le contrôle qu'ils exercent sur la vie des plantes et sur les processus de décomposition de la matière organique du sol qui régissent ensuite les émissions d'eau, d'énergie et de carbone des continents vers l'atmosphère.

¹ Zone non saturée du sol située à l'interface entre l'atmosphère et la nappe phréatique

² Migration d'humidité vers la surface du fait de la structure poreuse du sol

³ Ecoulement en rivière lent et persistant dans le temps qui se produit pendant les périodes sans précipitations

L'humidité du sol contrôle en effet les échanges d'eau et d'énergie entre les continents et l'atmosphère par son influence directe sur la température du sol et l'évapotranspiration à la surface des continents. En simplifiant les choses, l'évaporation du sol nu¹ est directement lié à l'évolution de l'humidité superficielle et devient potentielle quand cette humidité devient très grande, c'est-à-dire au-dessus d'un certain seuil généralement pris égal à « la capacité au champ² ». Il en va de même pour la transpiration de la végétation mais celle-ci s'arrête lorsque l'humidité du sol devient inférieure au « point de flétrissement³ des plantes ». Il en résulte qu'il existe principalement dans les zones de transition entre les climats sec et humide, dans les régions de mousson, et le pourtour méditerranéen un couplage important entre cette humidité du sol et l'évapotranspiration continentale qui va engendrer des interactions et des rétroactions⁴ avec les précipitations et la température de l'air (Douville 2002; Koster *et al.* 2004, 2006; Seneviratne *et al.* 2006, 2010, 2013). Tout ceci implique aussi que l'humidité du sol est aujourd'hui considérée comme une source de prévisibilité non négligeable pour les prévisions climatiques mensuelles à saisonnières (cf. Dirmeyer *et al.* 2019). La redistribution spatiale de l'humidité du sol – généralement liée à la topographie (Beven & Kirkby 1979) – permet aussi de répartir la pluie entre infiltration du sol et ruissellement (Dunne & Black 1970; Horton 1933) affectant le stock d'eau disponible pour les plantes, la recharge des eaux souterraines, les crues saisonnières et le débit des fleuves.

La pluie n'est pas le seul contributeur aux stocks d'eau continentaux ou aux débits des fleuves. Dans les régions boréales, la recharge du sol ou du sous-sol est principalement alimentée par le manteau neigeux. C'est aussi lui qui pilote le niveau des débits des rivières quand vient la fonte printanière (Barnett *et al.* 2005). Quoi qu'il en soit, les écoulements globaux des continents vers les océans représentent environ 36 000 km³ d'eau douce chaque année (Dai *et al.* 2009; Milliman & Farnsworth 2011). Ceci représente environ 10% du total d'eau douce qui tombe sur les océans sous forme de précipitations (Trenberth *et al.* 2007). Cette eau douce continentale affecte alors la salinité et la température de surface de la mer à l'embouchure des plus grands fleuves du monde (Durand *et al.* 2011; Huang & Mehta 2010; Vinayachandran *et al.* 2015). L'hydrologie continentale joue également un rôle important sur la problématique de la hausse du niveau marin global observée depuis le siècle dernier en lien avec le réchauffement climatique. En considérant l'évolution de la masse d'eau terrestre totale ainsi que la fonte des glaciers de montagne et des calottes polaires groenlandaise et antarctique, la contribution des surfaces continentales semble majeure et représenterait plus de 50% de cette hausse globale. Cette hausse, estimée à +17cm sur le XX^e siècle, se poursuit à un rythme de ~3.1mm par an depuis 1993 (Cazenave *et al.* 2018). La part de cette hausse imputable à l'évolution des seuls stocks d'eau continentaux est certes plutôt négligeable, autour de 5% (Cazenave *et al.* 2018), mais les fluctuations d'une année sur l'autre du niveau moyen global de la mer ne pourraient pas s'expliquer sans la compréhension des variations interannuelles de cette masse d'eau douce continentale (Cazenave *et al.* 2012, 2013, 2014; Llovel *et al.* 2011).

La couverture neigeuse n'est pas seulement une composante importante du système climatique pour son impact sur l'hydrologie des régions boréales ou des zones montagneuses. Sa haute réflectivité peut augmenter l'albédo de surface de 60% et diminuer le flux de chaleur qui pénètre dans la neige et dans le sol. Le refroidissement radiatif qu'elle induit est renforcé par la forte émissivité thermique de la neige. La diminution drastique de l'enneigement printanier au cours des dernières décennies suite au réchauffement climatique dans les régions polaires (Derksen & Brown 2012; Mudryk *et al.* 2018, 2019) aurait par exemple conduit à une

¹ Sol non recouvert de végétation

² Capacité de rétention maximale en eau du sol qui ne peut être attirée en profondeur par la gravité

³ Seuil d'humidité en-dessous duquel une plante flétrit puis meurt

⁴ Action en retour d'un effet sur l'origine de celui-ci

diminution de l'albédo continental qui contribue à amplifier le réchauffement en surface, et donc à renforcer la diminution de l'enneigement (*Chapin et al.* 2005; *Holland & Bitz* 2003). Sur des échelles de temps plus courtes, de la semaine à la saison, la neige en plaine modifie la rugosité de la surface en plus de l'albédo impactant les flux d'énergie et de quantité de mouvement à l'interface sol/atmosphère. On observe aussi une réduction des flux turbulents liée à une augmentation de stabilité dans la couche limite et à une diminution de la longueur de rugosité. Ceci entraîne par exemple un fort découplage entre la température de l'air et la couverture de neige (*Betts et al.* 2014). L'enneigement boréal hivernal est aussi susceptible d'avoir des impacts substantiels sur la circulation atmosphérique aux moyennes latitudes (*Coumou et al.* 2018; *Henderson et al.* 2018) et sur sa prévisibilité printanière (*Peings et al.* 2011) voire au-delà en raison de son effet sur l'humidité du sol (*Xu & Dirmeyer* 2013). En hiver, le manteau neigeux sert de couche isolante en surface, ce qui protège la végétation basse des dommages liés au gel (*Sturm et al.* 2001) et évite une perte de chaleur importante du sol et du pergélisol¹ (*Cook et al.* 2008; *Decharme et al.* 2016; *Gouttevin et al.* 2012a). Par le biais de ce processus puis lors de sa fonte, la neige va impacter les régimes hydrologique et thermique du pergélisol, l'épaisseur de sa couche active², l'activité bactérienne du sol, et donc les émissions de dioxyde de carbone (CO₂) et de méthane (CH₄) à la surface de la terre, car une grande partie du stock de carbone terrestre est localisée dans les régions de pergélisol (*Dean et al.* 2018; *Elberling et al.* 2013; *Morel et al.* 2019; *Schädel et al.* 2016; *Schuur et al.* 2015; *Tamocai et al.* 2009). Néanmoins comme la fonte des neiges au printemps conditionne le début de croissance de la végétation boréale, cette fonte plus précoce qu'avant augmente notablement l'absorption de carbone par les plantes (*Pulliainen et al.* 2017).

En effet, en fonction des conditions hydrologiques – taux d'humidité des sols, niveau des nappes phréatiques – et thermiques – gel, température du sol – la végétation et l'activité des micro-organismes présents dans les sols jouent un rôle non-négligeable sur la régulation du système climatique par l'intermédiaire du cycle court du carbone. Lorsque ce cycle du carbone était à l'équilibre à l'époque où l'activité humaine n'influçait pas encore les émissions de CO₂ vers l'atmosphère, les plantes absorbaient tous les ans par photosynthèse environ un huitième du stock de CO₂ atmosphérique. Leur respiration en rejetait la moitié. La décomposition des débris végétaux sur le sol et de la matière organique dans le sol en restituait l'autre moitié via des processus biogéochimiques complexes. Aujourd'hui, les émissions de CO₂ d'origine fossile ont déséquilibré ce cycle naturel du carbone, et la végétation absorbe plus de CO₂ par photosynthèse que la biosphère continentale n'en relâche par respiration et décomposition. Cette dernière est donc un puits de carbone, c'est-à-dire qu'elle absorbe plus de carbone qu'elle n'en émet. En effet, cette biosphère continentale absorbe tous les ans environ un quart des émissions anthropiques de CO₂. Des 39 Gt de CO₂ émises en moyenne par an sur 2008-2017 par l'activité humaine, seules 17.3 sont restées dans l'atmosphère (*Le Quéré et al.* 2018). Le reste a été absorbé par la biosphère continentale (12 Gt) et les océans (9Gt). La biosphère continentale régule donc en partie la concentration de CO₂ atmosphérique ce qui en fait un acteur essentiel pour comprendre l'évolution des changements climatiques actuels.

Du point de vue biophysique, la végétation exerce aussi un contrôle sur le cycle de l'eau. La transpiration des plantes se produit au niveau des feuilles par des orifices appelés stomates par lesquels se produit l'essentiel des échanges gazeux entre la plante et l'atmosphère. C'est par là que le CO₂ rentre dans la plante et que l'oxygène et l'eau en ressortent. La plante contrôle l'ouverture de ses stomates de manière à optimiser son apport en CO₂ tout en minimisant ses pertes en eau et le risque de cavitation³. La conductance stomatique est donc diminuée lorsque

¹ Zone du sol gelé en permanence au moins pendant deux années consécutives

² Couche superficielle du pergélisol qui dégèle chaque été

³ Formation d'une bulle d'air dans les vaisseaux des plantes empêchant l'hydratation des feuilles.

le contenu en eau du sol est faible ou lorsque l'air est trop sec. De même, la conductance stomatique diminue lorsque la concentration en CO₂ augmente, les plantes pouvant satisfaire leur besoin en CO₂ avec une ouverture moindre des stomates. On parlera alors d'effet « anti-transpirant » du CO₂. Reconnaissons tout de même que ce sont les forêts qui vont le plus influencer le système climatique via leurs impacts sur les propriétés radiatives, la rugosité et les flux d'énergie en surface engendrant de fortes interactions avec l'atmosphère (Bonan 2008). La déforestation va par exemple amplifier les variations diurnes de la température de l'air via l'augmentation des moyennes et des maximums diurnes (Alkama & Cescatti 2016). A l'inverse, l'afforestation observée pendant la période 1979-2008 dans les moyennes latitudes de l'hémisphère nord aurait causé une diminution de l'ordre de 5 à 15% du vent à cause d'une augmentation de la rugosité de surface (Vautard et al. 2010). D'ailleurs dans les années 70, les premiers travaux théoriques du rôle que pouvaient jouer les surfaces continentales dans le système climatique concernaient l'étude de la rétroaction de la végétation sur le climat du Sahel. Charney (1975) proposa l'idée que la désertification dans cette région était liée au surpâturage qui entraînait un accroissement de l'albédo de surface provoquant un refroidissement radiatif de l'atmosphère compensé par une subsidence adiabatique¹ et donc une diminution des pluies susceptible de renforcer la progression du désert.

Mes activités de recherche ces dix dernières années au sein du groupe de modélisation du climat du CNRM, s'inscrivent dans cette thématique générale, à la croisée des chemins entre l'étude du climat, de l'hydrométéorologie continentale, et dans une moindre mesure, de la biogéochimie des sols via le développement de paramétrisations physiques dédiées. Plus personnellement, après des études en mathématique et en physique à la fin des années 1990, après un DEA² en géophysique interne et un mémoire sur « la formation des réservoirs géochimiques du manteau terrestre » dans un modèle de convection mantellique bidimensionnel au début des années 2000 – le tout à l'université Paul Sabatier de Toulouse – je me suis retrouvé fin 2002 à travailler en thèse sous la direction d'Hervé Douville et de Joël Noilhan sur la paramétrisation des processus hydrologiques sous-mailles dans le modèle de surface continentale [ISBA](#)³ (Noilhan & Planton 1989) développé au CNRM et le modèle global de routage de l'eau en rivière [TRIP](#)⁴ (Oki & Sud 1998) initialement développé à l'université de Tokyo, tous deux utilisés dans le modèle de climat du CNRM de l'époque. Par la suite de 2006 à 2007, j'ai effectué un post-doctorat à Paris avec [Catherine Ottlé](#) au CETP⁵ puis au [LSCE](#)⁶ dans le cadre du projet [AMMA](#)⁷ portant sur l'étude de l'interaction entre l'hydrologie de surface et l'atmosphère à méso-échelle en Afrique de l'Ouest à l'aide des modèles américains de surface [NOAH](#)⁸ et atmosphérique à aire limitée [WRF](#)⁹.

Depuis, je suis retourné au CNRM où j'étudie et je modélise les processus intrinsèques aux surfaces continentales de l'échelle locale à l'échelle régionale afin de les généraliser au mieux à l'échelle globale dans les modèles climatiques et hydrométéorologiques globaux. Mes travaux portent plus particulièrement sur la modélisation des processus thermiques, hydrologiques, et dans une moindre mesure de la biogéochimie des sols. Ainsi, j'essaie d'avancer sur les questions suivantes : *Quelles sont les processus continentaux hydrologiques et biogéochimiques clefs en lien avec le système climatique et son évolution ? Quelles sont les*

¹ Réchauffement et assèchement relatif de l'air descendant qui stabilise l'atmosphère

² « Diplôme d'Etudes Approfondies » (aujourd'hui Master 2)

³ « Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère »

⁴ « Total Runoff Integrating Pathways »

⁵ « Centre d'étude des Environnements Terrestre et Planétaires »

⁶ « Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement »

⁷ « Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine »

⁸ « N: National Centers for Environmental Prediction ; O: Oregon State University ; A: Air Force ; H: Hydrology Lab »

⁹ « Weather Research and Forecasting »

principales sources d'incertitudes ? En retour, l'évolution du climat va-t-elle influencer celle des processus continentaux ? Aux vues de l'évolution des connaissances, nos modèles sont-ils adaptés pour répondre à ces questions ? Quelles en sont les limites actuelles ? Comment les améliorer ? Les régions boréales représentent de ce point de vue un cadre idéal pour observer, modéliser et étudier ces processus. En effet, il existe dans ces régions un lien fort entre l'évolution du climat, de l'hydrologie et des processus biogéochimiques responsables des émissions naturelles de gaz à effet de serre. C'est pour cette raison qu'au-delà de mon intérêt premier pour l'échelle globale, je porte aussi une attention toute particulière à ces régions dans mes recherches.

La colonne vertébrale de mes activités de recherches a pris forme au cours de mes post-doctorats grâce aux réflexions que j'ai pu avoir avec des chercheurs confirmés comme Hervé Douville, Joël Noilhan, Christine Delire, Catherine Ottlé et [Philippe Ciais](#), et je les en remercie. Ces réflexions m'ont permis en 2008 de proposer et de défendre deux projets de recherche devant la section 19 et la section 30 du [CNRS](#)¹. Le *premier projet* portait sur la modélisation des réservoirs hydrologiques continentaux encore non-représentés dans les modèles de climat. En effet, l'utilisation de ces modèles pour la prévision saisonnière à décennale, pour les projections climatiques, et pour la modélisation des paléoclimats suscitait de nouveaux besoins concernant l'hydrologie continentale. Les échelles de temps considérées – de la saison au siècle voire au millénaire – nécessitaient alors la prise en considération de « réservoirs lents » liquides et solides – zones humides ou inondées, nappes aquifères, pergélisol, etc. – qui conditionnent la « mémoire » continentale du système climatique. Le *deuxième projet*, sans suspens, reprenait une partie du premier mais focalisait sur les régions boréales et le lien entre l'hydrologie, la biogéochimie des sols et les émissions naturelles de gaz à effet de serre. C'est ce deuxième projet qui en 2008 me permit de devenir chargé de recherche au CNRS et d'intégrer le groupe de modélisation du climat du CNRM. Le premier projet ne fut pas abandonné pour autant puisqu'il s'inscrivait aussi dans une prospective plus vaste de mon laboratoire qui était de mettre en place une nouvelle génération de modèles de climat.

En effet, le groupe auquel « j'appartiens » est en charge du développement des modèles de climat et du « système Terre » qui servent à étudier le climat dans son ensemble et, dans certaines configurations, à réaliser des prévisions saisonnières. Ces modèles permettent aussi la réalisation des scénarios climatiques du XXI^e siècle, tels que ceux demandés par le projet international [CMIP](#)² du [WCRP](#)³ dont le but est d'intercomparer les modèles de climat (*Meehl et al.* 2000). Ces simulations servent par la suite à établir les divers rapports du GIEC sur le changement climatique (*Jouzel et al.* 2018). Au sein de cette action collective, j'ai géré pendant plusieurs années l'implémentation et la validation technique de la plateforme de modélisation des surfaces terrestres [SURFEX](#)⁴ (*Masson et al.* 2013) dans les diverses applications globales du groupe de modélisation du climat du CNRM. SURFEX a été développé au cours des années 2000 par le groupe de modélisation à méso-échelle du CNRM afin de modéliser tous les flux d'énergie, de masse et d'éléments chimiques provenant de tous types de surface terrestre et de faciliter leurs couplages avec tous les modèles atmosphériques de prévision et de recherche de Météo-France. En outre, cette plateforme présente l'avantage de rassembler tous les développements sur les surfaces continentales effectués au CNRM et de les rendre disponibles au plus grand nombre. SURFEX est le résultat de l'externalisation des paramétrisations physiques de surface incluant le modèle ISBA pour les surfaces continentales, le modèle [TEB](#)⁵

¹ « Centre National de la Recherche Scientifique »

² « Coupled Model Intercomparison Project »

³ « World Climate Research Program »

⁴ « SURFace Externalisée »

⁵ « Town Energy Balance »

(Masson 2000) pour les zones urbaines, le modèle [FLake](#)¹ (Mironov 2008) pour les lacs et diverses approches pour le calcul des flux sur océan tenant compte de la glace de mer. Il prépare l'initialisation de leurs variables d'état et projette leurs paramètres physiographiques spécifiques fournis à 1km de résolution par la base de données [ECOCLIMAP](#)² (Champeaux et al. 2005; Faroux et al. 2013; Masson et al. 2003) à la résolution de la grille de simulation.

A partir de 2009 j'ai d'ailleurs supervisé et contribué avec [Antoinette Alias](#) et [Aurore Voldoire](#) à la finalisation du couplage de la version 5 de SURFEX – incluant la modélisation des surfaces continentales mise en place durant ma thèse (Decharme & Douville 2007) – avec le modèle de climat de l'époque, [CNRM-CM5](#)³ (Voldoire et al. 2013). Ce modèle assura la participation du CNRM à CMIP5 (Taylor et al. 2012), la cinquième phase du projet CMIP, et donc au cinquième rapport du GIEC. Cette action continue aujourd'hui puisque depuis cette époque j'ai développé et supervisé la mise en place d'une nouvelle physique de surface (Decharme et al. 2019) que j'ai par la suite contribué à implémenter dans notre nouveau modèle de climat, [CNRM-CM6](#)⁴ (Voldoire et al. 2019) et notre nouveau modèle du « système Terre » [CNRM-ESM2](#)⁵ (Séférian et al. 2019). Ces deux modèles ont été développés pour participer à [CMIP6](#) – la phase 6 du projet CMIP (Boucher et al. 2019; Eyring et al. 2016) – et donc aussi au sixième rapport du GIEC. De 2009 à 2017 j'ai travaillé sur le développement de cette nouvelle physique de surface esquissée plus avant dans mes deux projets CNRS. Comme nous le verrons par la suite, cette nouvelle modélisation des surfaces continentales représente de manière explicite les processus intrinsèques au sol, à la neige, à la photosynthèse des plantes, aux rivières, aux plaines inondées, aux nappes aquifères, et les différentes interactions entre tous ces réservoirs. Elle prend aussi en compte la thermique des lacs grâce au modèle FLake. Notons enfin que les villes y sont traitées comme de gros rochers, le modèle TEB n'étant pas activé au vu de sa complexité et de la place très relative qu'occupent les villes dans les mailles d'un modèle de climat. Quoi qu'il en soit, la réalisation de cette nouvelle modélisation de la surface fut essentielle pour modéliser la physique des régions boréales et pour entamer la mise en place d'un couplage « réaliste » entre la thermique, l'hydrologie et les processus biogéochimiques du sol, responsables des émissions de CO₂ et CH₄ dans ces régions.

Dans le *premier chapitre* de ce manuscrit, je reviendrai sur « l'histoire » de la modélisation des surfaces continentales dans les modèles de climat et plus particulièrement dans ceux du CNRM avec un focus sur les versions d'ISBA et de TRIP que j'avais implémentées à la fin des années 2000 dans CNRM-CM5. Néanmoins, bien qu'ISBA possédât une représentation robuste des processus physiques de surface, le sol et la neige étaient modélisées de manière trop simplifiée pour aborder les questions soulevées plus haut. Comme proposé dans « mes projets CNRS », je pris alors le parti d'améliorer la modélisation du sol et de la neige, en partant de schémas plus explicites développés au début des années 2000 par Aaron Boone durant sa thèse, et d'y adjoindre la paramétrisation des processus hydrologiques relatif aux écoulements en rivière, aux inondations saisonnières des fleuves et aux nappes aquifères. Le *deuxième chapitre* portera donc sur cette nouvelle modélisation. Le *troisième chapitre* sera dédié à la modélisation des régions boréales. En particulier, je reviendrai sur la physique de la neige et des sols avant d'aborder la modélisation des processus biophysiques responsables du transport et des émissions de CO₂ et CH₄ dans les sols arctiques. Finalement dans le *quatrième chapitre* je proposerais des *perspectives* à mes activités de recherches avant de terminer ce manuscrit par une synthèse générale reprenant les principales conclusions.

¹ « Freshwater Lake »

² « ECOSystem CLimate MAPs »

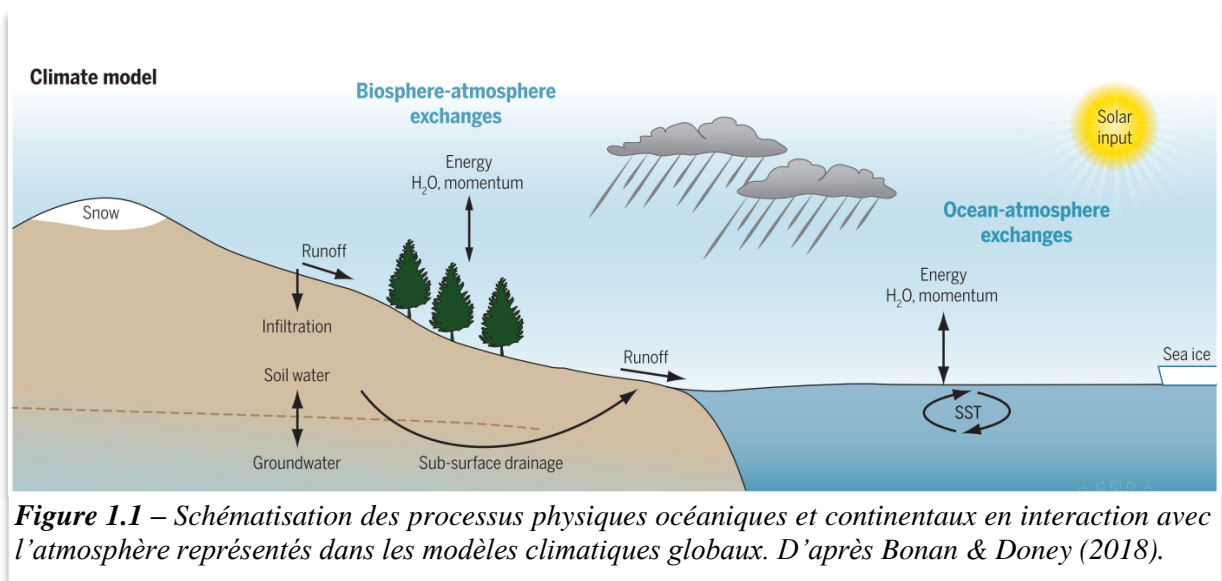
³ « CNRM-Climate Model version 5 »

⁴ « CNRM-Climate Model version 6 »

⁵ « CNRM-Earth-System-Model version 2 »

Chapitre 1 - La modélisation hydrologique globale au CNRM

Si l'on considère une échelle de temps inférieure à celle des temps géologiques que nous n'aborderons pas dans ce mémoire, le système climatique global est principalement piloté par les interactions et les rétroactions entre l'atmosphère et l'océan mais les surfaces continentales ont aussi un rôle à jouer aussi ténu soit-il. Afin d'étudier ce système, des modèles climatiques globaux ont été développés au cours des 50 dernières années en se concentrant sur la physique et sur la dynamique de l'atmosphère, des océans, de la glace de mer et – en ce qui nous concerne dans ce mémoire – de l'hydrométéorologie des surfaces continentales (**Figure 1.1**).



1.1 - Une brève histoire des surfaces continentales dans les modèles de climat

Il existe une grande diversité de modèles qui tendent à représenter les processus continentaux par des équations physiques dans les modèles climatiques. Il y a déjà plus de 40 ans que les chercheurs développent des modélisations physiques, que l'on nomme aujourd'hui *modèles de surface*, dans le but de simuler les bilans d'eau et d'énergie au niveau des surfaces continentales et d'utiliser cette information dans les modèles atmosphériques pour des applications à grande échelle. En d'autres mots, le but de ces modèles de surface est de fournir des rétroactions « réalistes » en termes de flux d'humidité, de quantité de mouvement et d'énergie aux modèles utilisés en prévision numérique du temps ou dédiés à l'étude du climat. L'étude du climat requiert enfin que les modèles de surface soient couplés avec des *modèles de routage de l'eau en rivière*, qui permettent de convertir le ruissellement simulé en débit et ainsi de fermer le cycle de l'eau dans les modèles climatiques.

1.1.1 - Les premiers modèles de surface

Il y a 50 ans, un des pionniers de la modélisation climatique, *Manabe* (1969), choisit pour évoquer l'hydrométéorologie des surfaces continentales dans le modèle climatique américain du [GFDL](#)¹ l'approche dite « *seau d'eau* » où le sol était représenté comme un seul réservoir superficiel globalement uniforme de 1 m de profondeur simulant l'évaporation réelle comme une simple fraction de l'évaporation potentielle². La neige était simplement caractérisée par un albédo élevé et des conductivité et capacité thermiques faibles. La végétation n'était représentée que par le biais de paramètres biophysiques imposés – albédo, rugosité, etc. – sans prise en compte de la transpiration des plantes ou de l'interception de la pluie par la canopée. Par la suite, afin de résoudre le cycle diurne de la température à la surface et dans le sol, une méthode simple, dite « *force-restore* », fut proposée où la tendance temporelle de la température à la surface du sol est forcée par le bilan d'énergie – rayonnement net moins la somme des chaleurs sensible et latente – et rappelée vers sa propre moyenne journalière, cette dernière représentant alors une pseudo-température du sol (*Bhumralkar* 1975; *Blackadar* 1976). Cette modélisation très simple présentait l'avantage de limiter le nombre de paramètres à calibrer et de se passer du traitement de l'équation de diffusion de la chaleur³ et de celle de l'eau décrite par l'équation de Richards⁴ pour décrire le transport de l'énergie et de l'humidité dans le sol diminuant ainsi le coût numérique des simulations.

Néanmoins, bien que cette approche permît de résoudre le cycle diurne de la température proche de la surface, il n'en était pas de même pour l'humidité superficielle du sol. Or elle aussi montre un cycle diurne très marqué (*Jackson* 1973) impactant fortement le bilan d'énergie en surface – et donc la température – via son contrôle sur l'évaporation du sol nu. Ce problème fut résolu par *Deardorff* (1977) qui généralisa la méthode « *force-restore* » au transport vertical de l'eau dans le sol dans un modèle de type

« *seau d'eau* ». Il rajouta une fine couche de surface incluse dans le réservoir de sol afin de mieux décrire l'évolution temporelle de l'humidité superficielle et donc d'améliorer la simulation de l'évaporation du sol (**Figure 1.2**). Mais quid de la végétation qui pourtant recouvre la majorité des continents ? *Deardorff* (1978) fut alors le premier à proposer une paramétrisation simple incluant une couche de végétation pour le calcul des bilans d'eau et d'énergie. Cette approche représentait la transpiration des plantes et l'évaporation du feuillage suite à l'interception de la pluie par la canopée.

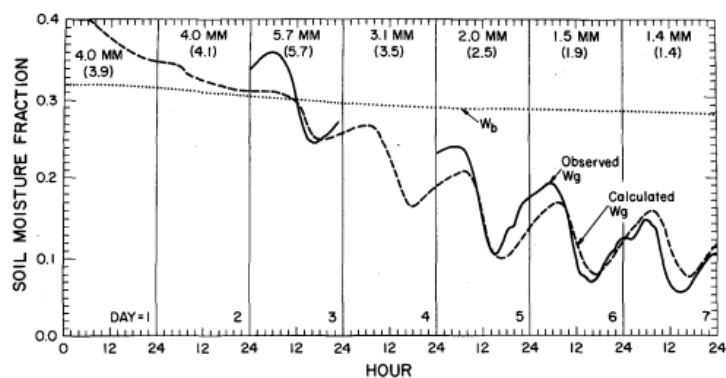


Figure 1.2 – Valeurs d'humidités prédites par *Deardorff* (1977) à la surface (w_g) et dans le sol (w_b) et observées en surface par *Jackson* (1973) durant les 7 jours qui suivirent une irrigation totale du sol. Les évaporations journalières simulées sont données en haut en mm d'eau et les observations correspondantes entre parenthèses. D'après *Deardorff* (1977).

¹ « Geophysical Fluid Dynamics Laboratory »

² Évaporation maximale théorique de l'eau libre en fonction des conditions météorologiques

³ Equation qui décrit la conduction thermique à travers les matériaux par diffusion dérivée de la loi de *Fourier*

⁴ Equation qui décrit les mouvements de l'eau à travers un sol non saturé par diffusion et advection

Bien des travaux furent menés dans les années 70 sur la représentation des surfaces continentales. Parmi ceux-ci on peut citer le travail de *Jarvis* (1976) qui permit de représenter plus ou moins simplement le rôle des stomates qui régulent la transpiration des plantes par une conductance stomatique empiriquement reliée aux conditions environnementales – rayonnement, température, déficit de pression de vapeur saturante, stress hydrique – qui contrôlent la photosynthèse. Cette conductance stomatique était ensuite multipliée par un LAI¹ climatologique pour représenter l'ensemble de la canopée. A l'orée des années 80, tous ces travaux donnèrent naissance aux premiers modèles de surface. Certains comme BATS² (*Dickinson et al.* 1986) et SiB³ (*Sellers et al.* 1986) représentaient tous les processus décrits plus avant mais aussi la végétation de manière très détaillée utilisant un nombre très important de paramètres biophysiques pour la plupart non mesurés – ou non mesurable à l'époque – afin de simuler des bilans d'énergie séparés pour le sol et la végétation. Par la suite, ces modèles furent simplifiés en optimisant le nombre de paramètres et en minimisant le temps de calcul dans le but de faciliter leur couplage avec des modèles de climat (*Pitman et al.* 1991; *Xue et al.* 1991). D'autres firent d'emblée le choix de la simplicité en utilisant une couche de surface composite liant le sol et la végétation pour résoudre le bilan d'énergie à la surface des continents (*Abramopoulos et al.* 1988; *Ducoudré et al.* 1993; *Noilhan & Planton* 1989; *Warrilow et al.* 1986).

1.1.2 - Vers des modèles plus ambitieux

A la fin des années 90, des schémas de sol dit « multicouches » qui résolvent explicitement la diffusion de l'eau et de la chaleur à travers de multiples couches de sol furent implémentés dans les modèles de surface (*Boone et al.* 2000; *Braud et al.* 1995; *Chen et al.* 1997; *Dai et al.* 2003; *de Rosnay et al.* 2000; *Viterbo & Beljaars* 1995; *Wetzel & Boone* 1995). Comparé aux modèles « *seau d'eau* », ces schémas permettent de représenter les profils d'humidité et de température en fonction des caractéristiques homogènes ou hétérogènes du sol. Théoriquement, ils sont aussi capables de simuler de nombreux processus tels les gradients de chaleur, les fronts d'infiltration, la distribution verticale du profil racinaire (*Braud et al.* 2005a; *Feddes et al.* 2001), les remontées capillaires via le couplage avec les nappes phréatiques (*Maxwell & Miller* 2005; *Miguez-Macho et al.* 2007) et surtout l'interaction de l'hydrologie avec les processus « froids » que sont la neige et le gel du sol (*Luo et al.* 2003; *Slater et al.* 1998a). C'est d'ailleurs à cette époque que beaucoup d'études ont pu montrer l'importance de bien simuler le gel du sol que ce soit pour la prévision du temps ou l'étude du climat (*Cox et al.* 1999; *Giard & Bazile* 2000; *Slater et al.* 1998a). Dans les premiers schémas, le gel du sol n'était pas explicitement modélisé et seul l'impact sur la température du sol était représenté (cf. *Boone et al.* 2000). Des schémas plus réalistes furent par la suite proposés où la tendance du contenu en glace est résolue explicitement en reliant la quantité d'eau maximale qui peut geler à la température dans chaque couche de sol (*Boone et al.* 2000; *Cox et al.* 1999; *Koren et al.* 1999).

De même, les premiers schémas de neige implémentés dans les modèles de surface se voulaient plus réalistes que celui de *Manabe* (1969) tout en restant assez simples. Ils représentaient une seule couche de neige sans description de son métamorphisme⁴. Certains représentaient l'évolution de sa densité et de son albédo seulement en fonction du temps qui passe, c'est-à-dire en fonction de l'âge de la neige (*Dickinson et al.* 1986; *Douville et al.* 1995; *Verseghy* 1991). D'autres reliaient son albédo à sa température et simulaient sa densité en tenant

¹ « Leaf Area Index » ou indice de surface foliaire : surface de feuilles exprimée par unité de surface au sol

² « Biosphere Atmosphere Transfer Scheme »

³ « Simple Biosphere » model

⁴ Ensemble des transformations physiques subies par la neige sous l'effet conjugué de la chaleur et de la pression

compte de sa compaction et de sa viscosité (Slater *et al.* 1998b). Son bilan d'énergie était soit unique, c'est-à-dire qu'elle possédait sa propre température (Slater *et al.* 1998b; Sud & Mocko 1999; Verseghy 1991), soit composite, c'est-à-dire qu'une seule température de surface était utilisée pour le sol et la neige (Dickinson *et al.* 1986; Douville *et al.* 1995). Comme pour le sol, ces schémas simplifiés laissèrent progressivement la place à des schémas multicouches plus ambitieux, tous – ou quasiment – basés sur les travaux d'Anderson (1976). Ces schémas multicouches de neige permettaient, par exemple, de simuler de manière réaliste les profils de chaleur dans la neige et ses propriétés physiques – densité, eau liquide, pénétration du rayonnement, etc. – sans toutefois représenter son métamorphisme (Boone & Etchevers 2001; Brown *et al.* 2006; Loth & Graf 1998; Lynch-Stieglitz & Lynch-Stieglitz 1994). Notons enfin qu'à cette époque, des schémas de neige très détaillés ayant une représentation physique du métamorphisme et de bien d'autres processus ont été développés pour la prévision des avalanches tels le schéma américain [SNTherm](#)¹ (Jordan 1991), le schéma suisse [SNOWPACKP](#) (Lehning *et al.* 1999), ou le schéma français [Crocus](#) (Brun *et al.* 1989, 1992, 2012) développé au [CEN](#)² à Météo-France. Aujourd'hui, ces schémas pourraient être utilisés dans les modèles de surface globaux comme cela commence à être le cas pour *Crocus* via son couplage avec ISBA (Brun *et al.* 2013, 2012; Vionnet *et al.* 2012).

A la fin du XX^e siècle, les préoccupations scientifiques et sociétales induites par le changement climatique ont fait apparaître le besoin d'intégrer dans les modèles de climat et de surface les processus biogéochimiques en lien avec le cycle du carbone (Friedlingstein *et al.* 2007). Les progrès de la recherche en écophysiologie dans les années 70-80, surtout le modèle de photosynthèse de Farquhar *et al.* (1980), combiné au modèle de conductance stomatique de Ball *et al.* (1987) puis Collatz *et al.* (1992) ont permis à partir des années 90 de représenter de manière mécaniste le couplage entre le cycle de l'eau et le cycle du carbone dans les modèles de surface (Calvet *et al.* 1998; Cox *et al.* 1998; Dickinson *et al.* 1998; Foley *et al.* 1996; Krinner *et al.* 2005; Sellers *et al.* 1996). Ces modèles de surface représentaient les flux de carbone entrants – l'assimilation de carbone par la photosynthèse au niveau des feuilles – et sortants – la respiration des plantes – mais aussi l'évolution des réservoirs de carbone dans les plantes – le carbone dans les feuilles, dans les tiges, dans les troncs et les racines – en fonction de ces flux et de la perte de biomasse³ par chute des feuilles, mortalité etc. Comme ils calculaient la masse foliaire, ces modèles permettaient de calculer le LAI en fonction des conditions environnementales et non plus comme un paramètre prescrit. De même, la représentation très empirique de la conductance stomatique de type Jarvis (1976) fut remplacée par des relations plus mécanistes la reliant à l'assimilation du CO₂ atmosphérique par la photosynthèse à l'échelle de la feuille (Collatz *et al.* 1992; Jacobs *et al.* 1996). Ces modèles pouvaient ainsi représenter de nouveaux processus comme l'effet « anti-transpirant » du CO₂ qui tend à diminuer la transpiration des plantes via la fermeture partielle des stomates lorsque la concentration atmosphérique en CO₂ augmente ou l'effet « fertilisant » du CO₂ qui veut que l'augmentation du ratio entre les molécules de CO₂ et d'oxygène favorise la photosynthèse et accélère la croissance des plantes. Ce sont d'ailleurs des processus clés dans le couplage du cycle de l'eau avec celui du carbone (Betts *et al.* 1997, 2007; Cox *et al.* 1999; Douville *et al.* 2000; Gedney *et al.* 2006).

1.1.3 - Les modèles de rivières

Les *modèles de rivières*, comme déjà énoncé, permettent de fermer le cycle de l'eau dans nos modélisations climatiques et facilitent la validation des bilans d'eau simulés par les

¹ « SNow THERmal Model »

² « Centre d'Etude de la Neige »

³ La masse de matière organique qui constitue le vivant (ici des végétaux)

modèles de surface sur de vastes domaines via la comparaison des débits simulés et observés (Alkama *et al.* 2010; Chapelon *et al.* 2002; Decharme & Douville 2007; Liston *et al.* 1994; Miller *et al.* 1994; Ngo-Duc *et al.* 2005). Sans eux, il est aussi impossible d'avoir une représentation réaliste de l'évolution de toute la masse d'eau stockée sur les continents (Alkama *et al.* 2010; Kim *et al.* 2009) même si certains se permettent de l'ignorer (Grippa *et al.* 2011; Niu & Yang 2006; Xia *et al.* 2017; etc.). Au cours des années 90, un nombre conséquent de travaux a été mené sur des modèles physiques généralement basés sur de simples équations bilans représentant les variations temporelles de la masse d'eau stockée dans chaque maille d'un réseau hydrographique (**Figure 1.3**) déterminée en fonction de la topographie effective (Arora *et al.* 1999; Coe 1998; Ducharne *et al.* 2003; Hagemann & Dümenil 1997; Liston *et al.* 1994; Miller *et al.* 1994; Oki & Sud 1998; Vörösmarty *et al.* 1989). Ce réseau était couramment disponible à des résolutions plus ou moins grossières, de ~50 à 400 km de côté, à l'exception du modèle de Coe (1998) qui utilisait une résolution de 5 arc-minutes (~10km).

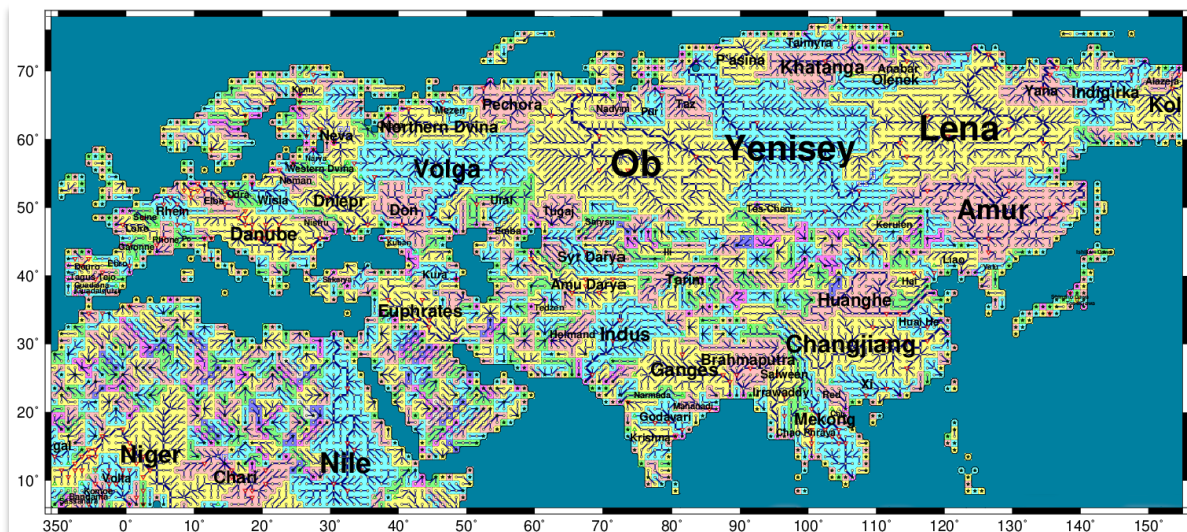


Figure 1.3 – Illustration sur l'Eurasie du maillage du modèle de routage de l'eau en rivière TRIP correspondant à un réseau hydrographique dérivé à 1° (~100km) de résolution. Même à cette résolution grossière, tous les grands bassins du monde sont modélisés. D'après Oki & Sud (1998).

Ces modèles à réservoirs linéaires se distinguaient les uns des autres par le traitement de la vitesse d'écoulement de l'eau en rivière. Elle peut être, constante dans l'espace et dans le temps (Oki *et al.* 1999), assimilée à des coefficients de transfert uniformes à l'échelle d'un sous-bassin (Ducharne *et al.* 2003), constante dans le temps mais distribuée spatialement selon diverses relations avec la topographie ou le débit annuel moyen observé (Coe 1998; Hagemann & Dümenil 1997; Liston *et al.* 1994; Miller *et al.* 1994; Vörösmarty *et al.* 1989), ou variable dans le temps et l'espace (Arora & Boer 1999) en fonction de la topographie, de la géomorphologie et de la hauteur d'eau de la rivière en utilisant la formule de Manning (1891). Néanmoins, la plupart de ces modèles ne tenaient pas compte des réservoirs d'eau libres tels les lacs ou les plaines inondées. Seul Coe (1998) représenta de manière simple ces eaux de surface dans des réservoirs pré-dimensionnés et statiques, ce qui empêche de simuler leurs variabilités et leurs évolutions en interaction avec le climat. Enfin, de manière générale, la plupart des modèles de rivière négligeait les processus liés aux aquifères. Le plus souvent ils les représentaient via l'ajout d'un pseudo-réservoir « tampon » servant à ralentir le flux de drainage du sol vers le fleuve grâce à l'utilisation d'un facteur de délai en temps pris généralement uniforme autour de 30 jours sur tous les continents (Arora & Boer 1999; Ducharne *et al.* 2003). Ces modèles négligeaient donc la diffusion spatiale des nappes phréatiques et les possibles remontées capillaires vers le sol superficiel qui en découlent.

1.2 - Pendant ce temps-là au CNRM

Au CNRM, la modélisation des surfaces continentales dans nos modèles de climat a suivi la même évolution que celle décrite plus avant. Il y a 30 ans dans la première version d'[ARPEGE¹-Climat](#) (Déqué et al. 1994) – le modèle atmosphérique de Météo-France toujours utilisé aujourd'hui pour des applications climatiques globales – les surfaces continentales étaient représentées via l'approche type « *seau d'eau* » de Manabe (1969) pour l'hydrologie et « *force-restore* » de Bhumralkar (1975) et Blackadar (1976) pour la thermique des sols. Grâce à la première version du coupleur [OASIS²](#) qui permet des échanges synchronisés d'informations entre les codes numériques représentant différentes composantes du système climatique (Terray & Thual 1995), le modèle océanique OPA7³ fut associé à cette version d'ARPEGE-Climat pour donner naissance au modèle couplé nommé alors ARPEGE-OPA (Guilyardi & Madec 1997; Terray et al. 1995) et développé au [CERFACS⁴](#) en collaboration avec le CNRM. Par souci de simplicité, on assimile aujourd'hui ce modèle à « CNRM-CM1 », la première version du modèle de climat du groupe de modélisation CNRM-CERFACS. Ce modèle permit – entre autres – la participation de ce groupe aux projets d'intercomparaisons CMIP1 (Lambert & Boer 2001) et CMIP2 (Räisänen 2001).

1.2.1 - Les premiers pas d'ISBA dans nos modèles de climat

Pendant ce temps et afin d'étudier l'impact de la déforestation en Amazonie sur le climat, Manzi & Planton (1994) introduisirent dans le modèle atmosphérique EMERAUDE, l'ancêtre d'ARPEGE-Climat, un tout nouveau modèle de surface nommé ISBA développé au CNRM et qui utilisait un nombre limité de paramètres pour représenter le sol et la végétation (Noilhan & Planton 1989). Il reposait sur une physique simple de type « *seau d'eau* » utilisant la méthode *force-restore* de Bhumralkar (1975) and Blackadar (1976) pour calculer un bilan d'énergie composite neige-sol-végétation où la température superficielle à l'interface surface-atmosphère était rappelée vers sa moyenne journalière censée représenter la température du sous-sol. Suivant les concepts de Deardorff (1977, 1978), il disposait d'une pseudo-couche superficielle très fine en surface incluse dans la zone racinaire pour décrire l'hydrologie du sol (**Figure 1.4a**). Cette humidité superficielle était rappelée vers un contenu en eau théorique à l'équilibre des forces de gravité et capillaires qui était fonction du contenu en eau volumique de la zone racinaire et des propriétés hydrodynamiques du sol. A la base de ce sol, ISBA représentait le drainage gravitationnel de l'eau en profondeur exprimé sous la forme d'un rappel vers la capacité au champ (Mahfouf & Noilhan 1996) ce qui en faisait donc un modèle plus réaliste que le simple « *seau d'eau* » de Manabe (1969). La végétation recueillait la pluie interceptée par la canopée dans un réservoir dont une partie était évaporée et une autre gouttait jusqu'au sol. La transpiration des plantes et donc la conductance stomatique étaient représentées sans prendre en compte la photosynthèse suivant l'approche de Jarvis (1976). Une représentation simple de la neige fut ajoutée afin d'étudier l'impact de l'enneigement des hautes latitudes sur le climat. Une seule couche de neige était représentée via un schéma resté fidèle à la méthode *force-restore* qui décrivait l'évolution de sa densité et de son albédo en fonction du temps qui passe (Douville et al. 1995). Enfin, ISBA fut introduit dans ARPEGE-Climat par Mahfouf et al. (1995) et, à l'orée des années 2000, cette configuration fut couplée au modèle océanique OPA8.0 et au modèle de glace de mer [GELATO⁵](#) (Salas Mélia 2002) pour donner

¹ « Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle »

² « Ocean, Atmosphere, Sea-Ice and Soils » coupler

³ « Océan PARallélisé » version 7

⁴ « Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique »

⁵ « Global Experimental Leads and sea ice for Atmosphere and Ocean »

naissance à CNRM-CM2, la deuxième version du modèle de climat du CNRM-CERFACS. Ce modèle fut utilisé pour réaliser des scénarios climatiques futurs (Royer *et al.* 2002), mais aussi pour mener un nombre conséquent d'études de sensibilité en lien avec les surfaces continentales (Douville 2002, 2005; Douville *et al.* 2000, 2002; Douville & Royer 2002; Voldoire & Royer 2004, etc.).

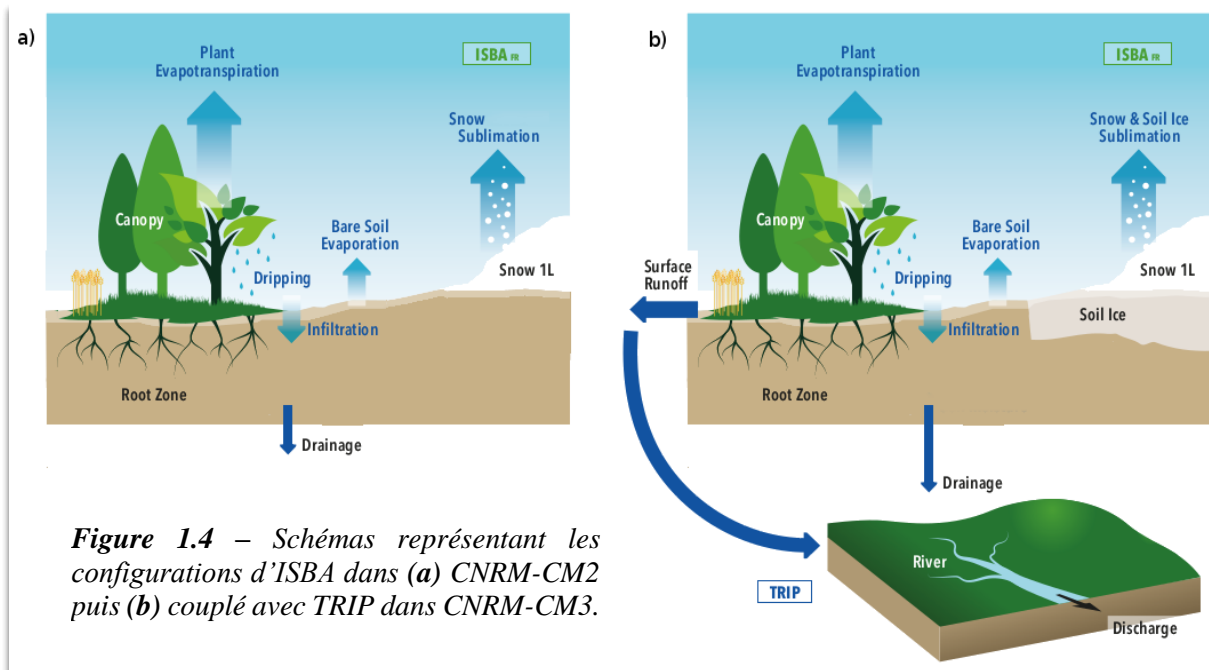


Figure 1.4 – Schémas représentant les configurations d'ISBA dans (a) CNRM-CM2 puis (b) couplé avec TRIP dans CNRM-CM3.

Par la suite dans le cadre des projets d'intercomparaisons de modèles de surface aux échelles régionale [PILPS](#)¹ (Henderson-Sellers *et al.* 1993) et globale [GSWP-1](#)² (Dirmeyer *et al.* 1999), les modèles de surface ont été découplés des modèles climatiques et utilisés en mode « forcé ». Ainsi, les mêmes variables météorologiques issues de réanalyses ou d'observations – et donc non sujettes aux biais systématiques des modèles atmosphériques – ont pu être imposées en entrée de tous les modèles de surface. PILPS a par exemple permis de montrer que la plupart des divergences entre modèles étaient dues à la partition des pluies entre évapotranspiration et ruissellement pointant du doigt la représentation du ruissellement de surface dans les modèles (Koster & Milly 1997; Wetzel *et al.* 1996). Fort de cette conclusion, une représentation du ruissellement de Dunne³ (Dunne & Black 1970) fut introduite dans ISBA que ce soit pour des études climatiques (Douville 1998) ou hydrométéorologiques (Habets *et al.* 1999). Cette représentation était basée sur une approche type « capacité d'infiltration variable » où une fraction de sol saturé en eau au sein de la maille est déterminée en fonction de l'humidité moyenne du sol, de l'intensité des précipitations et d'un paramètre de courbure sensé prendre en compte les effets liés à la topographie (Dümenil & Todini 1992; Wood *et al.* 1992; Zhao 1992). L'infiltration dans le sol était alors donnée par la différence entre le ruissellement de surface et l'eau arrivant sur le sol, cette dernière étant la somme des précipitations non interceptées par la canopée, de l'égouttement de l'eau intercepté par la végétation et de la fonte des neiges. C'est d'ailleurs à partir de ce moment-là qu'ISBA sera systématiquement utilisé en mode « forcé » à l'échelle globale que ce soit pour des applications hydrologiques ou pour valider des changements de la physique avant de les introduire dans notre modèle de climat (Douville 1998).

¹ « Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes »

² « Global Soil Wetness Project »

³ Ruissellement par excès à la saturation du sol

Un résultat important dans ces années-là que l'on peut attribuer aux projets PILPS-2c (Lohmann *et al.* 1998; Wood *et al.* 1998) et GSWP-1 (Oki *et al.* 1999) résidait dans le fait que bien que très peu d'observations *in situ* soient disponibles à l'échelle globale pour valider les champs d'humidité du sol ou d'évapotranspiration, le bilan d'eau pouvait lui être évalué sur les grands bassins du monde grâce à la comparaison des débits simulés et observés. Le modèle de rivière TRIP à 1° de résolution (~100km) utilisé dans GSWP fut donc couplé à ISBA, d'abord sur l'Amazonie (Chapelon *et al.* 2002), puis sur tous les fleuves du monde afin d'en simuler les débits. TRIP simulait simplement l'évolution de la masse d'eau et du débit des fleuves en fonction d'une vitesse d'écoulement constante et uniforme globalement égale à 0.5 m.s⁻¹. C'est à partir de ce moment-là qu'ISBA-TRIP (**Figure 1.4b**) apparaît comme un système hydrologique global complet capable de fermer le cycle de l'eau dans nos modélisations climatiques. Notons aussi que pour les besoins de la prévision opérationnelle du temps, ISBA fut modifié pour tenir compte d'une fine couche de gel (~30cm) dans la zone racinaire (Giard & Bazile 2000). Outre son impact sur les températures du sol en hiver, ce processus permit de stocker l'eau sous forme de glace dans le sol durant les saisons froides puis de la libérer lors des saisons plus chaudes. Enfin, le travail précurseur de Noilhan & Lacarrere (1995) qui permit d'établir des règles d'agrégation spatiale des paramètres de sol et de végétation, et le développement par le groupe de modélisation à méso-échelle du CNRM de la base de données physiographique ECOCLIMAP donnant accès aux cartes de ces paramètres à 1km de résolution sur tous les continents (Masson *et al.* 2003) facilitèrent l'utilisation d'ISBA à l'échelle globale tant en mode « forcé » que couplé à l'atmosphère. Au milieu des années 2000, avec la version 3 d'ARPEGE-Climat, la version 8.1 du modèle d'océan OPA et la version 2 du modèle de glace de mer GELATO, tout ceci composa le modèle CNRM-CM3, la troisième version du modèle de climat du CNRM-CERFACS mais la première version à fermer le cycle de l'eau à l'échelle globale. Ce modèle participa entre autres à [CMIP3](#) (Meehl *et al.* 2007) et « contribua » donc à l'élaboration du quatrième rapport du GIEC (Doherty *et al.* 2009; IPCC 2007).

1.2.2 - Vers une hydrologie plus réaliste

Une autre conclusion générale des projets PILPS-2c et GSWP-1 fut que la variabilité sous-maille de l'humidité des sols, due aux hétérogénéités des propriétés de sol et à la distribution des pluies, de la végétation ou de la topographie à l'intérieur d'une même maille, a un impact significatif sur le ruissellement et l'infiltration générés par les modèles de surface et donc sur les bilans d'eau et d'énergie simulés. Le projet international d'intercomparaison [Rhône-AGG](#)¹ réalisé au CNRM et voué à l'étude de l'impact de l'agrégation spatiale, de la haute vers la basse résolution, sur les modèles de surface confirma cette conclusion (Boone *et al.* 2004). Les modèles de surface qui prenaient en compte une répartition sous-maille des conditions climatiques ou des caractéristiques des sols et de la végétation montrèrent une réduction conséquente de l'influence de la dégradation spatiale sur les bilans d'eau et d'énergie simulés. Les résultats de tous ces projets laissent donc à penser (1) que la modélisation explicite ou une approche statistique de ces hétérogénéités de surface était nécessaire pour obtenir un partage correct entre ruissellement total et évapotranspiration, et (2) que la marge de progression des modèles en termes de processus physiques restait encore conséquente.

Fort de ces conclusions et dans le but de participer à la deuxième phase du projet d'intercomparaison GSWP, c'est-à-dire au projet [GSWP2](#) (Dirmeyer *et al.* 2002) qui visait à constituer un produit multi-modèle d'humidité du sol sur une décennie (1986-1995) en mode « forcé » à 1° de résolution, Hervé Douville proposa une thèse qui fut la mienne afin d'améliorer la représentation de l'hydrologie sous-maille dans ISBA pour des applications à l'échelle

¹ « Rhône-AGGregation »

globale (Decharme 2005). Le point de départ de cette thèse était d'utiliser et d'améliorer une version plus physique d'ISBA développée en grande partie par Aaron Boone durant sa thèse (Boone 2000) dans le groupe de modélisation à méso-échelle du CNRM. En effet, suite aux limites montrées durant GSWP-1 par la version à deux couches de sol hydrologiques d'ISBA utilisée dans CNRM-CM3 (Douville 1998), une couche de subsurface de 50cm à 1m d'épaisseur fut rajoutée sous la couche racinaire afin de limiter l'assèchement estival trop précoce de la zone racinaire en permettant des échanges d'eau par capillarité avec cette couche de subsurface plus humide (Boone et al. 1999). Dans cette version à trois couches, le gel superficiel du sol fut aussi amélioré pour permettre de dissocier la dynamique du gel dans la couche de surface et la zone racinaire (Boone et al. 2000). La stratégie mise en place durant ma thèse reposait sur le protocole expérimental du projet Rhône-AGG (Boone et al. 2004) pour développer mes paramétrisations sous-maillages dans ISBA et les valider tant à haute (8km) qu'à basse (1°) résolution (Figure 1.5) avant de les porter à l'échelle globale dans le cadre de GSWP2. Ce protocole présentait l'avantage d'utiliser un forçage atmosphérique de bonne qualité issue de l'analyse SAFRAN¹ (Durand et al. 1993) et le modèle hydrogéologique MODCOU (Ledoux et al. 1989) qui permet de calculer l'évolution d'une nappe et des débits du Rhône à haute résolution puis de les comparer à un réseau dense de 88 mesures *in situ* de débits journaliers.

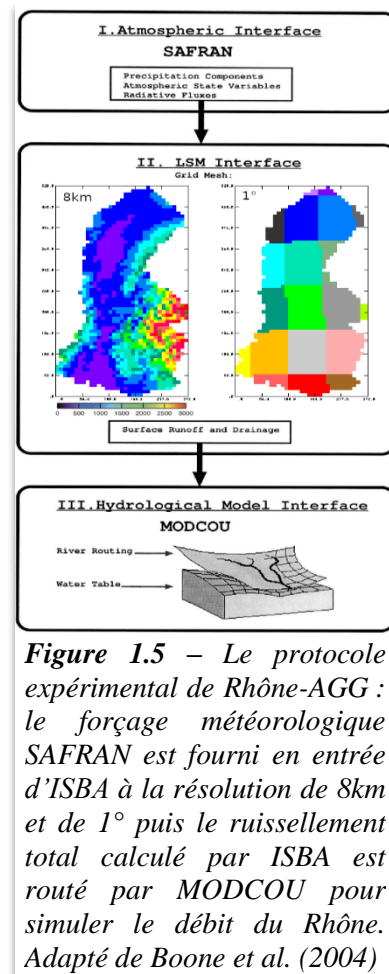


Figure 1.5 – Le protocole expérimental de Rhône-AGG : le forçage météorologique SAFRAN est fourni en entrée d'ISBA à la résolution de 8km et de 1° puis le ruissellement total calculé par ISBA est routé par MODCOU pour simuler le débit du Rhône. Adapté de Boone et al. (2004)

Avant de me pencher sur les hétérogénéités horizontales au sein d'une maille, je me suis tout d'abord intéressé aux hétérogénéités verticales dans le sol. Les simulations sur le bassin du Rhône avaient mis en évidence un manque de dynamique dans la simulation des débits dû à la forme linéaire du drainage gravitaire d'ISBA. A cette époque beaucoup de modélisateurs injectèrent dans leurs modèles de surface une non-linéarité dans la dynamique verticale de l'eau du sol via un profil exponentiel de la conductivité hydraulique à saturation – k_{sat} – avec la profondeur (cf. Decharme et al. 2006). J'ai alors repris cette idée dans ISBA basée sur l'hypothèse que les racines et la matière organique favorisent le développement de macropores et améliorent le mouvement de l'eau près de la surface du sol (Beven & Germann 1982; Delire et al. 1997; Gaiser 1952; Harr 1977) mais aussi que la compaction du sol est un obstacle au transfert vertical de l'eau dans les sols plus profonds. Cette paramétrisation ne dépendait que de deux paramètres : (1) le taux de décroissance du profil que j'avais relié aux propriétés du sol mais ne pouvait excéder $2m^{-1}$; et (2) la profondeur à laquelle k_{sat} atteignait sa valeur compactée prise égale à la profondeur racinaire. Avec ce profil, k_{sat} augmentait en surface d'un facteur ~ 10 et sa valeur moyenne augmentait dans la zone racinaire et diminuait en dessous par rapport aux valeurs usuelles données par les fonctions de pédotransfert² de Clapp & Hornberger (1978) ou Cosby et al. (1984). Toute la difficulté fut de retranscrire la forme d'un tel profil dans un modèle force-restore où k_{sat} n'apparaissait pas explicitement. J'ai donc dû recalculer tous les coefficients hydrodynamiques d'ISBA pour tenir compte de ce profil (Decharme et al. 2006). Au regard du critère d'efficacité qui mesure l'aptitude d'un modèle à reproduire le débit observé d'une rivière (Nash & Sutcliffe 1970), la simulation des débits du Rhône a alors été

¹ « Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige »

² Relations statistiques qui permettent d'estimer les propriétés hydrodynamique et thermique des sols

nettement améliorée grâce à une meilleure réactivité du drainage du sol (**Figure 1.6**). Cette modification a été testée aux échelles locale, régionale que globale montrant une amélioration non négligeable des flux d'énergie et d'humidité simulés. Cette approche a par exemple été adoptée dans d'autres modèles de surface tel [ORCHIDEE](#)¹ pour des applications sur l'Afrique de l'Ouest (*d'Orgeval et al. 2008*) ou à l'université de Reuters aux Etats-Unis afin de modéliser des nappes d'eau profonde sur l'ensemble de l'Amérique du Nord (*Fan et al. 2007*).

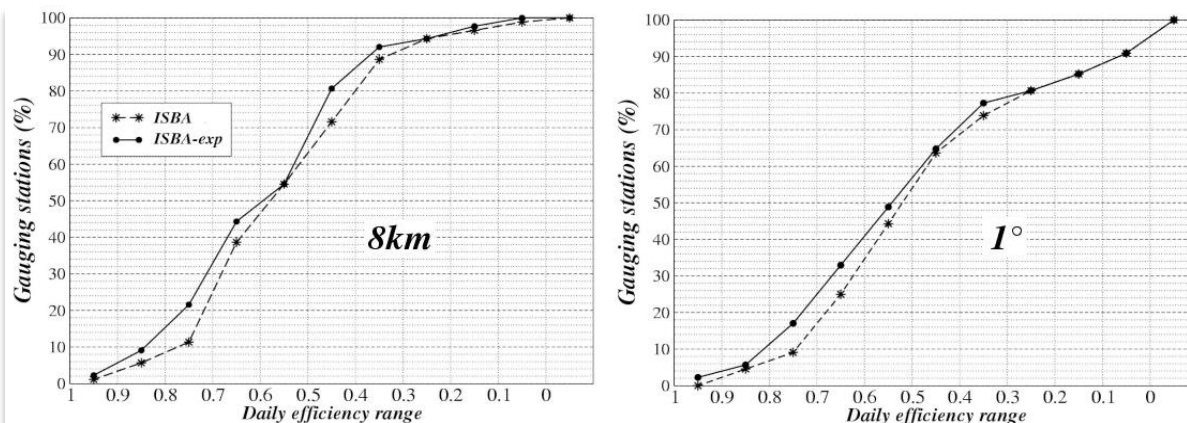


Figure 1.6 – Distributions cumulées des efficacités des débits journaliers simulés à haute et basse résolutions sur le bassin du Rhône par les versions d'ISBA avec (traits pleins) et sans (pointillés) le profil exponentiel de k_{sat} dans le sol. Ces distributions sont calculées à partir d'un réseau constitué de 88 stations de mesures in-situ. Une simulation est parfaite pour une efficacité de 1, acceptable au-dessus de 0,5 et très mauvaise en-dessous de 0. Plus la distribution se rapproche donc du coin supérieur gauche, plus la simulation est bonne. D'après Decharme et al. (2006).

1.2.3 - Les processus hydrologiques sous-mailles

Concernant la prise en compte des hétérogénéités horizontales au sein d'une maille qui impactent la modélisation des processus hydrologique, durant ma thèse j'ai proposé ou revisité plusieurs paramétrisations originales ou préexistantes liées aux hétérogénéités de topographie, d'intensité des précipitations, de la capacité d'infiltration des sols et des types de végétations (*Decharme & Douville 2006a*). Ce schéma hydrologique sous-maille introduit dans ISBA représentait : (1) le ruissellement de Dunne, c'est-à-dire sur surface saturée, via une approche statistico-dynamique type « TOPMODEL² » (*Beven & Kirkby 1979; Saulnier & Datin 2004*) utilisant une distribution gamma à trois paramètres calculés à partir de la répartition observée d'indices topographiques au sein de la maille (**Figure 1.7**) ; (2) l'infiltration via

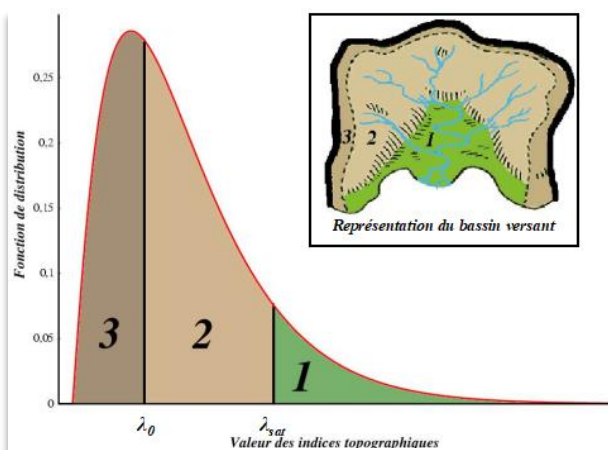


Figure 1.7 – Approche type « TOPMODEL » où la maille est assimilée à un bassin versant dont la distribution des indices topographiques calculé via une fonction gamma permet de déterminer une fraction sèche (3), humide (2) et saturée (1). C'est cette dernière, aussi appelée « zone contributive », sur laquelle tout événement précipitant sera converti en ruissellement de surface. D'après Decharme (2005).

¹ Organising Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems

² « TOPography based hydrological MODEL »

deux distributions exponentielles sous-mailles des précipitations et de la capacité maximale d'infiltration du sol tenant compte du gel et permettant de simuler le ruissellement de Horton¹ (Horton 1933) ; et (3) les hétérogénéités de végétation via une approche type « mosaïque » où ISBA calcule un bilan d'énergie et d'eau distinct pour 12 types de surfaces différents – sol nu, rocher, glacier et 9 types de végétation – potentiellement présents au sein de la maille, ces bilans étant ensuite moyennés en tenant compte de la fraction de chaque type au sein de la maille. Comparée à la version CNRM-CM3 d'ISBA incluant seulement une formulation empirique du ruissellement de surface de type « capacité d'infiltration variable », cette nouvelle version se montra beaucoup moins sensible à la dégradation de la résolution. Sur le bassin du Rhône, elle donna même à basse résolution (1°) des résultats supérieurs à ceux obtenus à haute résolution (8km) avec cette ancienne version, pour peu que l'on s'intéresse aux débits des stations ayant une aire de drainage amont suffisante pour que cette comparaison ait un sens (**Figure 1.8**).

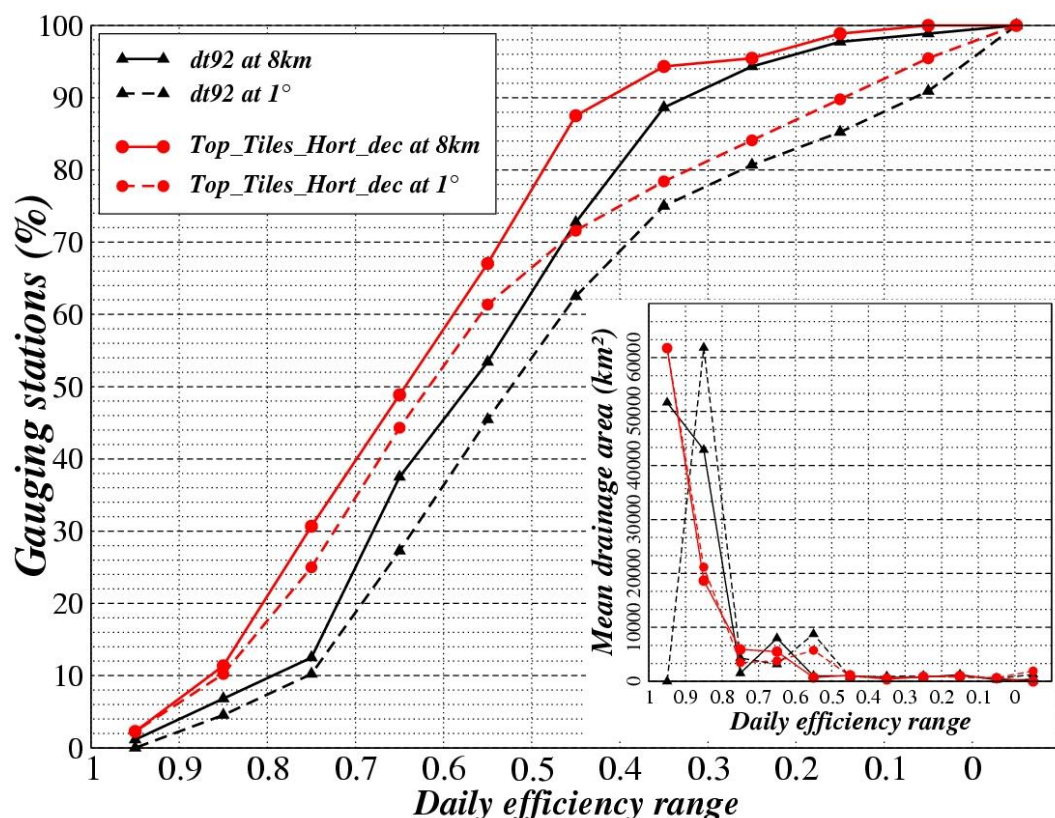


Figure 1.8 – Impact de la prise en compte des processus hydrologiques sous-mailles sur la qualité des débits quotidiens simulés sur le bassin du Rhône par ISBA. Les distributions cumulées des efficacités des débits simulés aux 88 stations observées sur le bassin sont comparées pour des simulations à haute (8km en trait continu) et basse (1° en tirets) résolutions, avec la version CNRM-CM3 d'ISBA (en noir) et la nouvelle version (en rouge) incluant l'ensemble des paramétrisations sous-maille développées durant ma thèse. Dans l'encadré sont également présentées les distributions des aires de drainage par classes d'efficacité. De manière attendue, les plus fortes efficacités sont obtenues à haute résolution et sur les aires de drainage les plus importantes. Alors qu'il est évidemment impossible d'améliorer les débits simulés sur les petites aires de drainage lorsqu'on dégrade la résolution des simulations, on constate que la nouvelle physique s'avère plus performante que l'ancienne version d'ISBA sur les principaux sous-bassins, non seulement à résolution équivalente, mais également lorsqu'on compare la basse (tirets rouges) et la haute résolution (trait continu noir). D'après Decharme and Douville (2006a).

¹ Ruissellement par excès à la capacité d'infiltration du sol

J'ai ensuite évalué ce jeu de paramétrisations sous-mailles à l'échelle globale en utilisant les observations de débits des grands fleuves du monde que nous avons à notre disposition sur la période 1986-1995 couverte par le projet GSWP2. Les simulations ont été menées à 1° de résolution en utilisant un forçage trihoraire fourni par GSWP2 où le taux de précipitations mensuelles était donné par les observations de bonne qualité du [GPCC](#)¹. Comme montré sur la **Figure 1.9**, la prise en compte des processus hydrologiques sous-mailles a alors permis une amélioration significative de la qualité des débits simulés au regard de l'ancienne version d'ISBA mais aussi des autres modélisations hydrologiques utilisées à l'époque par la communauté scientifique internationale et participant au projet GSWP2 (*Decharme & Douville 2007*). A la fin des années 2000, j'ai alors implémenté ce jeu de paramétrisations sous-mailles dans la version 4 de la plateforme de modélisation SURFEX (*Masson et al. 2013*).

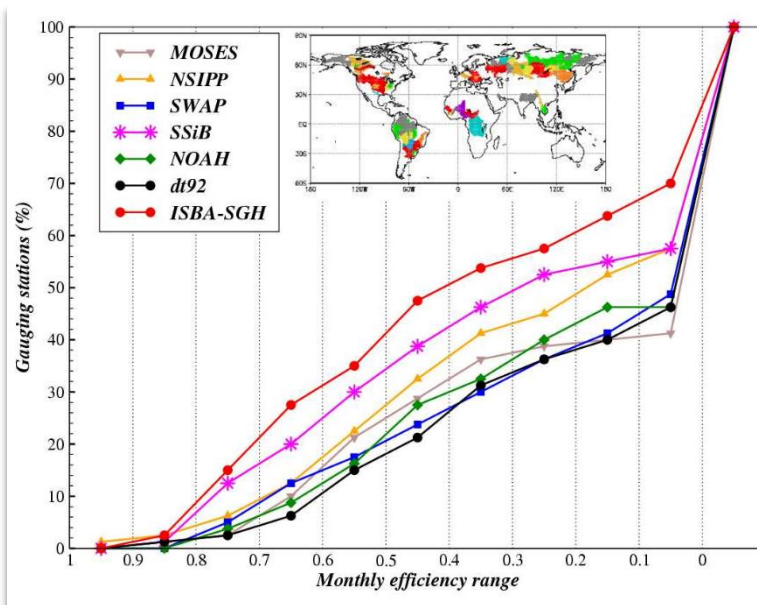


Figure 1.9 – Distributions cumulées des efficacités des débits mensuels simulés par le modèle de routage TRIP forcé par les sorties de 6 modèles de surface globaux ayant participé à GSWP2. La version d'ISBA avec (rouge) et sans (noir) les paramétrisations sous-maille sont aussi données. Les efficacités sont évaluées sur un réseau de 80 stations réparties sur les principaux bassins du monde ayant une aire de drainage minimale de 100000 km² comme montré au centre dans le haut de la figure (d'après *Decharme & Douville 2007*).

Durant mon post-doctorat à Paris, j'ai aussi participé à l'adaptation de certaines de ces paramétrisations dans d'autres modèles pour des applications diverses (*Ringeval et al. 2012; Saux-Picart et al. 2009*). J'ai d'ailleurs implémenté toutes ces paramétrisations dans le modèle de surface américain NOAH. En effet, les projets GSWP-1 et GSWP2 avaient montré que l'incertitude intrinsèque aux modèles de surface engendrait une forte dispersion des humidités du sol simulées (*Entin et al. 1999; Guo & Dirmeyer 2006*) et l'on s'aperçoit aisément sur la **Figure 1.9** qu'il en allait de même pour le débit des fleuves. La question était donc de savoir si la représentation des processus hydrologiques sous-mailles dans deux modèles au préalable très différents comme NOAH et ISBA permettaient de réduire cette incertitude. Ceci fut confirmé dans *Decharme (2007)* où NOAH et ISBA simulèrent des scores de débits similaires lorsque ces processus furent pris en compte dans chaque modèle (**Figure 1.10**). On notera enfin que dans le cadre du

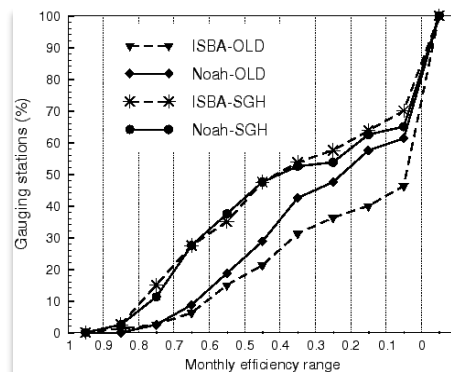


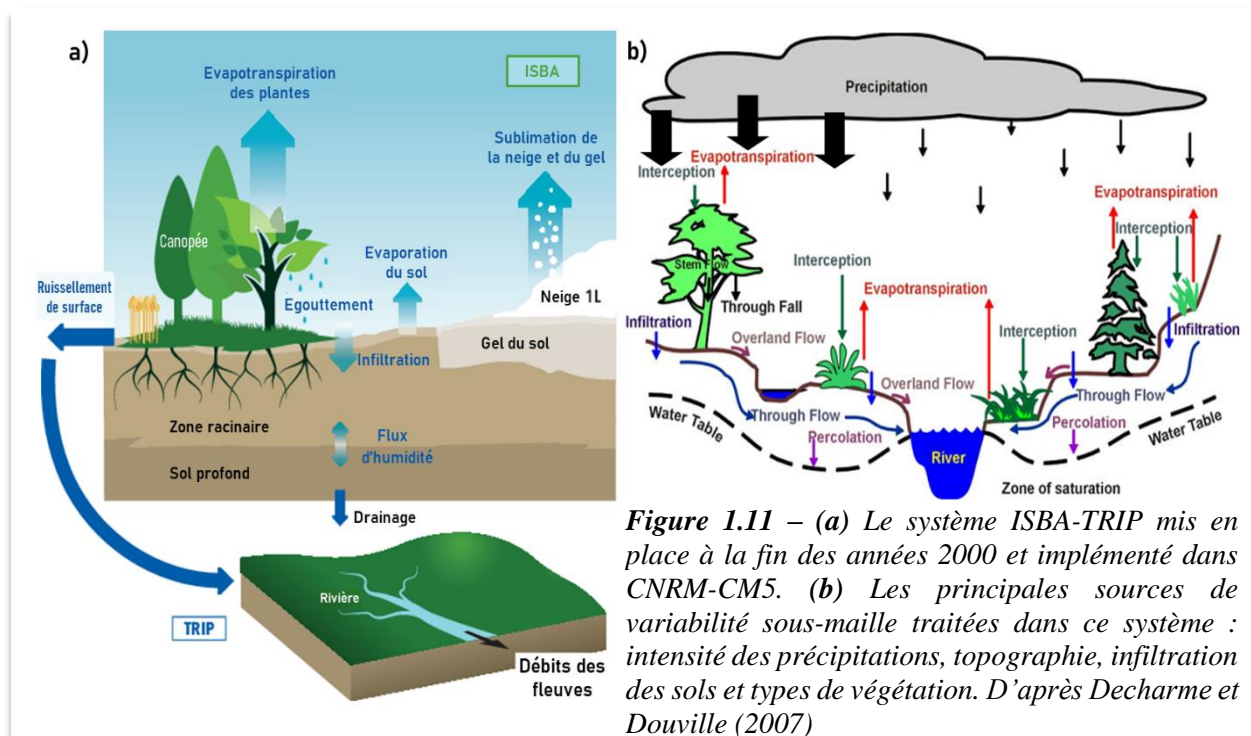
Figure 1.10 – Distributions cumulées des efficacités des débits mensuels simulés par les versions avec (traits continus) et sans (tirets) processus hydrologiques sous-mailles pour les modèles NOAH et ISBA. Comme par ailleurs, le modèle TRIP a été utilisé et le protocole de comparaison est le même que pour la **Figure 1.9** (D'après *Decharme 2007*).

¹ « Global Precipitation Climatology Centre »

projet AMMA, j'ai assuré la participation du CETP au projet d'intercomparaison de modèle surface sur l'Afrique de l'Ouest [ALMIP](#)¹ (Boone et al. 2009) avec cette version de NOAH. J'ai ensuite adapté cette version dans le modèle atmosphérique américain à aire limitée WRF pour réaliser une étude à très haute résolution sur le Kori de Dantiandou (~2500km²), bassin qui fait partie de l'observatoire [AMMA-CATCH](#)² au Niger. La prise en compte des processus hydrologiques sous-maillages a alors permis une amélioration relative de la qualité des climatologies simulées avec WRF (Decharme et al. 2009).

1.3 - Le système hydrologique global ISBA-TRIP

En résumé, la configuration du système hydrologique global [ISBA-TRIP](#) (**Figure 1.11**) qui avait été mis en place au sortir de ma thèse pour des applications à grande échelle – fruit d'une longue histoire que j'ai tenté de vous raconter jusqu'ici – reposait sur une hydrologie du sol, résolue en utilisant trois couches : une mince couche de surface incluse dans la couche racinaire et une troisième couche plus profonde (voir [appendice A](#) de Decharme et al. (2019) pour plus de détails). Le taux d'infiltration était donné par la différence entre le ruissellement de surface et l'eau arrivant sur le sol, cette dernière étant la somme des précipitations non interceptées par la canopée, de l'égouttement de l'eau intercepté par la végétation et de la fonte des neiges. Le schéma de neige disposait d'une seule couche qui restait fidèle à la méthode force-restore. Le bilan d'eau et le ruissellement de surface étaient calculés via un jeu de paramétrisations hydrologiques sous-maillages. TRIP restait lui basé sur une seule équation pronostique pour la masse d'eau contenue dans chaque maille du réseau hydrologique et simulait les débits des rivières en utilisant une vitesse d'écoulement constante et uniforme à 0.5 m.s⁻¹. Comme je l'ai déjà évoqué en introduction, durant les années 2009-2010 j'ai supervisé et contribué au couplage de la version 5.2 de SURFEX avec la version 5.1 d'ARPEGE-Climat permettant ainsi de profiter des progrès effectués sur la modélisation des surfaces continentales



¹ « AMMA Land surface Model Intercomparison Project »

² « AMMA– Coupling the Tropical Atmosphere and the Hydrological Cycle »

au CNRM au cours des années 2000. Ce travail se résume ici en quelques mots mais fut de longue haleine car il exigea la maîtrise des codes ARPEGE-Climat et SURFEX. Cette configuration associée à la version 3.2 du modèle océanique [NEMO](#)¹ et à la version 5 du modèle de glace de mer GELATO constitua le modèle CNRM-CM5 (*Voldoire et al.* 2013), la 5^e version du modèle de climat du CNRM-CERFACS. Ce modèle participa entre autres à [CMIP5](#) (*Taylor et al.* 2012) et « contribua » donc à l'élaboration du 5^e rapport du GIEC (*IPCC* 2014).

1.3.1 - Evaluation et limitations à l'échelle globale

Au cours des années 2000, les systèmes hydrologiques restaient tout de même délicats à évaluer à l'échelle globale du fait du manque d'observations pour valider le bilan d'eau simulé mais aussi à cause des incertitudes inhérentes aux paramétrisations physiques, aux forçages atmosphériques – surtout les précipitations – et aux paramètres physiographiques de surface (*Chapelon et al.* 2002; *Douville* 1998; *Fekete et al.* 2004; *Ngo-Duc et al.* 2005; *Oki et al.* 1999). En effet, le bilan d'eau sur les continents peut être représenté quantitativement en appliquant le principe de conservation de la masse qui repose sur l'hypothèse d'équilibre entre la quantité d'eau contenue dans un réservoir et les quantités qui y entrent et qui en sortent. Suivant ce principe, les variations au cours du temps de *la masse d'eau totale stockée sur les continents*² sont égales à la différence entre les flux de masse entrants, *les précipitations*, et les flux de masse sortants, *l'évapotranspiration et le débit des fleuves*. A l'échelle globale, il existait (et il existe toujours) une grande diversité de jeux de précipitations provenant de mesures *in situ*, d'observations satellites, de réanalyses atmosphériques et de leurs hybridations, soulignant l'incertitude importante qui pèse sur cette variable dans bien des régions du monde (cf. *Beck et al.* 2017b, 2017a). Il y a 15 ans, il n'existait que peu d'observations du stock d'eau continental et de l'évapotranspiration à l'échelle régionale et encore moins à l'échelle globale. La seule variable observée à grande échelle sur laquelle on pouvait alors se reposer pour évaluer nos modèles était le débit des fleuves via de multiples sources comme par exemple le [GRDC](#)³ sur une bonne partie du globe, [R-ArticNET](#)⁴ sur les régions arctiques, l'[USGS-NWIS](#)⁵ sur l'Amérique du nord, [HyBAm](#)⁶ sur le bassin amazonien ou [eaufrance](#) sur l'ensemble de la France.

Comme je l'ai déjà évoqué, la version d'ISBA-TRIP utilisée dans CNRM-CM5 fut évaluée pour la toute première fois à l'échelle globale grâce au projet GSWP2 (*Decharme & Douville* 2007). A cette époque, GSWP2 représentait une occasion unique d'évaluer les paramétrisations des modèles de surface en utilisant des simulations forcées sur une longue période de temps (10ans) et à une résolution pas si basse pour l'époque (1°). Néanmoins la simulation standard réalisée avec le forçage et les paramètres fournis par le projet montrait des biais importants, surtout aux moyennes latitudes. Dans une analyse multi-modèles des débits simulés sur le bassin du Rhône et à l'échelle globale (*Decharme & Douville* 2006b), nous avons alors montré que la source principale de ces biais était liée à la qualité douteuse des précipitations. Ce résultat confirmait d'ailleurs des études antérieures menées lors de GSWP-1 (*Chapelon et al.* 2002; *Oki et al.* 1999). Ce produit de précipitations était marqué par des cumuls mensuels très fortement exagérés aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord. Ce défaut était causé par des corrections empiriques appliquées par GSWP2 aux observations mensuelles du GPCC censés compenser une sous-estimation potentielle due à l'effet aérodynamique du vent autour des pluviomètres (*Leroy* 2002). En effet en présence de vent, la

¹ « Nucleus for European Modeling Ocean »

² Somme de l'eau contenue dans le manteau neigeux, les lacs, le sol, les aquifères, les rivières et la végétation

³ « Global Runoff Data Center »

⁴ « Regional Arctic hydrographic NETwork »

⁵ « United State Geological Survey's National Water Information System »

⁶ « Hydrologie du Bassin AMazonien »

trajectoire des particules de pluie ou de neige étant perturbée par l'écoulement de l'air autour du pluviomètre, la quantité d'eau qui pénètre dans ce dernier est toujours inférieure à celle qui arrive au sol. Ce produit de « base » fourni par GSWP2 ayant été fortement « sur-corrigé », nous avons alors recommandé d'utiliser un produit de précipitation alternatif basé sur les observations brutes du GPCC à la vue de la meilleure qualité des débits simulés par la quasi-totalité des modèles de surfaces ayant participé à ce projet (**Figure 1.12**). Cette étude soulignait, comme d'autres (Ngo-Duc et al. 2005; Sheffield et al. 2006), le besoin d'améliorer les forçages météorologiques ou de recourir à des forçages de bonne qualité pour évaluer nos modèles ou mener des études sur l'évolution de l'hydrologie à grande échelle.

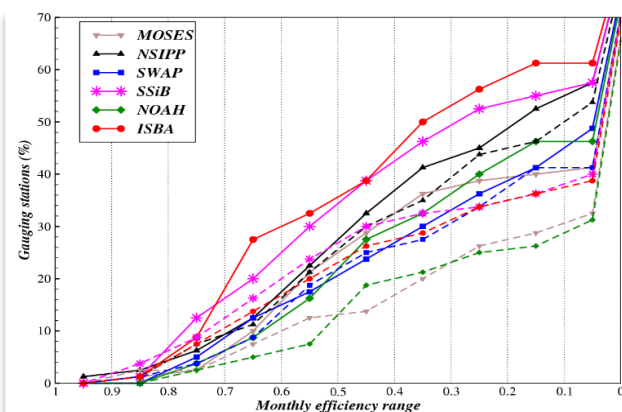


Figure 1.12 – Comparaison des distributions cumulées des efficacités des débits simulés par plusieurs modèles avec les forçages de « base » (ligne pointillée) et alternatif (ligne continue) fournis par GSWP-2. Pour chaque modèle de surface les ruissellements ont été routés par TRIP et les débits comparés aux mesure in-situ recueillies à 80 stations de situées près de l'embouchure des plus grands fleuves du monde. Quasi tous les modèles montrent des scores supérieurs avec les précipitations alternatives. D'après Decharme & Douville (2006b).

Utilisant ce produit alternatif de précipitation, nous avons aussi pu montrer que les incertitudes inhérentes aux paramétrisations physiques dans certaines régions du monde pouvaient impacter autant la simulation des débits que la qualité de ces forçages. C'était le cas sur les bassins arctiques où la modélisation des processus froids – fonte de la neige, gel du sol et ruissellement sur sol gelé – était la principale source d'incertitudes (Decharme & Douville 2007). Sous les tropiques, les principales erreurs dans la simulation des débits semblaient être dues à la non représentation dans notre modèle des vastes inondations saisonnières qui sévissent une bonne partie de l'année dans ces régions (Ngo-Duc et al. 2005; Prigent et al. 2007). Enfin, la qualité des paramètres de surface – sol et végétation – montrait une influence moindre mais non négligeable sur la simulation des débits. Par contre, leurs impacts étaient considérables sur la climatologie simulée de l'humidité du sol alors que celui du forçage atmosphérique semblait plus négligeable (Decharme 2005). Ceci soulignait le fait qu'une simulation acceptable des débits ne garantissait pas une représentation réaliste de l'eau du sol et donc du stock d'eau continental, du moins avec ISBA-TRIP.

Par la suite, l'avènement de la mission spatiale [GRACE](#)¹ couvrant 2002 à aujourd'hui et de forçages atmosphériques multi-décennaux de meilleure qualité comme le produit [PGF](#)² de l'université de Princeton sur la période 1948-2010 (Sheffield et al. 2006) ont permis d'apporter des contraintes supplémentaires sur l'évaluation de nos systèmes hydrologiques. GRACE fournit une estimation des variations mensuelles du stock d'eau continental à 1° de résolution basées sur des mesures du champ de gravité terrestre à ~300km de résolution et pouvant être comparée aux stocks simulés par nos modèles (Lettenmaier & Famiglietti 2006; Ngo-Duc et al. 2007; Niu & Yang 2006; Swenson & Milly 2006). Grâce aux projets nationaux [IMPACT-BOREAL](#)³ financé par l'ANR⁴ et [CYMENT](#)⁵ financé par le [RTRA-STAE](#)⁶ de notre région, j'ai

¹ « Gravity Recovery And Climate Experiment »

² « Princeton Global Forcing » à 3 heures et 1° de résolution

³ « IMPACT of climate on hydrology and methane production in anaerobic soils in BOREAL regions »

⁴ « Agence Nationale de la Recherche »

⁵ « CYcle de l'eau et de la Matière dans les bassins vErsanTs »

⁶ « Réseau Thématique de Recherche Avancée – Sciences et Technologies pour l'Aéronautique et l'Espace »

eu la chance d'encadrer le post-doctorat de [Ramdane Alkama](#)¹ sur cette thématique. Nous nous sommes alors intéressés à ces nouvelles données, ce qui nous mena à la publication d'une des premières études utilisant une double contrainte – stock d'eau continental et débits – pour évaluer les bilans d'eau simulés par un système hydrologique à l'échelle globale (*Alkama et al.* 2010; *Decharme et al.* 2010). Nous avons montré que le système ISBA-TRIP permettait de reproduire de manière assez réaliste à la fois la saisonnalité et la variabilité interannuelle des débits des fleuves et des stocks d'eau continentaux sur la plupart des grands bassins du monde. Seules des observations globales de l'évapotranspiration continentale nous manquaient alors pour contraindre complètement notre cycle hydrologique, limitation partiellement levée aujourd'hui comme nous le verrons dans la [section 2.1.3](#).

Ce protocole nous a aussi permis de mettre en évidence les lacunes de notre système. Aux échelles de temps annuelles et interannuelles, une première source d'erreurs identifiée dans nos simulations semblait être liée à une possible sous-estimation de l'évaporation continentale dans ISBA mise en évidence par la surestimation plus ou moins non négligeable des débits annuels simulés sur certaines régions du globe (*Alkama et al.* 2010). Alors que cette surestimation était quasi nulle à nos latitudes, elle était importante sur les fleuves sud-américains, africains et sud asiatiques mais aussi sur certains bassins arctiques tel que l'Ob et le Mackenzie. Comme nous le verrons par la suite (cf. [section 2.1.3](#) et [section 2.2.2](#)), une partie de l'explication résidait dans la non-représentation de l'évaporation potentielle des vastes plaines d'inondations saisonnières qui sévissent dans ces régions (*Decharme et al.* 2008, 2012). Néanmoins, une sous-estimation de l'évapotranspiration des forêts due (1) à des incertitudes dans le forçage atmosphérique ou (2) à des calibrations antérieures du réservoir d'interception et de la transpiration type *Jarvis* (1976) réalisées lors de l'implémentation de la première version d'ISBA dans les modèles atmosphériques EMERAUDE (*Manzi & Planton* 1994) et ARPEGE-climat (*Mahfouf et al.* 1995) n'était pas à exclure. D'ailleurs peu de temps après dans une étude menée en collaboration avec le groupe de modélisation à méso-échelle du CNRM, nous avons montré tout l'intérêt de simuler le processus de photosynthèse via le schéma de végétation interactive d'ISBA (*Calvet et al.* 1998) en remplacement de l'approche type *Jarvis* (1976) pour bien simuler l'évapotranspiration et les débits des fleuves européens (*Szczypta et al.* 2012).

Aux échelles de temps mensuelle à saisonnière, des erreurs systématiques de phase et d'amplitude dans les simulations des débits et du stock d'eau continental pouvaient être attribuées à la simplicité de TRIP (*Alkama et al.* 2010). Comme dans *Kim et al.* (2009), nos résultats soulignaient que la masse d'eau des rivières était une composante importante des variations des stocks d'eau sur les continents qui ne doit pas être négligée lorsque nos modèles sont comparés aux estimations GRACE. Afin de réaliser des expériences de sensibilité à ces processus et de confronter les résultats aux mesures de débits et aux données GRACE, j'avais alors implémenté dans TRIP – via l'approche d'*Arora & Boer* (1999) – une vitesse d'écoulement qui varie en fonction de la masse d'eau dans la rivière et un pseudo-réservoir aquifère qui retarde la contribution du drainage d'ISBA à la rivière via l'ajout d'un réservoir tampon (*Decharme et al.* 2010). Nous avons alors montré que : (1) les erreurs de modélisations dues à la vitesse d'écoulement de l'eau étaient importantes sur la plupart des bassins du monde et tout spécialement sur les fleuves arctiques où cette vitesse varie fortement en quelques jours après la fonte des neiges et dépasse aisément les 0.5 m.s^{-1} imposés à TRIP jusqu'alors (*Kääb et al.* 2013; *Kääb & Prowse* 2011) ; et (2) l'absence de représentation des aquifères – qui stockent une large part de l'eau infiltrée durant la saison humide permettant ensuite de soutenir l'étiage² des rivières durant les saisons plus sèches – était préjudiciables.

¹ Aujourd'hui chercheur au *Joint Research Centre* à Ispra, Italie

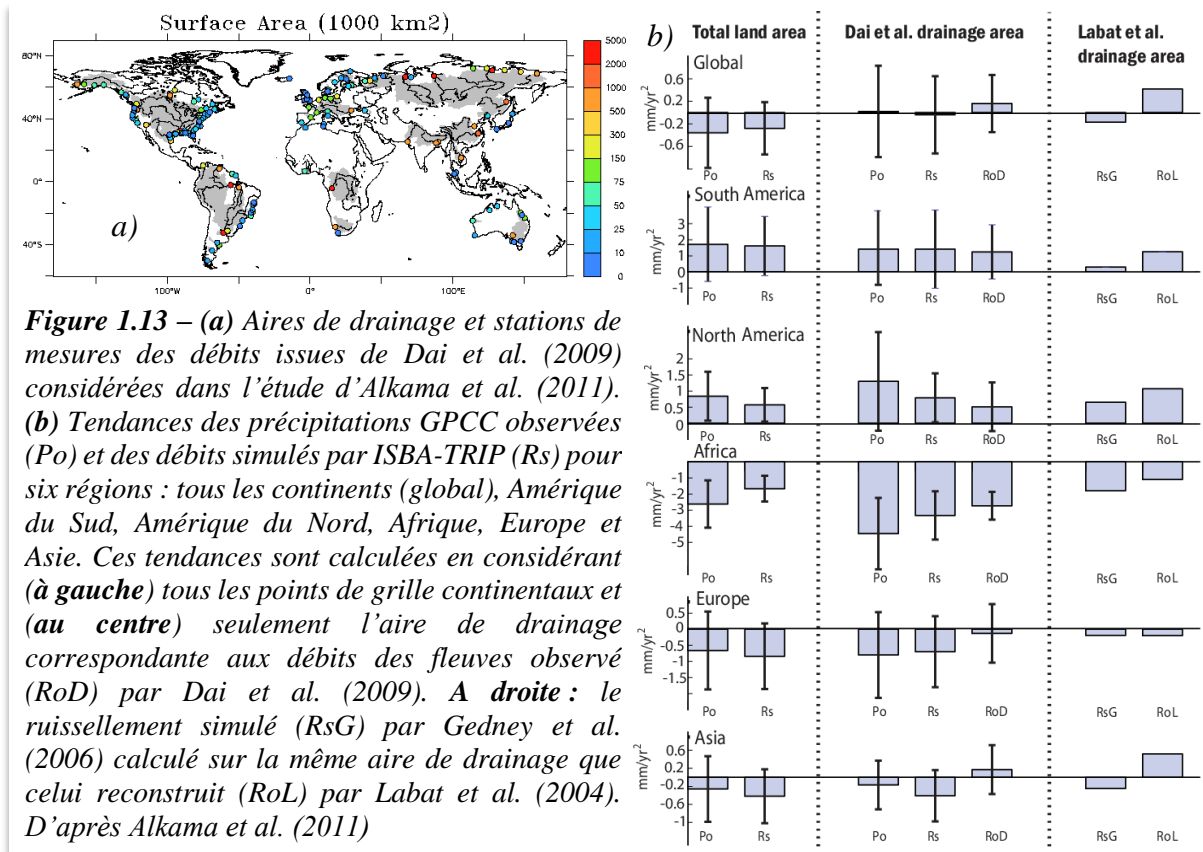
² Débit climatologique minimal des rivières généralement durant la saison sèche

1.3.2 - Etude de l'évolution de l'hydrologie continentale

Au sein du groupe de modélisation du climat du CNRM, j'avais aussi vocation à étudier l'évolution récente et future de l'hydrologie continentale à l'échelle du globe via l'analyse d'observations, de simulations ISBA-TRIP en mode « forcé » et de simulations climatiques réalisées dans le cadre de CMIP5. Malgré les limitations que je viens d'évoquer, les nombreuses évaluations positives d'ISBA-TRIP via la simulation des débits des fleuves et des stocks d'eau continentaux ont montré qu'il représentait tout de même – pour l'époque – un outil robuste et suffisamment à l'état de l'art pour aborder les questions que nous nous posons sur l'évolution récente du ruissellement continental, de l'évapotranspiration, et des sécheresses.

Dans les années 2000, *Labat et al.* (2004) avaient documenté une augmentation significative du ruissellement global sur le XX^e siècle utilisant 221 mesures *in situ* de débits des fleuves alors que les précipitations continentales ne montraient aucune tendance claire. *Gedney et al.* (2006) attribuèrent cette tendance à l'effet « anti-transpirant » des plantes dû à l'augmentation de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère via une série de simulations en mode « forcé » avec leur modèle de surface. Néanmoins, ils omirent de préciser que leur modèle ne prenait pas en compte l'effet « fertilisant » permettant de contrebalancer cet effet « anti-transpirant ». Avec une stratégie similaire mais conjuguant les deux effets dans le modèle ORCHIDEE, *Piao et al.* (2007) attribuèrent plutôt ce paradoxe au changement d'utilisation des sols qui contribuerait à augmenter le ratio du ruissellement sur précipitations dans certaines régions tropicales. Plusieurs problèmes furent alors relevés par la communauté scientifique. Utilisant des observations indépendantes, *Huntington* (2008) démontra que la transpiration des plantes n'avait pas diminué sur les dernières décennies. *Gerten et al.* (2008) attribuèrent de possibles changements régionaux de ruissellement aux changements des précipitations plutôt qu'à la fermeture des stomates ou au changement d'utilisation des sols. De plus, *Legates et al.* (2005) critiquèrent vivement les résultats de *Labat et al.* (2004) en pointant du doigt la méthode statistique utilisée pour reconstruire les données manquantes comme étant inappropriée et source de larges erreurs. La faiblesse de la corrélation obtenue à l'échelle globale avec les précipitations annuelles observées – après retrait des tendances sur le XX^e siècle – suggère à quel point ce jeu de données doit être utilisé avec prudence. Ce fait fut confirmé par *Milliman et al.* (2008) qui ne relevèrent aucune tendance globale dans l'analyse globale des débits annuels de 137 fleuves s'écoulant dans l'océan. Enfin, *Dai et al.* (2009) en utilisant les débits observés sur 925 rivières où les données manquantes ont été reconstruites via l'utilisation d'un modèle de surface forcé par des observations n'ont trouvé aucune tendance globale significative sur la période 1948-2004, même si une tendance à la hausse se dégageait sur les fleuves Arctiques.

Toujours avec Ramdane Alkama, dans le cadre des projets IMPACT-BOREAL et CYMENT, nous nous sommes alors intéressés à cette question, c'est-à-dire à l'évolution récente des débits des grands fleuves du monde. Dans *Alkama et al.* (2011), forçant ISBA-TRIP avec la produit PGF et les précipitations observées du GPCC, nous avons simulé les débits des fleuves à l'échelle du globe que nous avons comparé avec les chroniques observées à 151 stations *in situ* (~41% du débit global) sur la période 1960-1994 issue des données de [Dai et al. \(2009\)](#). Nous avons alors pu montrer (**Figure 1.13**) que, contrairement aux études précédentes (*Gedney et al.* 2006; *Labat et al.* 2004; *Piao et al.* 2007) et en accord avec d'autres plus récentes (*Dai et al.* 2009; *Gerten et al.* 2008) : (1) ISBA-TRIP capture la plupart des tendances observées des débits sur les différentes régions du monde sans prise en compte de l'effet anti-transpirant du CO₂ ou du changement d'utilisation des sols, ce qui semble discréditer ces deux hypothèses ; (2) ces tendances sont guidées par les tendances de précipitations ; et (3) en moyenne globale aucune tendance significative des débits n'est ni simulée ni observée, ce qui souligne le caractère régional et non global de cette problématique.



Néanmoins, le modèle n'est pas arrivé à reproduire la tendance à la hausse des débits des fleuves arctiques situés au-delà de 60°N (**Figure 1.14**) alors que les précipitations observées ne montraient aucune tendance particulière. Nous avons alors émis deux hypothèses pouvant expliquer ce paradoxe : (1) au vu de certaines études montrant des tendances positives de précipitations dans l'arctique (Spence et al. 2011; Zhang et al. 2007), le peu d'observations *in situ* dans ces régions rendrait très incertaines les tendances dans les différents produits servant à forcer les modèles de surface ; (2) les systèmes hydrologiques globaux tel ISBA-TRIP ne seraient pas en mesure de simuler cette tendance positive des débits des fleuves arctiques car ils ne modélisent pas les effets « mémoires » liés à l'augmentation de le dégel du pergélisol et des glaciers continentaux observée sur la deuxième moitié du siècle dernier (Farquharson et al. 2019; Jorgenson et al. 2001; Serreze et al. 2002; Streletskiy et al. 2015; Yang et al. 2002; Zhang et al. 2005). Cette question reste toujours ouverte aujourd'hui.

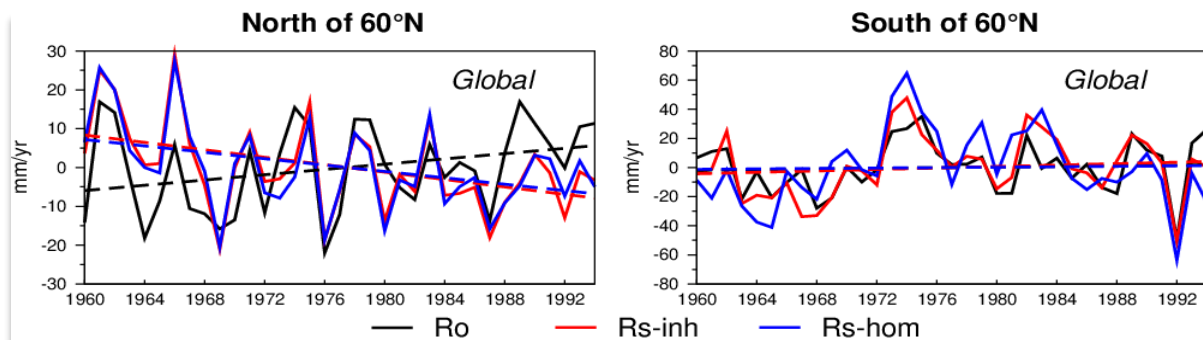


Figure 1.14 – Variabilité interannuelle (ligne continue) et tendances (ligne pointillée) des débits annuels observés (Ro) et simulés au nord et au sud de 60°N sur la période 1960-2014. Les débits sont simulés par ISBA-TRIP en utilisant le forçage PGF hybridé avec les précipitations GPCP réanalysées mais inhomogènes (Rs-inh, rouge) et avec les précipitations homogénéisées (Rs-hom, bleu) du produit VASclimO du GPCP. D'après Alkama et al. (2011).

Faisant suite à cette étude, j'ai co-encadré le stage de Master 2 de [Lisa Marchand](#)¹ en 2012 avec [Aurélien Ribes](#) et Ramdane Alkama intitulé « [Détection de changements dans le débits des grands fleuves à l'échelle globale](#) » et portant sur la détection statistique de ces changements. Pour ce faire nous avons analysé tous les débits observés et reconstruits par *Dai et al.* (2009) sur une période récente (1958-2004) et les débits simulés par 14 modèles de climat utilisant le scénario le plus sévère ([RCP 8.5](#)²) mis en place pour le 5ème rapport du GIEC. Grâce à un outil statistique robuste (*Ribes et al.* 2010), ce travail publié par la suite par *Alkama et al.* (2013) a permis de confirmer que l'existence de changements de débits à l'échelle globale était peu claire dans les observations sur la période récente mais que ces changements devenaient significatifs à l'horizon 2020-2040 pour la majorité des projections climatiques réalisées par les modèles de climat participant à CMIP5.

Une autre question à laquelle j'ai contribué grâce à Hervé Douville et Aurélien Ribes concernait l'évapotranspiration continentale et son évolution sur le siècle passé : si changement il y a eu, quelle en sont les causes ? Dans cette étude de détection-attribution (*Douville et al.* 2013), nous nous sommes servis de trois ensembles de simulations climatiques qui ont été réalisés avec CNRM-CM5 sur la période 1850 à 2005 : un ensemble « forçages naturels » seuls (constante solaire et aérosols volcaniques), un ensemble « forçages anthropiques » seuls (gaz à effet de serre et aérosols anthropiques), un ensemble tous forçages confondus. Par comparaison à différentes simulations hydrologiques fournies par l'université de Princeton ou générées par ISBA-TRIP, ces ensembles climatiques suggérèrent que la variabilité spatio-temporelle de l'évapotranspiration continentale reconstruite au cours des 5 dernières décennies ne peut être reproduite sans faire intervenir les forçages anthropiques. Sauf nouvelles éruptions volcaniques majeures, l'accroissement global d'évapotranspiration amorcé à la fin du XX^e siècle, notamment aux moyennes et hautes latitudes, devrait se renforcer au XXI^e siècle. Cette tendance positive due aux émissions anthropiques de gaz à effet de serre semble confirmer la menace potentielle liée à la fréquence croissante des sécheresses dans un climat en mutation.

L'évolution des sécheresses est évidemment une question majeure à laquelle je me suis intéressé sous l'impulsion d'Hervé Douville via le co-encadrement du stage de Master 2 d'[Emilie Joetzjer](#)³ en 2011. Depuis plus d'une décennie, une demi-dizaine d'indicateurs empiriques de sécheresse dérivés de données mensuelles de précipitations et de températures de l'air sont couramment utilisés par la communauté scientifique (cf. *Joetzjer et al.* 2013). Le but de ce stage intitulé « [Variabilité interannuelle des sécheresses et leur réponse au changement climatique : Quels Indicateurs ?](#) » était : (1) d'étudier la capacité de ces indices à rendre compte de la variabilité interannuelle des sécheresses agronomiques (humidité des sols) et hydrologiques (débits des rivières) ; et (2) de caractériser leur réponse au changement climatique. L'étude a été menée aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord et sur le bassin amazonien sur les périodes 1951-2000 et 2050-2099. Elle a été publiée durant la thèse d'Emilie (*Joetzjer et al.* 2013) et a permis de montrer que : (1) la densité spatiale des sécheresses que l'on pourrait obtenir dans le futur est très dépendante de l'indice utilisé ; (2) ces indices empiriques devraient être considérés avec beaucoup de prudence dans un climat qui se réchauffe ; et (3) les modèles hydrologiques à base physique tel ISBA-TRIP sont nécessaires pour prendre en compte l'impact des forçages radiatifs anthropiques sur les sécheresses hydrologiques. Néanmoins, comme nous venons de le voir dans la précédente [section 1.3.1](#), ces simulations hydrologiques sont très sensibles aux incertitudes des forçages atmosphériques utilisées, et surtout à celles des précipitations. Nous avons alors cherché à savoir si ces incertitudes pouvaient aussi jouer sur la caractérisation des sécheresses aux moyennes latitudes

¹ Aujourd'hui adjointe division Maîtrise de la Production Finalisée et des Outils à Météo-France

² « Representative Concentration Pathways » avec trajectoire de forçage radiatif de + 8.5 W/m² en 2300

³ Aujourd'hui post-doctorante au CNRM

de l'hémisphère nord (Europe et Amérique du Nord) dans les scénarios climatiques réalisés pour CMIP5 via le stage de fin d'étude à l'école centrale de Lyon de Benjamin Bonrepaux¹ en 2014 intitulé « [Incertitudes sur les réponses hydrologiques régionales dans les scénarios du GIEC](#) ». Utilisant différentes physiques d'ISBA-TRIP (CMIP3, CMIP5 et la version beta de CMIP6) forcées par différentes projections climatiques issues des deux modèles de climat français (CNRM-CM5 et [IPSL-CM5A](#)²), Benjamin a pu montrer durant ce stage que : (1) il y avait une tendance robuste à l'assèchement et à l'accroissement du risque de sécheresse dans la plupart des régions étudiées – particulièrement au Sud de l'Europe – en réponse à une raréfaction des précipitations et à une demande évaporative croissante ; et (2) les incertitudes sur l'intensité et la superficie des sécheresses étaient principalement liées au choix du modèle climatique « forceur » soulignant le besoin d'utiliser une grande diversité de climatologies pour réaliser ce type d'analyse.

1.3.3 - Le lien entre le stock d'eau continental et le niveau de la mer

Dans le cadre du projet CYMENT et grâce à l'aptitude d'ISBA-TRIP à reproduire assez correctement les variations interannuelles des stocks d'eau continentaux observés par GRACE dans bien des régions du monde (*Alkama et al. 2010; Becker et al. 2011; Decharme et al. 2010; Munier et al. 2012*), j'ai été amené à collaborer avec [Anny Cazenave](#) du [LEGOS](#)³ et son équipe qui étudiaient le lien entre les variations de la masse d'eau totale stockée sur les continents et l'évolution du niveau global de la mer. Sur des échelles de temps décennales et plus, la dilatation thermique de l'océan et la perte de masse des glaciers continentaux sont les principaux facteurs de variations du niveau de la mer, mais quid des fluctuations interannuelles ? Les données GRACE permettaient d'aborder cette question mais seulement sur une courte période. Il fallait donc faire appel à des modèles hydrologiques pour estimer les variations du stock total d'eau sur les continents avant 2002. C'est donc ce qui a été fait durant la thèse de William Llovel (*Llovel 2010*) où les variations de la masse d'eau continentale simulée par ISBA-TRIP ou observées par GRACE furent convertie en équivalent « niveau de la mer ». En effet, ces variations furent pondérées par le rapport des surfaces entre continents et océans puis multipliées par -1 pour exprimer le fait qu'un excès d'eau sur les continents correspond à un déficit dans l'océan et inversement. Une forte corrélation fut alors trouvée entre ces variations de la masse d'eau continentale exprimées en équivalent « niveau de la mer » et les fluctuations interannuelles du niveau moyen global de la mer sur la période 1993-2009 (*Llovel et al. 2011*). Cette étude suggérait alors que la variabilité interannuelle du niveau moyen global de la mer pouvait s'expliquer par les fluctuations interannuelles du stock d'eau continental, les contributions les plus importantes provenant des tropiques.

Néanmoins, l'étude de l'épisode El Niño de 1997-1998 où il existait une corrélation positive entre les deux signaux indiquait que, pendant cet événement, il y avait un excès d'eau dans l'océan pacifique et un déficit d'eau sur les continents (**Figure 1.16**). Ce déficit continental simulé par ISBA-TRIP suggérait alors que l'excès d'eau dans l'océan pacifique n'est pas causé par le ruissellement des fleuves mais pouvait plutôt s'expliquer par un excès de précipitations sur l'océan pacifique et un déficit sur les continents tropicaux (*Cazenave et al. 2012, 2013; Gu & Adler 2011*). *Fasullo & Nerem (2016)* proposèrent le mécanisme qui suit en utilisant deux vastes ensembles de simulations climatiques réalisées avec le modèle de climat [CESM](#)⁴. Lors de l'apparition d'El Niño, les anomalies du contenu thermique dans le Pacifique sont généralement positives et les anomalies de précipitation et du stock d'eau sur continent sont

¹ Aujourd'hui professeur de mathématiques à l'Ecole Nationale Supérieure de Techniques Avancées de Paris

² « Institut Pierre-Simon Laplace » Climate Model version 5A

³ « Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales »

⁴ « Community Earth System Model »

négligentes car la pluie migre loin des bassins tropicaux vers l'océan, ces deux facteurs tendant à générer des anomalies positives du niveau moyen du Pacifique. Dans les mois qui suivent le pic d'El Niño, le contenu thermique de l'océan décroît rapidement et à mesure que de l'énergie est rejetée dans l'atmosphère, l'eau précipitable¹ augmente et la troposphère se réchauffe pour maintenir une humidité relative² à peu près constante. La température de surface de la mer se refroidit et les anomalies négatives de précipitation sur continent se dissipent, entraînant une augmentation du stock d'eau continental. Ensemble, tous ces facteurs conduisent à une baisse rapide du niveau moyen du Pacifique. Les éruptions volcaniques qui engendreraient le même genre de mécanisme auraient aussi leurs parts de responsabilité dans cette affaire. Il n'y aurait donc pas de liens directs entre les fluctuations interannuelles du stock d'eau continental et celles du niveau de la mer mais leur forte corrélation trouverait une explication dans la variabilité du contraste terre/mer des précipitations, c'est-à-dire dans la variabilité naturelle du climat.

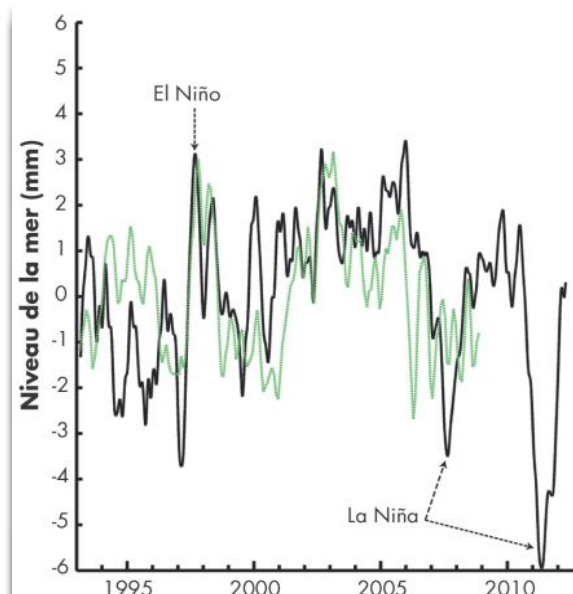


Figure 1.15 – En noir : niveau moyen global de la mer mesuré par altimétrie spatiale entre janvier 1993 et décembre 2011 (données [AVISO](#)). La tendance linéaire de 3,1 mm/an a été retirée. Les données entre 60° S et 60° N sont considérées. En vert : stock d'eau continental total, estimé à partir du modèle hydrologique ISBA-TRIP, exprimé en équivalent « niveau de la mer ». D'après Cazenave et al. (2012).

La question que se posait alors Cazenave et al. (2014) était de savoir si la détection du signal du réchauffement climatique à travers l'élévation du niveau moyen global de la mer n'était pas entravée par un bruit produit par cette variabilité naturelle du climat. Au cours des années 2003-2011, le taux observé d'élévation de ce niveau moyen global de la mer était de 30% inférieur à celui des années 1990 pouvant laisser croire à un ralentissement du réchauffement climatique (cf. Douville et al. 2015). Afin d'isoler au mieux le signal à long terme causé par le réchauffement climatique, il fallait donc pouvoir retirer la part due à la variabilité naturelle du climat, c'est-à-dire aux fluctuations interannuelles de la dilatation thermique et de la masse des océans. Cette dernière a été estimée comme la somme des variations de la vapeur d'eau atmosphérique donnée par la réanalyse [ERA-Interim](#) du [CEPMMT](#)³ et de l'eau continentale calculée via une simulation ISBA-TRIP forcée par ERA-Interim que j'avais réalisée sur la période 1994-2011. Ce signal corrigé n'a alors montré aucune différence du taux d'élévation du niveau de la mer estimée à ~3.3 mm par an que ce soit durant les années 1990 ou 2000, ce résultat plaçant donc pour l'absence d'un ralentissement du réchauffement climatique au cours des années 2000 en accord avec bien d'autres études.

¹ Quantité d'eau équivalente à toute la vapeur d'eau contenue dans une colonne d'air susceptible de précipiter

² C'est en quelque sorte le rapport entre le contenu en vapeur d'eau de l'air et sa capacité maximale à en contenir

³ « Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme »

Synthèse du chapitre 1

Le système hydrologique global ISBA-TRIP

Depuis plus de 50 ans, la représentation des surfaces continentales dans les modèles de climat n'a pas cessé d'évoluer, tout du moins en ce qui concerne le cycle de l'eau. Il en va de même dans les modèles du CNRM où, des années 90 jusqu'à la fin des années 2000, l'amélioration des processus hydrologiques décrits par le modèle de surface ISBA puis via son couplage avec le modèle de routage de l'eau en rivière TRIP ont permis la mise en place d'un véritable système de modélisation hydrologique à l'échelle globale, ISBA-TRIP, pouvant être implémenté tant en mode « couplé » à l'atmosphère qu'en mode « forcé » par des réanalyses ou des observations non affectées des biais systématiques des modèles atmosphériques.

Questions/réponses :

1. Quelle fut ma contribution ?

Au commencement de ma thèse, j'ai hérité du couplage d'ISBA avec TRIP mis en place au début des années 2000 par Hervé Douville suite au projet international d'intercomparaison de modèle de surface GSWP. Le but de cette thèse était d'améliorer la version « *force-restore* » d'ISBA à 3 couches hydrologiques dans le sol issu de la thèse d'Aaron Boone en proposant ou en améliorant des paramétrisations pouvant rendre compte des hétérogénéités spatiales qui, au sein d'une maille d'un modèle de climat, pouvaient influencer la modélisation du bilan d'eau. L'implémentation dans cette version d'ISBA d'un profil hétérogène de la conductivité hydraulique à saturation dans les sols, d'équations statistico-dynamiques permettant de représenter les ruissellements de Dunne et de Horton à la surface du sol, puis d'une mosaïque constituée de 3 types de sol et 9 types de végétation calculant leurs propres bilans d'eau et d'énergie a permis d'améliorer sensiblement la qualité des simulations hydrologiques tant à fine échelle sur le bassin du Rhône qu'à une échelle plus grossière sur l'ensemble des continents. A la fin des années 2000, suite à ma titularisation au CNRS dans le groupe de climat du CNRM, j'ai alors implémenté ces paramétrisations dans la version 4 de SURFEX, la plateforme de modélisation de surface du CNRM utilisée pour décrire les échanges de masse et d'énergie entre l'océan, les continents et l'atmosphère dans tous les modèles atmosphériques de recherche et de prévision du temps de Météo-France. Finalement, j'ai supervisé et contribué au couplage de la version suivante de SURFEX avec CNRM-CM5, la 5^e version du modèle de climat du CNRM-CERFACS, tâche qui fut de longue haleine car exigeant une bonne maîtrise des codes numériques ARPEGE-Climat et SURFEX.

2. Quelles furent les principales retombées scientifiques ?

Une contribution scientifique importante d'ISBA-TRIP via sa mise en place dans SURFEX et CNRM-CM5 fût la participation à CMIP5 et la réalisation de scénarios climatiques du XXI^e siècle, scénarios ensuite utilisés par le GIEC pour son 5^e rapport. Ce système a aussi permis d'aborder un nombre non négligeable des problématiques scientifiques que ce soit au CNRM ou dans d'autres laboratoires comme le montre le taux de publications scientifiques et autres indices de citations liés à son utilisation directe ou à l'utilisation de climatologies hydrologiques générées avec ce système (**Figure 1.17**). En particulier, il a permis d'aborder des questions sur les incertitudes qui pèsent sur la modélisation hydrologique globale et sur l'évolution de cette hydrologie continentale en réponse aux changements climatiques. Via de multiples collaborations, il a aussi permis à d'autres groupes de recherches de travailler avec plus de précision sur la variabilité et l'évolution du niveau moyen globale de la mer. Enfin, ce système a aussi servi dans plusieurs thèses que ce soit (1) pour modéliser à l'échelle globale le cycle continental du carbone (Gibelin 2007) ou les aquifères (Vergnes 2012); (2) pour le suivi des sécheresses du bassin méditerranéen (Szczypta

2012) ; (3) pour anticiper l'apport de l'altimétrie à large fauchée de la future mission [SWOT](#)¹ pour la modélisation des grands bassins hydrologiques (Emery 2017; Pedinotti 2013) ; ou (4) pour étudier l'hydrométéorologie du bassin du Niger (Cassé 2015) .

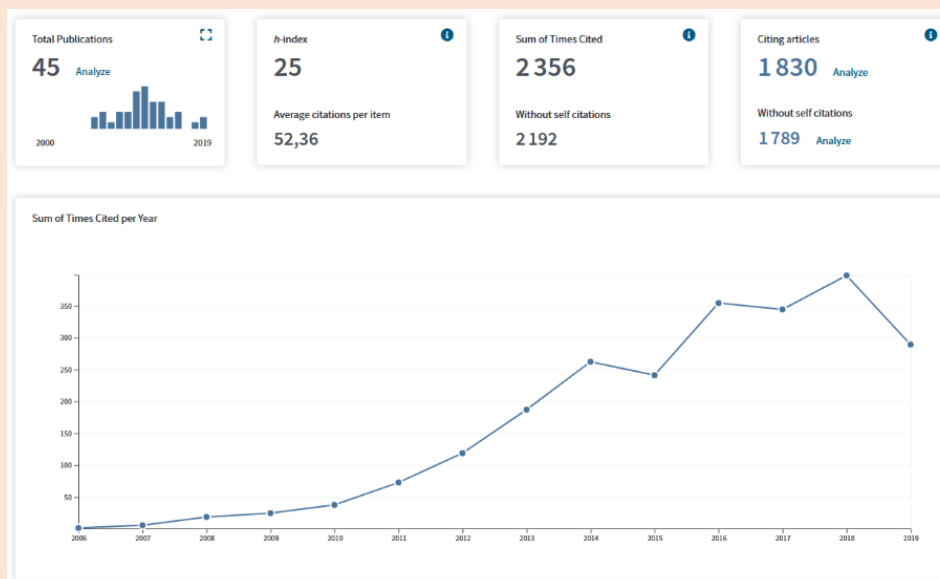


Figure 1.17 – Taux de publications scientifiques et indices de citations liés aux utilisations du système ISBA-TRIP ou de climatologies hydrologiques générées avec ce système de 2006 à nos jours (Sources : [Web of Sciences](#)).

3. Quelles sont les principales limitations de cette modélisation ?

A la fin des années 2000, l'avènement de nouvelles observations spatiales croisées avec l'augmentation des bases de données de mesures *in situ* des débits sur l'ensemble du globe ont permis de montrer que cette version d'ISBA-TRIP était limitée par sa trop grande simplicité. Aux échelles de temps annuelles et interannuelles, une première source d'erreurs était liée à une sous-estimation de l'évaporation continentale qui peut se déduire de la surestimation plus ou moins forte des débits sur quelques bassins arctiques et sur la plupart des bassins tropicaux. Ce défaut s'expliquait en partie par la non représentation de l'évaporation potentielle des vastes plaines d'inondations saisonnières qui sévissent chaque année dans ces régions. Aux échelles de temps mensuelles à saisonnières, des erreurs systématiques de phase et d'amplitude dans les simulations des débits et du stock d'eau continental pouvaient être attribuées à la simplicité de TRIP. Premièrement, les erreurs de modélisation dues à la vitesse d'écoulement de l'eau prise constante étaient potentiellement importantes sur la plupart des bassins du monde et tout spécialement sur les fleuves arctiques. Deuxièmement, la non représentation des nappes aquifères qui permettent de stocker une large part de l'eau infiltrée durant les saisons humides et de la restituer aux rivières durant les saisons plus sèches était fortement préjudiciable. Enfin, la version type « *seau d'eau* » d'ISBA ne permet pas de modéliser précisément le transport de l'eau et de l'énergie à travers le manteau neigeux et chaque horizon du sol et donc les changements de phase eau/glace associés. Elle est en outre incapable de représenter les régimes hydrologique et thermique du pergélisol, l'épaisseur de sa couche active qui dégèle chaque été, et donc précisément la forte contribution aux débits des rivières boréales qui vient du ruissellement de la fonte de la neige à la surface du sol avant que le dégel ne se fasse trop en profondeur. Ce faisant, ce système ne me permettait pas d'aborder le [projet](#) qui me fit rentrer au CNRS et qui portait, sur le lien entre l'hydrologie et les émissions de gaz à effet de serre dans les régions boréales dont une grande partie concerne le devenir du pergélisol (cf. [section 3.2](#)).

¹ Surface Water Ocean Topography

Chapitre 2 - Vers une hydrologie plus ambitieuse à l'échelle globale

Au cours des années 2010, suite aux limitations rencontrées avec le système ISBA-TRIP et grâce à l'augmentation des moyens de calcul mis à notre disposition par Météo-France, j'ai mené une action interne au CNRM afin de mettre en place une modélisation physique plus ambitieuse des surfaces continentales. J'ai travaillé sur les processus liés aux transports verticaux d'eau et d'énergie dans la neige et le sol, et sur la représentation de nouveaux réservoirs à l'époque non pris en compte dans les modèles de climat tels les plaines inondées et les nappes aquifères (Decharme et al. 2019; Decharme et al. 2020). En parallèle, j'ai aussi contribué à mettre en place une représentation plus réaliste de la thermique des lacs à l'échelle du globe en comparaison de l'approche simplifiée utilisée dans nos modèles de climats précédent (Le Moigne et al. 2016). Tout ceci fait aujourd'hui partie de la version 8 de SURFEX. Le développement de cette nouvelle modélisation s'est aussi appuyé sur des projets nationaux ou internationaux auxquels j'ai participé ces dix dernières années (cf. [Annexe A.6](#)) tels le projet [SWOT-LAKE](#)¹ financé par le [CNES](#)², les projets ANR [CLASSIQUE](#)³ et franco-taiwanais [I-GEM](#)⁴, le projet européen [earth2Observe](#), et le projet franco-canadien [APT](#)⁵ financé par les « [Actions Climat](#) » de la fondation BNP-Paribas. Je n'oublie pas, non plus, bon nombre de projets de coordination sans financement – et non les moins intéressants – permettant d'intercomparer les modèles de surface de l'échelle locale dans [PALS-PLUMBER](#)⁶ à l'échelle globale dans [GSWP3](#)⁷ en passant par l'échelles des régions boréales dans [PCN](#)⁸.

2.1 - Le nouveau système hydrologique global ISBA-CTRIP

Durant ces dix dernières années, comme nous allons le voir, la version d'ISBA utilisée dans nos modèles de climat a fortement évolué. Il en va de même pour le modèle de routage de l'eau en rivière qui a été complètement remanié et s'appelle aujourd'hui CTRIP, ce qui signifie « la version CNRM de TRIP » pour le différencier d'autres versions existantes dans le monde. Ce nouveau système hydrologique de grande échelle, appelé [ISBA-CTRIP](#), se veut donc plus ambitieux que son prédécesseur. Cette modélisation est le fruit de développements effectués à l'échelle local du processus avant de les régionaliser puis de les généraliser à l'échelle globale. Le but de ce nouveau système était de proposer de nouvelles applications hydrologiques « forcées » par des observations météorologiques ou « couplées » à l'atmosphère et à l'océan en vue de notre participation à CMIP6 via la mise en place de nos nouveaux modèles de climat CNRM-CM6 (Voldoire et al. 2019) et du « système Terre » CNRM-ESM2 (Séférian et al. 2019). Tout ceci participe à l'effort réalisé par Météo-France et le CNRM pour contribuer aux divers travaux du GIEC sur le changement climatique dont la rédaction du [sixième rapport](#) sera finalisée en 2022.

¹ « Surface Water and Ocean Topography applied to LAKE »

² « Centre National d'Etudes Spatiales »

³ « CLimat, Agriculture et Société Sibérienne - Quelle Evolution? »

⁴ « Impact of Groundwater in Earth systems Models »

⁵ « Acceleration of Permafrost Thaw »

⁶ « Protocol for the Analysis of Land Surface Models - Land Surface Model Benchmarking Evaluation Project »

⁷ « Global Soil Wetness Phase 3 »

⁸ « Permafrost Carbon Network »

2.1.1 - Vue d'ensemble

Dans ce nouveau système, ISBA résout explicitement les lois de Fourier et de Darcy sur la verticale pour simuler la diffusion de la chaleur et de l'eau dans le sol (*Boone et al.* 2000; *Decharme et al.* 2011, 2013) en tenant compte des propriétés thermiques et hydrauliques à la fois minérales et organiques du sol (*Decharme et al.* 2016). Le jeu de paramétrisations sous-maillages utilisé précédemment (cf. [section 1.2.3](#)) a lui aussi été adapté à cette nouvelle représentation du sol (*Decharme et al.* 2013). L'utilisation d'un schéma de neige multicouches de complexité intermédiaire (*Boone & Etchevers* 2001; *Decharme et al.* 2016) permet de simuler des bilans hydriques et énergétiques distincts pour le sol et le manteau neigeux afin de bien représenter le fort couplage entre les températures de la neige et du sol et ainsi le pergélisol. Contrairement au schéma simple de type *Jarvis* (1976) utilisé avant dans ISBA, la transpiration des plantes et donc la conductance stomatique prennent maintenant en compte la photosynthèse – et donc le cycle du carbone dans la végétation – suivant l'approche plus mécaniste de *Jacob* (1994) introduite dans ISBA par [Jean-Christophe Calvet](#) (*Calvet et al.* 1998, 2004) et adaptée aux forêts tropicales par Emilie Joetzjer durant sa thèse (*Joetzjer et al.* 2015). Dans cette approche le LAI peut soit être prescrit à partir d'observations climatologiques soit calculé comme le résultat du bilan de carbone des feuilles. Dans la version d'ISBA-CTRIP utilisée dans CNRM-CM6 nous avons fait le choix d'utiliser la première option – LAI prescrit – alors que dans sa version « système Terre » utilisée dans CNRM-ESM2 la deuxième option s'imposa forcément (cf. [section 3.2.1](#)). Dans CTRIP, l'ancien réseau de rivière à 1° de résolution a été augmenté à la résolution de 0.5° partout sur le globe. J'ai par la suite amélioré manuellement ce réseau sur l'Europe principalement pour satisfaire les besoins en modélisation climatique régionale du CNRM sur la zone euro-méditerranéenne. De plus, son ancienne version était codée en Fortran 77 avec des entrées/sorties au format binaire qui limitaient ses performances, le développement de nouvelles physiques et son couplage avec ISBA. Je l'ai alors entièrement recodé en Fortran 90 via la même norme de codage que SURFEX et interfacé avec des entrées/sorties au format [NetCDF](#)¹. La vitesse d'écoulement de l'eau en rivière est maintenant résolue de manière dynamique (*Decharme et al.* 2010). Un véritable couplage « aller-retour » entre ISBA et CTRIP permet l'utilisation d'un schéma d'inondations dynamiques des fleuves qui rend compte de l'interaction entre les plaines inondées, le sol et l'atmosphère via principalement l'évaporation et la ré-infiltration de l'eau libre en surface (*Decharme et al.* 2008, 2012). La physique des nappes phréatiques et leurs couplages avec le sol superficiel sont aussi rendus possible grâce à un schéma d'aquifères diffusif bidimensionnel qui échange avec les rivières (*Vergnes et al.* 2012; *Vergnes & Decharme* 2012) et à une paramétrisation sous-maille des flux capillaires vers le sol (*Vergnes et al.* 2014).

La mise en place d'ISBA-CTRIP a été facilitée par le travail important que nous avons réalisé avec Aurore Voldoire pour intégrer le coupleur [OASIS-MCT](#) du CERFACS dans SURFEX afin de proposer un couplage robuste entre ISBA et CTRIP. Ainsi ISBA et CTRIP peuvent être utilisés sur des grilles et des projections différentes et le même couplage peut être utilisé pour des applications en mode forcé et couplé. Cette interface de couplage standardisée (**Figure 2.1**) sert aujourd'hui à coupler SURFEX avec tous types de modèles atmosphériques, hydrologiques, glaciologiques, et océaniques du CNRM (*Voldoire et al.* 2017). Enfin, via SURFEX, l'ensemble du système ISBA-CTRIP a été interfacé par [Stéphane Sénési](#) avec le serveur d'entrée/sortie [XIOS](#)² développé à l'IPSL et qui permet de fournir des sorties pour des modèles massivement parallèles, de configurer facilement ces sorties et de permettre certains post-traitements en ligne.

¹ « Network Common Data Form »

² « Xml configurable Input/Output Server »

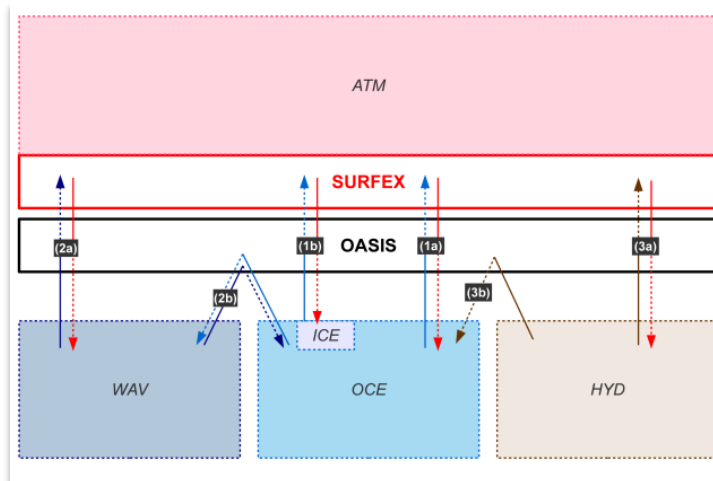


Figure 2.1 – L'interface de couplage SURFEX-OASIS. Un modèle océanique (OCE) comprenant éventuellement un modèle de glace de mer (ICE), un modèle de vague (WAV) et un modèle hydrologique (HYD) peuvent échanger des champs avec SURFEX (flèches 1a, 1b, 2a et 3a). Les échanges entre OCE, WAV ou HYD sont également possibles via OASIS (flèches 2b et 3b). Lors de l'utilisation d'une composante atmosphérique (ATM), SURFEX est intégré à l'exécutable ATM. D'après Voldoire et al. (2017).

2.1.2 - Les paramètres de surface

Grâce au travail important de mes collègues du groupe de modélisation à méso-échelle du CNRM – et en particulier [Stéphanie Faroux](#) – qui ont développé la deuxième version d'ECOCLIMAP, ECOCLIMAP-II (*Faroux et al.* 2013), nous avons pu mettre à jour sur la région ouest-urasienne étendue – définie comme la zone s'étendant en longitude de 11° ouest à 62° est et en latitude de 25° nord à 75° nord – les données physiographiques de végétation et de sol utilisées dans ISBA-CTRIP et dans nos modèles de climat. Plus de 500 unités de surface sont dérivées de données satellites à une résolution de 100 m sur cette zone. Ailleurs dans le monde, ce sont 250 unités de surface qui sont déterminées conformément à la première version d'ECOCLIMAP, ECOCLIMAP-I (*Masson et al.* 2003). Ces unités de surface sont ensuite agrégées à la résolution du modèle en 12 types plus grossiers ([Tableau 1](#) et [Figure 2a](#) dans *Decharme et al.* 2019) afin de nourrir la paramétrisation des hétérogénéités de surface utilisée dans ISBA via l'approche type « mosaïque » (cf. [section 1.2.3](#) ; *Decharme & Douville* 2006a). Les propriétés biophysiques de chaque unité de surface sont attribuées via des paramètres dits « primaires » : (1) la profondeur du sol et des racines déterminée en fonction d'estimation *in situ* (*Canadell et al.* 1996) ; (2) la hauteur des arbres – 30m pour les forêts tropicales, 2m pour les arbustes et 15m pour les autres forêt – estimée de manière arbitraire par *Masson et al.* (2003) ; (3) le cycle annuel moyen de LAI au pas de temps de 10 jours dérivé de produits satellites (*Faroux et al.* 2013; *Masson et al.* 2003). Ces paramètres sont eux aussi agrégés à la résolution du modèle suivant les règles établies pour ISBA par *Noilhan & Lacarrere* (1995) pour les paramètres de végétation alors que j'ai privilégié des moyennes harmoniques pour la profondeur racinaire et du sol. Toutes les propriétés des sols (textures et contenus en matière organique) sont dérivés de la base de données globale [HWSO](#)¹ à 1km de résolution, comme dans ECOCLIMAP-I. La topographie maintenant utilisée dans ISBA-CTRIP ou dans nos modèles de climat est issue de la base de données [GMTED2010](#)² à 1km et 250m de résolution. Enfin, j'ai déterminé les caractéristiques géomorphologiques des fleuves – largeur, hauteur et rugosité du lit – via des relations empiriques qui sont explicitées plus en détails dans l'article présenté dans la prochaine section.

Une avancée majeure entre ECOCLIMAP-I et ECOCLIMAP-II fut la détermination de nouveaux albédos de surface. Dans ECOCLIMAP-I, pour le sol nu, ceux-ci étaient calculés empiriquement en fonction du contenu du sol en sable pondéré par la couverture de végétation dans la maille. Ceux des 11 types de surfaces restant dans la maille d'ISBA (rocher, glacier et

¹ « Harmonized World Soil Database »

² « Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 »

9 types de végétation) étaient estimés arbitrairement suivant la littérature (Masson *et al.* 2003). Grâce au travail de [Dominique Carrer](#) et de ses collègues (Carrer *et al.* 2014), les cycles annuels moyens des albédos du sol et de la végétation libres de neige ont pu être déterminés à l'échelle globale, au pas de temps de 10 jours, et à une résolution de 1 km pour l'ensemble des 250 à 500 unités de surfaces présentes dans ECOCLIMAP-II via l'analyse sur 10 années (2001-2010) du produit journalier [MODIS](#)¹ dans les spectres visible et proche infrarouge. En résumé, les albédos des forêts diminuèrent et ceux des déserts augmentèrent dans ECOCLIMAP-II en comparaison des estimations arbitraires utilisées précédemment. Néanmoins, comme l'ont noté Carrer *et al.* (2014), en dehors de la zone ouest-urasienne étendue une seule unité de surface « sol nu » est utilisée dans ECOCLIMAP-II pour caractériser les déserts. Cette représentation grossière implique que le même albédo est appliqué à tous les déserts du monde sans prise en compte de la variété des propriétés du sol que l'on peut trouver dans ces régions. Pour résoudre ce problème, j'ai utilisé des logiciels SIG² permettant de manipuler des données cartographiques à la résolution kilométrique. Connaissant les albédos observés sur ces zones et ceux attribués à la dizaine d'unités de surface représentant les déserts dans la zone ouest-urasienne étendue (Nord du Sahara et du Désert d'Arabie, Désert de Syrie, Désert du Karakoum, etc.), j'ai pu reconstruire une variabilité proche de celle observée sur tous les déserts du monde en y attribuant plus d'unité de surface type « désert » provenant de cette zone ouest-urasienne.

2.1.3 - Description détaillée, évaluation et limitations

Comme nous allons le voir dans l'article qui suit, ISBA-CTRIP a été évalué avec succès à l'échelle globale en mode forcé (Decharme *et al.* 2019). Plusieurs simulations utilisant plusieurs forçages atmosphériques ont été confrontées à un nombre conséquent d'observations *in situ* (hauteurs de neige, profondeurs de couche active, débits des fleuves), de produits dérivés de données satellitaires (couverture de neige, superficies inondées, variations du stock d'eau continental), et d'estimations issues de réanalyses (limites du pergélisol, profondeurs de nappes aquifères, quantité d'eau dans le sol, taux d'évapotranspiration). ISBA-CTRIP démontra des performances bien supérieures à son prédécesseur pour simuler la saisonnalité de l'état moyen et la variabilité interannuelle au regard des observations/estimations citées plus avant. Les modélisations réalistes des débits des grands fleuves du monde et des variations du stock d'eau continental indiquèrent que les dynamiques saisonnière et interannuelle des eaux souterraines et des inondations saisonnières étaient bien reproduites. Néanmoins, ce système n'est pas exempt de limitations comme, par exemple, la non représentation des processus anthropiques tels l'irrigation ou les barrages. Ce travail s'est en partie appuyé sur le post-doctorat de [Marie Minvielle](#)³ que j'ai encadré lors du projet européen earth2Observe. Une des tâches de ce projet était d'intercomparer les neuf systèmes hydrologiques globaux utilisés par différents partenaires européens afin de mettre en place une réanalyse des ressources en eau à l'échelle du globe sur les 30 dernières années. Le travail de Marie a alors permis d'intercomparer les climatologies de neige et du stock d'eau continental simulées par ces systèmes participant au projet (Schellekens *et al.* 2017). Je tiens enfin à souligner que tous ces travaux de modélisation ont été facilités par la parallélisation du code SURFEX réalisée par Stéphanie Faroux lorsqu'elle était en charge de ce code au sein du groupe de modélisation à méso-échelle du CNRM. Cette parallélisation nous permet aujourd'hui de réaliser des développements de plus en plus ambitieux et de nombreuses simulations sur de longues périodes de temps que nous ne pouvions envisager de faire il y a encore quelques années.

¹ « Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer »

² « Systèmes d'Information Géographique »

³ Aujourd'hui ingénieur Météo-France en charge du code SURFEX dans l'équipe [SURFACE](#) du CNRM

RESEARCH ARTICLE

10.1029/2018MS001545

Special Section:

The CNRM Climate and Earth
System Models for CMIP6

Key Points:

- Land Surface Modeling for global climate and hydrological applications
- soil, snow, river, groundwater and floodwater processes

Correspondence to:

B. Decharme,
bertrand.decharme@meteo.fr

Citation:

Decharme, B., Delire, C., Minvielle, M., Colin, J., Vergnes, J.-P., Alias, A., et al. (2019). Recent changes in the ISBA-CTRIP land surface system for use in the CNRM-CM6 climate model and in global off-line hydrological applications. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11. <https://doi.org/10.1029/2018MS001545>

Received 26 OCT 2018

Accepted 21 MAR 2019

Accepted article online 1 APR 2019

Corrected 20 MAY 2019

This article was corrected on 20 MAY 2019. See the end of the full text for details.

©2019. The Authors.

This is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs License, which permits use and distribution in any medium, provided the original work is properly cited, the use is non-commercial and no modifications or adaptations are made.

Recent Changes in the ISBA-CTRIP Land Surface System for Use in the CNRM-CM6 Climate Model and in Global Off-Line Hydrological Applications

Bertrand Decharme¹ , Christine Delire¹ , Marie Minvielle¹, Jeanne Colin¹, Jean-Pierre Vergnes², Antoinette Alias¹, David Saint-Martin¹ , Roland Sférian¹ , Stéphane Sénési¹, and Aurore Voldoire¹ 

¹CNRM UMR 3589, Météo-France/CNRS, Université fédérale de Toulouse, Toulouse, France, ²BRGM French Geological Survey, Water Environment and Ecotechnologies Division, Orléans, France

Abstract In recent years, significant efforts have been made to upgrade physical processes in the ISBA-CTRIP land surface system for use in fully coupled climate studies using the new CNRM-CM6 climate model or in stand-alone mode for global hydrological applications. Here we provide a thorough description of the new and improved processes implemented between the CMIP5 and CMIP6 versions of the model and evaluate the hydrology and thermal behavior of the model at the global scale. The soil scheme explicitly solves the one-dimensional Fourier and Darcy laws throughout the soil, accounting for the dependency of hydraulic and thermal soil properties on soil organic carbon content. The snowpack is represented using a multilayer detailed internal-process snow scheme. A two-way dynamic flood scheme is added in which floodplains interact with the soil hydrology through infiltration of floodwater and with the overlying atmosphere through surface free-water evaporation. Finally, groundwater processes are represented via a two-dimensional diffusive unconfined aquifer scheme allowing upward capillarity rises into the superficial soil. This new system has been evaluated in off-line mode using two different atmospheric forcings and against a large set of satellite estimates and in situ observations. While this study is not without weaknesses, its results show a real advance in modeling the physical aspects of the land surface with the new ISBA-CTRIP version compared to the previous system. This increases our confidence that the model is able to represent the land surface physical processes accurately across the globe and in turn contribute to several important scientific and societal issues.

1. Introduction

In addition to global long-term observations, the study of the climate system requires global numerical models to analyze past, present, and future climate processes. Historically, these climate models are known as Ocean-Atmosphere-Global-Circulation Models, in which an atmospheric model is coupled to an oceanic model to analyze large-scale climatic equilibria. All too often, this terminology ignores both the Land Surface Models (LSMs) that provide realistic boundary conditions for the atmosphere in term of momentum, moisture, temperature, and energy (e.g., Pitman, 2003) and the River Routing Models (RRMs) that simulate river discharges into the ocean (Decharne et al., 2003; Lohmann et al., 1998; Nijssen et al., 1997; Oki & Sud, 1998), allowing closure of the global water budget in climate models. Since the end of the last century, LSMs have evolved from the simple parameterizations included in atmospheric models (Manabe, 1969) to more realistic descriptions of the physical land surface processes linking the soil, snow, and vegetation (e.g., van den Hurk et al., 2011). Today, the study of these land surface processes plays an increasingly important role in the understanding of the climate system, its evolution, and its predictability. In addition, these physically based land surface systems are used in global hydrological applications in order to study the regional and global water cycle, predict streamflow, and inform water resource management.

The links between the climate and the land surface have been studied extensively, particularly through soil moisture (Douville, 2003; Douville et al., 2016; Koster et al., 2004, 2011; Seneviratne et al., 2010, 2013). Soil moisture mainly controls surface/atmosphere exchanges through its direct influence on surface temperature, soil evaporation, and plant transpiration. Its spatial redistribution, generally linked to topography (Beven & Kirkby, 1979), also controls the partitioning of precipitation between soil infiltration and runoff,

affecting in turn groundwater recharge, river discharge, and to a lesser extent river flooding. River streamflow can affect the salinity and temperature of the ocean at the mouths of the largest rivers (Durand et al., 2011; Huang & Mehta, 2010; Jahfer et al., 2017; McGuire et al., 2016; Vinayachandran et al., 2015). Groundwater has a well-documented influence on the land water budget, especially on river discharges (Habets et al., 2008; Vergnes et al., 2012; Vergnes & Decharme, 2012). Through their slow response time, they sustain river base flow in humid climates during dry periods, while they receive river seepage in arid climates. Groundwater also acts as the lower boundary for the overlying unsaturated soil and exchange water through downward percolation and upward capillarity rise (Maxwell et al., 2007, 2011; Miguez-Macho et al., 2007; Vergnes et al., 2014). Some observations also seem to indicate that the depth reached by plant roots is dependent on the water table depth (Fan, 2015), suggesting that groundwater may also affect rooting depth. These processes underline the influence of groundwater on the land surface evapotranspiration and possibly on climate, at least at a regional scale (Taylor et al., 2013; Wang et al., 2016). Finally, naturally inundated areas, such as inundated floodplains along rivers, have a strong influence on the annual cycle of river discharges, especially in tropical and high-latitude areas (Decharme et al., 2008, 2012; Yamazaki et al., 2011; Zhao et al., 2017). Flooded floodplains can affect the overlying atmosphere through their relatively high evapotranspiration, which enhances latent versus sensible heat exchange with the atmosphere (Krinner, 2003). Together with natural wetlands, they are one of the main contributors of natural methane emissions (Saunois et al., 2016), one of the major atmospheric greenhouse gases impacting climate evolution.

Feedbacks between the climate, hydrology, and snow cover are also crucial. From autumn to spring, the snow modifies the terrestrial albedo and surface roughness length, impacting the radiative and energy fluxes at the soil/atmosphere interface. The springtime snowmelt is the main contributor to the annual river discharges over all Arctic and many temperate basins. The snowpack also acts as an insulating layer at the surface, which prevents significant soil heat loss in winter. Through this process, the snow controls the temperature of the permafrost (soil that remains below 0 °C for two or more consecutive years) in boreal regions. The seasonal melt of the permafrost active layer controls land surface CO₂ and CH₄ emissions into the atmosphere (e.g., Schuur et al., 2015), as a large part of the terrestrial carbon stock is localized in permafrost regions. In light of this fact, the polar warming amplification (Holland & Bitz, 2003), together with the drastic decrease in springtime snow cover in Arctic regions over recent decades (Derksen & Brown, 2012), which is expected to continue (Brutel-Vuilmet et al., 2013), are good examples of interactions between snow processes and the climate.

To contribute to the Fifth Assessment Report (AR5) of the United Nations Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), the Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM; <https://www.umr-cnrm.fr/>) of Météo-France developed the CNRM-CM5 climate model (Voldoire et al., 2013; <https://www.umr-cnrm.fr/spip.php?article126>) in the 2000s. Its land surface component was composed of the Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere (ISBA; <https://www.umr-cnrm.fr/isbadoc/model.html>) LSM developed at CNRM to calculate the time evolution of the energy and water budgets at the land surface (Noilhan & Planton, 1989), and the Total Runoff Integrating Pathways (TRIPs; <http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~taikan/TRIPDATA/>) RRM developed at the University of Tokyo (Oki & Sud, 1998) to simulate river discharges up to the ocean from the total runoff computed by ISBA. This ISBA-TRIP land surface system (Decharme & Douville, 2007) was embedded into the SURFEX numerical interface (Masson et al., 2013; available freely at <https://www.umr-cnrm.fr/surfex/>), designed first to facilitate its implementation in all atmospheric models of Météo-France and second to use the same code in off-line applications driven by atmospheric observations in order to avoid the systematic biases commonly found in atmospheric models. This off-line configuration was particularly relevant in addressing many large-scale hydrological studies over the last decade (Alkama et al., 2011; Casse et al., 2015; Cazenave et al., 2014; Decharme & Douville, 2006b; Douville et al., 2013; Emery et al., 2016; Llovel et al., 2011; Pedinotti et al., 2012; Szczypta et al., 2012). More recently, this land surface system has been largely upgraded to improve the representation of the land surface hydrologic and thermal processes for these large-scale hydrological applications, and also for use in the new CNRM-CM6 climate model and the new CNRM-ESM2 Earth system model (details available at <http://www.umr-cnrm.fr/cmip6>). These two climate models were developed at CNRM as a contribution to the IPCC Sixth Assessment Report (AR6) via participation in the sixth phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6; Eyring et al., 2016).

The goal of this study is to present and thoroughly evaluate the main developments in the land surface physical processes made at CNRM between phases 5 and 6 of the IPCC Assessment Report. This more ambitious land surface system is composed of a new version of the ISBA LSM coupled to a new version of the TRIP RRM, entirely redeveloped at CNRM and renamed CTRIP (meaning *CNRM version of TRIP*). In this study, the new version of ISBA will be referred to as ISBA_{DF} because it solves directly diffusive equations in both the soil and snow, while the old version, which used the *force-restore* method (Deardorff, 1977, 1978) to compute soil temperature and hydrology, will be referred to as ISBA_{FR}. The new ISBA_{DF}-CTrip land surface system is then evaluated in off-line mode at the global scale over the 1979 to 2010 period against a wide range of long-term reanalyses, satellite estimates, and in situ observations. Both the old ISBA_{FR}-TRIP and the new ISBA_{DF}-CTrip land surface systems are reviewed in section 2. The experimental design is given in section 3. Section 4 presents the evaluation of the simulated Northern Hemisphere snow and permafrost, while the global water budget is evaluated in section 5. A brief discussion and the main conclusions are given in section 6.

2. Review of Land Surface Systems

2.1. Brief Review of the Old ISBA_{FR}-TRIP Version

In the previous ISBA_{FR}-TRIP land surface system (Figure 1a) set up 10 years ago by Decharme and Douville (2007), ISBA_{FR} was a relatively simple bucket-type soil scheme based on the force-restore method (Deardorff, 1977, 1978), which calculated the time evolution of the water and energy budgets at the land surface (Appendix A). The land surface energy budget was computed via a single soil-vegetation-snow composite approach (Noilhan & Planton, 1989). Soil temperatures were solved using four force-restore pseudolayers, instead of the original two layers, in order to increase the soil thermal inertia for long-term climatic applications.

The land surface water budget included a one-layer vegetation rainfall interception scheme (Mahfouf et al., 1995) in which the canopy evaporates at a potential rate over the wet fraction of the foliage defined by Deardorff (1978); a simple Jarvis-type scheme for the plant transpiration (Jarvis, 1976) function of the leaf area index, root zone water stress, and meteorological constraints (solar radiation, air temperature, and saturation deficit); a simple one-layer snow scheme (Douville et al., 1995) in which the snow albedo decreases exponentially or linearly with time depending on whether the snow is melting or not; a two-layer soil freezing scheme (Boone et al., 2000) in which only the top soil can freeze; a three-layer force-restore soil moisture scheme (Boone et al., 1999) in which the subsurface runoff is computed as a linear gravitational drainage term when the deep soil moisture exceeds the water content at field capacity, corresponding to a hydraulic conductivity of 0.1 mm/day (Mahfouf & Noilhan, 1996); and an exponential profile of the saturated hydraulic conductivity with soil depth to empirically mimic larger water movements in the root zone due to soil organic matter and root-induced macroporosity compared to the more compacted deep soil that, inversely, limits downward moisture flow (Decharme et al., 2006).

This ISBA_{FR} version also included a comprehensive subgrid hydrology to account for the heterogeneity of precipitation, topography, maximum soil infiltration capacity, and vegetation in each grid cell (Decharme & Douville, 2006a). The dripping from the canopy was computed via an exponential distribution of precipitation intensities over the fraction of the grid cell affected by rainfall. Spatial heterogeneities in rainfall intensity were also combined with a subgrid exponential distribution of soil maximum infiltration capacity to compute soil infiltration excess runoff (Horton mechanism) considering unfrozen and frozen empirical soil fractions. A simple subgrid topography-based TOPMODEL approach (Beven & Kirkby, 1979; Decharme et al., 2006) was used to simulate surface runoff over a saturated fraction of the grid cell (Dunne's soil saturation mechanism). Lastly, a tile approach was used to represent land cover and soil depth heterogeneities, and distinct energy and water budgets were computed for each tile. The relative grid cell fractional coverage of these tiles was used to determine the grid-box-averaged water and energy budgets.

Finally, the total runoff simulated by ISBA_{FR} was converted into river discharges via TRIP using a global river channel network at 1° resolution, a simple linear stream river reservoir, and a constant streamflow velocity of 0.5 m/s. More details on this version can be found in Alkama et al. (2010), Decharme and Douville (2007), and Voldoire et al. (2013).

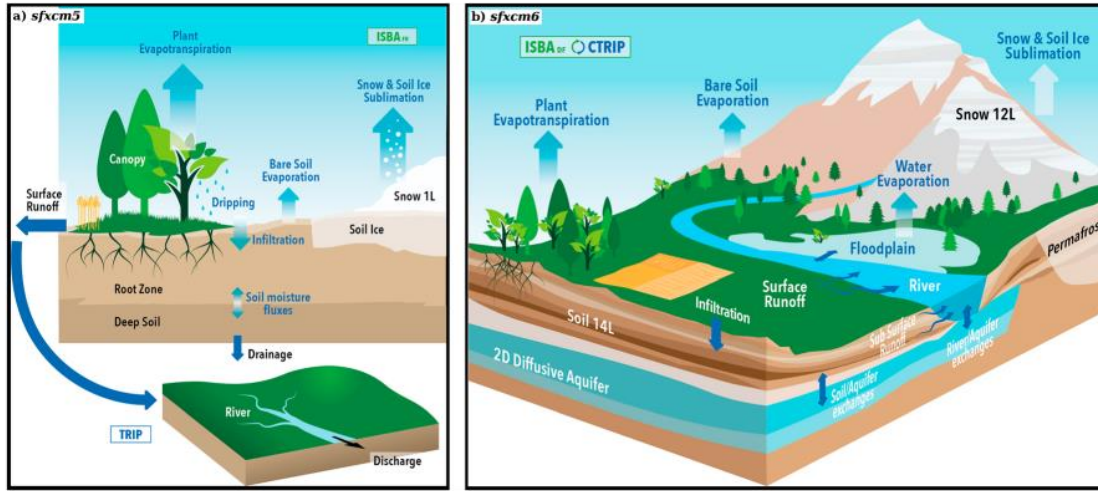


Figure 1. The old and new land surface systems embedded in the SURFEX modeling platform for global climate and hydrological applications. (a) Rejuvenation of the schematic view from Decharme (2007) of the old ISBA_{FR}-TRIP system (*sfxc5*) used in CNRM-CM5. ISBA_{FR} had one soil-vegetation-snow composite energy budget, one-layer simple snow scheme, one-layer rainfall vegetation interception scheme allowing canopy dripping and direct evaporation from wet leaves, Jarvis-type plant transpiration scheme, bare soil evaporation, soil ice and snow sublimation, three-layer soil hydrology (a surface layer included in the root zone, which is above a deep soil reservoir), two-layer superficial soil freezing scheme, a linear deep drainage flux, and a comprehensive set of subgrid hydrology to compute surface runoff. TRIP was used to simulate river discharges at 1° resolution using a simple linear stream river reservoir. (b) Schematic view of the new ISBA_{DF}-CTRIP two-way coupled system (*sfxc6*) used in CNRM-CM6. This new system accounts for the same processes as previously but has two energy budgets (snow and snow-free part), 12-layer intermediate complexity snow scheme, CO₂ responsive based plant transpiration scheme, 14-layer explicit soil scheme where temperature, moisture, and soil ice are colocalized, subgrid lateral subsurface flows in the uppermost soil layers, floodplains dynamical scheme allowing direct evaporation, precipitation interception and soil re-infiltration, groundwater scheme using 2-D diffusive aquifers allowing exchanges with both the soil and the river, and variable streamflow velocity assuming a rectangular river cross-section over a channel network at 0.5° resolution.

2.2. The New ISBA_{DF}-CTRIP Version

The new ISBA_{DF}-CTRIP land surface system is more ambitious than the previous version (Figure 1b). ISBA_{DF} explicitly solves the one-dimensional Fourier and Darcy laws throughout the soil (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011, 2013), accounting for the hydraulic and thermal properties of soil organic carbon (Decharme et al., 2016). The use of a multilayer snow model of intermediate complexity (Boone & Etchevers, 2001; Decharme et al., 2016) allows separate water and energy budgets to be simulated for the soil and the snowpack. A two-way coupling between ISBA_{DF} and CTRIP is set up to account for, first, a dynamic river flooding scheme in which floodplains interact with the soil and the atmosphere through free-water evaporation, infiltration, and precipitation interception (Decharme et al., 2012) and second, a two-dimensional diffusive groundwater scheme to represent unconfined aquifers and upward capillarity fluxes into the superficial soil (Vergnes et al., 2012, 2014; Vergnes & Decharme, 2012).

2.2.1. Surface Energy Budget

The surface energy budget is computed using two independent energy budgets: one for the snowpack and one for a soil-vegetation-flood composite surface. The land surface temperature T_s (K) and the radiative properties at the surface-atmosphere interface, such as the skin temperature T_{skin} (K), albedo α_s , and emissivity ϵ_s , are a combination of both the snowpack and soil-vegetation-flood composite properties:

$$T_{skin} = \sqrt[4]{\frac{(1-p_{sn})\epsilon_g T_{g_1}^4 + p_{sn}\epsilon_{sn} T_{sn_1}^4}{(1-p_{sn})\epsilon_g + p_{sn}\epsilon_{sn}}} \quad (1a)$$

$$T_s = (1-p_{sn})T_{g_1} + p_{sn}T_{sn_1} \quad (1b)$$

$$\alpha_s = (1-p_{sn})\alpha_g + p_{sn}\alpha_{sn} \quad (1c)$$

$$\epsilon_s = (1-p_{sn})\epsilon_g + p_{sn}\epsilon_{sn} \quad (1d)$$

where T_{g_1} (K) is the soil-vegetation-flood composite surface temperature; T_{sn_1} (K) is the snow surface temperature; α_g and ϵ_g are the soil-vegetation-flood composite albedo and emissivity; and p_{sn} , α_{sn} , and ϵ_{sn}

are the effective snow grid cell fraction, albedo, and emissivity. T_{g_s} evolves according to the snow-free net radiation using composite soil-vegetation-flood albedo and emissivity, snow-free turbulent heat fluxes, solar radiation not absorbed by the snowpack, the heat flux from the snow, the soil freezing/thawing, and the heat exchanged with the underlying soil layer (Appendix B). In the same way, the snow surface temperature evolves according to the solar and atmospheric radiation absorbed in the first thin snowpack layer, the snow sensible and latent heat fluxes, the heat diffusion with the underlying snow layer, and the energy due to phase change between water and ice (Boone & Etchevers, 2001).

2.2.2. Snowpack Processes

The snowpack is represented by a multilayer snow scheme of intermediate complexity developed by Boone and Etchevers (2001) and revised by Decharme et al. (2016). It uses 12 layers to represent snowpack processes. The snow mass reservoir is fed by snowfall and rainfall intercepted by snow and is emptied by snow sublimation, the snowmelt-runoff at the bottom of the pack, and a simple ice sheet runoff to avoid unrealistic snow accumulation over continental glaciers (Appendix C). This scheme simulates all the macroscopic physical properties of the snowpack in each layer, such as absorption of solar energy, heat content, compaction and density, snowmelt, water percolation, and water refreezing. The effective snow fraction of the grid cell, p_{sn} , is the average between the fractions of snow in the vegetated, p_{snv} , and nonvegetated, p_{sng} , parts of the grid cell:

$$p_{sn} = (1 - f_{veg}) p_{sng} + f_{veg} p_{snv}, \quad (2a)$$

$$p_{sng} = \min\left(1, \frac{h_{sn}}{h_{sng}}\right) \quad (2b)$$

$$p_{snv} = \frac{h_{sn}}{h_{sn} + 2z_{0veg}} \quad (2c)$$

where f_{veg} represents the grid cell fraction of vegetation and z_{0veg} (m) is the vegetation roughness length, which varies according to each vegetation type (Table 1). h_{sng} (m) is a snow depth threshold set to 0.01 m and h_{sn} (m) the total snow depth.

The snow albedo and the absorption of incident shortwave solar radiation within the pack are solved over three spectral bands and account for snow age and the optical diameter of snow (computed via snow density). The first band [0.3–0.8] μm represents the ultraviolet and visible range, while the two other bands, [0.8–1.5] μm and [1.5–2.8] μm , represent two near-infrared ranges. The snow heat content allows the presence of dry and wet snow. The heat vertical diffusion is solved using the Fourier law, accounting for latent heat absorption or release due to phase changes. The snow compaction results from changes in snow viscosity and wind-induced densification of near-surface snow layers. Compaction stops when the snow density reaches its maximum value of 750 kg/m. When the temperature in a layer exceeds the freezing point (273.16 K), snowmelt occurs. The resulting liquid water flows down layer by layer using a series of bucket-type reservoirs. Local changes in liquid water content arise from snowmelt, water freezing, evaporation, and liquid flow. Finally, the snowmelt runoff rate is defined as the rate at which liquid water leaves the base of the snowpack.

2.2.3. Evapotranspiration

The total evapotranspiration is the sum of the direct evaporation of the water intercepted by the canopy, the evaporation or sublimation from the bare soil, the transpiration from plants, the sublimation from snow, and the direct evaporation of the water in the floodplains. As in $ISBA_{FR}$, the water intercepted by the canopy evaporates at a potential rate. Bare soil evaporation depends on surface soil moisture conditions (Mahfouf & Noilhan, 1991) and becomes potential when the superficial water content exceeds field capacity corresponding to a -0.33 bar soil matric potential.

The direct evaporation from floodwater depends on the flooded fraction of the grid cell, f_{flood} , provided to $ISBA_{DF}$ by the CTRIP river model. In addition, we impose a limit on the floodwater evaporation in the presence of dense high vegetation because forests are rarely completely submerged and water under a dense canopy does not evaporate at the potential rate. To limit the complexity of the numerical coupling between the two models, we also prevent direct evaporation from floodwater in the presence of snow, assuming that the floodwater is covered by snow. Evaporation is allowed to occur on an effective floodplain fraction, $p_{f,eff}$,

Table 1
The 12 sub-grid land tiles derived from the 1-km ECOCLIMAP-II database

Tiles	Land types	Δz_2	Δz_3	f_{veg}	n_i
1	Bare Soil & Desert	0.5–1.0	0.5	–	0.035
2	Rocks & Urban area	0.2	0.0	–	0.035
3	Permanent Snow & Ice	0.2	0.0	–	0.035
4	Temperate Broadleaf Deciduous	1.5–4.0	0.0–2.0	0.95	0.075
	Tropical Broadleaf Deciduous				
	Temperate Broadleaf Evergreen				
	Boreal Broadleaf Deciduous				
	Shrub				
5	Boreal Needleleaf Evergreen	1.5–3.0	0.5–1.0	0.95	0.100
	Temperate Needleleaf Evergreen				
	Boreal Needleleaf Deciduous				
6	Tropical Broadleaf Evergreen	3.0–8.0	0.0–1.0	1.0	0.100
7	C3 crops	1.0–1.5	0.5	$f(LAI)$	0.050
8	C4 crops	1.0–1.5	0.5	$f(LAI)$	0.050
9	Irrigated crops	1.5	0.5	$f(LAI)$	0.050
10	C3 Grassland	0.5–1.5	0.5	0.95	0.050
	Boreal Grassland (Tundra)				
11	C4 grassland	0.5–1.5	0.5	0.95	0.075
12	Peat, bogs and Irrigated grass	1.0–3.0	0.0–0.5	0.95	0.075

Note. Some values or ranges are given for each tile: Δz_2 (m) the depth of the root, Δz_3 (m) the deep soil thickness under the roots for the *sfxcm5* version, f_{veg} the dimensionless grid cell vegetation fraction where $f(LAI) = 1 - e^{-0.6LAI}$, and the floodplain roughness coefficient, n_i .

computed as the average between the flooded snow-free unvegetated ground and the flooded snow-free vegetation (Decharme et al., 2012):

$$P_{f_{eff}} = (1 - f_{veg})P_{f_g} + f_{veg}P_{f_v} \quad (3a)$$

$$P_{f_g} = \min[f_{flood}, 1 - p_{sn_g}] \quad (3b)$$

$$P_{f_v} = \min\left[f_{flood} \times \min\left(1, \frac{4}{LAI}\right), 1 - p_{sn_v}\right] \quad (3c)$$

where LAI (m/m) is the leaf area index, assuming that a LAI below 4 is representative of low vegetation (e.g., grassland, crops, and sparse forests) that does not limit floodwater evaporation. These fractions are also used to compute the soil-vegetation-flood composite surface temperature (Appendix B).

Unlike the simple Jarvis-type scheme used in ISBA_{FR}, plant transpiration in ISBA_{DF} is now controlled by the stomatal conductance of leaves, which according to the Jacob (1994) formulation adapted to ISBA by Calvet et al. (1998) depends on carbon cycling in vegetation. Carbon assimilation and hence stomatal conductance and transpiration are limited when soil moisture content drops below field capacity but also when the atmospheric vapor pressure deficit exceeds a certain threshold (see Joetzjer et al., 2015, for details). Finally, the soil water used for transpiration is removed throughout the root zone according to a vertical root-density profile. This profile is the weighted linear combination of a power law profile inspired by Jackson et al. (1996) and a simple homogeneous profile (Canal et al., 2014; Garrigues et al., 2018). In tropical forests, the weight of the homogeneous part of the profile is set to 25% to ensure sufficient root density down to 3–4-m depth. For all other vegetation types, this weight is set to 5%.

2.2.4. Soil Temperature and Moisture

Soil temperature and moisture are calculated on the same vertical grid using 14 layers down to 12-m depth (Decharme et al., 2013). The depths of the 14 layers (0.01, 0.04, 0.1, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1.0, 1.5, 2.0, 3.0, 5.0, 8.0, and 12.0 m) have been chosen to minimize numerical errors in solving the finite-difference diffusion equations, especially in the first meter of the soil. The one-dimensional Fourier law is used to simulate temperature diffusion within the soil column as follows:

$$c_g(z) \frac{\partial T_g(z)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda_g(z) \frac{\partial T_g(z)}{\partial z} \right] + \frac{L_f Q_{fz}(z)}{\Delta z} \quad (4)$$

where T_g (K) is the soil temperature, Δz (m) the thickness of each layer, L_f (3.337×10^5 J/kg) the latent heat of fusion, Q_{fz} ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) the soil water freezing/thawing fluxes in each layer, c_g ($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$) the soil heat capacity, and λ_g ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$) the soil thermal conductivity.

The soil hydrology uses the mixed form of the Richards equation to describe the water-mass transfer within the soil via Darcy's law. The tendency in each soil layer is solved in terms of volumetric water content, w_g (m^3/m^3), and the hydraulic gradient in terms of water pressure head ψ (m), as follows:

$$\frac{\partial w_g(z)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[(k(z) + \nu(z)) \frac{\partial \psi(z)}{\partial z} + k(z) \right] + \frac{Q_{src}(z) - Q_{fz}(z) - Q_{sb}(z)}{\rho_w \Delta z} \quad (5)$$

where ρ_w (kg/m^3) is the density of liquid water, Q_{src} ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) the soil-water source/sink term (infiltration minus soil evaporation and plant transpiration), Q_{sb} ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) a lateral subsurface runoff computed using a subgrid topography based on TOPMODEL approach that occurs only in the uppermost soil layers (Decharme et al., 2013), k (m/s) the soil hydraulic conductivity, and ν (m/s) the isothermal vapor conductivity computed via a function of soil texture, water content, and temperature following Braud et al. (1993).

The relationship between soil moisture, soil matric potential, and hydraulic conductivity in each layer is determined using Brooks and Corey (1966) adjusted to account for soil ice according to Johnsson and Lundin (1991):

$$\psi = \psi_{sat} \left(\frac{w_g}{w_{sat} - w_{fz}} \right)^{-b} \quad (6a)$$

$$k = \xi_{fz} k_{sat} \left(\frac{w_g}{w_{sat} - w_{fz}} \right)^{2b+3} \quad (6b)$$

$$\xi_{fz} = 10^{-6w_{fz}/(w_g + w_{fz})} \quad (6c)$$

where w_{sat} (m^3/m^3) is the soil porosity, k_{sat} (m/s) the soil hydraulic conductivity at saturation, ψ_{sat} (m) the water pressure head at saturation, b the dimensionless shape parameter of the soil-water retention curve, w_{fz} (m^3/m^3) the soil ice volumetric water content, and ξ_{fz} a dimensionless impedance factor that acts to limit vertical soil water fluxes in the presence of soil ice.

The soil ice due to soil water phase changes is computed in each soil layer, accounting for the ice sublimation and vegetation insulation effect at the surface. The maximum temperature that allows freezing is related to the soil water pressure head according to the Clausius-Clapeyron relation for water phase equilibrium and using the Gibbs free energy method (Fuchs et al., 1978; Koren et al., 1999). This method allows us to determine the maximum liquid water that can freeze as a function of temperature. More details can be found in Boone et al. (2000) and Decharme et al. (2016).

The soil moisture profile is computed only over the rooting depth, from 0.2 to 8 m according to the vegetation type (Table 1), while the soil temperature is computed down to a depth of 12 m. Because the computation of soil thermal parameters requires the hydrologic characteristics of each soil layer, the soil moisture under the root zone is extrapolated at each deeper node, assuming a balance of gravity and capillary forces in Darcy's law (Decharme et al., 2013). In potential permafrost regions (see section 3.1), soil moisture is, however, computed down to 12-m depth like temperature to account for the strong effect of deep soil ice on soil thermal inertia.

2.2.5. Combination of Organic and Mineral Soil Hydraulic and Thermal Properties

Hydraulic and thermal properties of mineral and organic soils are very different (Boelter, 1969; Letts et al., 2000). Organic soils are generally relatively wet, with a shallow water table, due to a very high porosity, a weak hydraulic suction, and a sharp vertical hydraulic conductivity profile from high values at the surface to very low values at the subsurface. Their low thermal conductivity and relatively high heat capacity act as an insulator for soil temperature and prevent the soil from warming significantly during the summer. These thermal properties partly control the depth reached by the 0 °C isotherm, which defines the thickness of the active layer in summer over the permafrost area (Decharme et al., 2016; Lawrence & Slater,

2008; Paquin & Sushama, 2014). Consequently, following Lawrence and Slater (2008), the soil thermal and hydraulic properties described in section 2.2.4 (equations (4)–(6)) are computed in each layer as a weighted combination of standard mineral soil properties and pure Soil Organic Carbon (SOC) values using a SOC fraction.

This SOC fraction f_{soc} is determined using a soil carbon density profile ρ_{soc} (kg/m^3) over the entire soil grid empirically computed from the SOC content of two soil horizons (0–0.3 and 0.3–1 m) given by observations. As an example, the soil porosity in each layer is given by the following form

$$w_{sat} = (1 - f_{soc})w_{sat,m} + f_{soc}w_{sat,peat} \quad (7a)$$

$$f_{soc} = \frac{\rho_{soc}}{(1 - w_{sat,peat})\rho_{oc}} \quad (7b)$$

where ρ_{oc} (kg/m^3) is the pure organic carbon density equal to $1,300 \text{ kg}/\text{m}^3$ (Farouki, 1986), $w_{sat,m}$ (m^3/m^3) the porosity of the mineral soil, and $w_{sat,peat}$ the porosity of a typical peat soil profile calculated using Boelter (1969) and Letts et al. (2000) values of 0.930 for a fibric top soil to 0.845 for a sapric subsoil. More details and parameter values are given in Decharme et al. (2016).

The standard mineral soil hydraulic properties in each layer are related to soil textures (clay and sand) using the Noilhan and Lacarrere (1995) continuous relationships derived from the Clapp and Hornberger (1978) pedotransfer functions. Note that continuous relations from Cosby et al. (1984) can also be used as an option in ISBA_{DF} (Decharme et al., 2011). The soil heat capacity in each layer is the weighted average of the heat capacities of the soil matrix, the water and the ice in which the standard mineral soil matrix heat capacity is taken from Farouki (1986) as the product between mineral soil density and specific heat capacity. The soil thermal conductivity is computed according to the Peters-Lidard et al. (1998) formulation, a complex combination of dry and saturated soil thermal conductivities, weighted by the Kersten number, which depends on the degree of saturation of the soil layer. In this formulation, standard mineral dry and solid thermal conductivities are related to mineral soil density, mineral soil porosity, quartz conductivity, and soil quartz content.

2.2.6. Subgrid Hydrology

In ISBA_{FR}, the good partitioning of precipitation between evapotranspiration and runoff was the result of subgrid processes related to heterogeneities in precipitation, soil infiltration capacity, topography, and vegetation (Decharme, 2007). With a few exceptions, the same set of subgrid parameterizations is used in ISBA_{DF}. The first modification is linked to the presence of floodplains that intercept precipitation and snowmelt on the flooded part of the grid cell as follows:

$$P_{fld} = f_{flood}(P_g + Q_{sm}) \quad (8)$$

where P_{fld} ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) is the mass of water intercepted by the floodplains, P_g ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) the sum of the rainfall not intercepted by the canopy and the dripping from the interception reservoir, and Q_{sm} ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) the snowmelt. Second, because we assume that the flood occurs preferentially over the saturated fraction of the grid cell, f_{sat} , the Dunne surface runoff Q_D ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) and total surface runoff Q_s ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) are given by

$$Q_D = \max(0, f_{sat} - f_{flood}) \times (P_g + Q_{sm}) \quad (9a)$$

$$Q_s = Q_D + Q_H \left[1 - \max(f_{sat}, f_{flood}) \right] \quad (9b)$$

where Q_H ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) is the Horton surface runoff and f_{sat} is computed by adapting the previous TOPMODEL approach of ISBA_{FR} to ISBA_{DF} (Decharme et al., 2013). Third, due to the explicit simulation of the soil freezing/thawing with ISBA_{DF}, the Horton surface runoff is directly computed without the use of an empirical partitioning between frozen and unfrozen soil as follows:

$$Q_H = \frac{P_g}{1 + \mu I_c / P_g} + \max(0, Q_{sm} - I_c) \quad (10)$$

where I_c ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) is the soil maximum infiltration capacity function and μ the fraction of the grid-cell affected by rainfall. I_c is based on the Green and Ampt (1911) approach modified by Decharme and Douville (2006a) as follows:

$$I_c = \frac{\rho_w}{z_3} \sum_{i=1}^3 \xi_{fz_i, k_{sat_i}} \left[\frac{b_i \psi_{sat_i}}{\Delta z_i} \left(\frac{w_{g_i}}{w_{sat_i} - w_{fz_i}} - 1 \right) + 1 \right] \quad (11)$$

where z_3 is the depth of the third layer down to 0.1 m used to determine the maximum amount of water that infiltrates the soil.

Finally, as in ISBA_{FR}, the soil water infiltration is the difference between snowmelt plus throughfall rate and the surface runoff. However, ISBA_{DF} also accounts for floodwater infiltration, I_{fld} ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), which occurs if f_{flood} is superior to f_{sat} and depends on the maximum infiltration capacity of the soil. In other words, the floodwater cannot infiltrate the part of the grid cell where the soil is saturated. I_{fld} can thus be computed as follows from the potential mass of floodwater that could infiltrate the soil, M_{fld} ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), provided by the CTRIP river model:

$$I_{fld} = \max(0, f_{flood} - f_{sat}) \times \min \left[I_c, \min \left(M_{fld}, \frac{\rho_w \Delta z_w}{\tau_{day}} \right) \right] \quad (12a)$$

$$M_{fld} = \frac{F_w}{A_{ctrip} \Delta t_{cpl}} \quad (12b)$$

where τ_{day} (s) is a time relaxation of 1 day, Δz_w (m) a water thickness of 1 m used to limit the flood water mass infiltration into the soil to $1,000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ using a water density ρ_w of $1,000 \text{ kg/m}^3$, F_w (kg) the mass of water stored in the CTRIP floodplain reservoir, Δt_{cpl} (s) the coupling time step between ISBA_{DF} and CTRIP, and A_{ctrip} (m^2) the area of a CTRIP grid cell.

2.2.7. Water Table Upward Capillary Fluxes

The water table depth provided to ISBA_{DF} by the CTRIP river model acts as a lower boundary condition for the soil moisture column calculated in ISBA_{DF}. However, because upward capillary fluxes only take place over lowlands (flat valleys and alluvial plains), the water table depth computed by CTRIP cannot be considered uniform over the entire coarse grid cell of a climate model. In a region with steep topography, upward capillary fluxes from the aquifer occur only in the lowlands, generally near the river. A fraction allowing upward capillary fluxes that reflects the subgrid spatial variability of topography inside each CTRIP grid cell is also sent to ISBA_{DF}. The soil/groundwater exchange flux, Q_{sg} ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), is computed using Darcy's law considering that the water pressure head of the water table is at saturation:

$$Q_{sg} = f_{wtd} \rho_w k_N \left(\frac{\psi_N - \psi_{sat}}{z_N - z_{wtd}} + 1 \right) + (1 - f_{wtd}) \rho_w k_N \quad (13)$$

where f_{wtd} is the fraction of the grid cell allowing upward capillary fluxes from the water table, k_N (m/s) and z_N (m) are the hydraulic conductivity and the depth of the last hydrological node N, and z_{wtd} (m) is the depth of the water table. This flux is added to the second term of the right-hand side of equation (5) for the last hydrological node N. More details can be found in Vergnes et al. (2014).

2.2.8. River Processes Including Flooding and Groundwater

Two prognostic equations are used to represent the floodplain (F_w), and the stream, S_w (kg), reservoirs as follows:

$$\frac{\partial F_w}{\partial t} = q_{F_{in}} - q_{F_{out}} + A_{ctrip} (P_{fld} - I_{fld} - E_{fld}) \quad (14a)$$

$$\frac{\partial S_w}{\partial t} = q_{in} + q_{riv} + A_{ctrip} Q_s + q_{F_{out}} - q_{F_{in}} - q_{dis} \quad (14b)$$

where q_{in} (kg/s) is the water inflow from the adjacent upstream grid cells, q_{dis} (kg/s) the river discharge to the downstream grid cell, $q_{F_{in}}$ (kg/s) and $q_{F_{out}}$ (kg/s) are the flood inflow and outflow, respectively (Decharme et al., 2012); P_{fld} , I_{fld} , and E_{fld} ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) the precipitation interception by the floodplains, the reinfiltration and the direct free water surface evaporation estimated by ISBA_{DF}, respectively; and q_{riv} (kg/s) is the groundwater-river exchange flux (Vergnes et al., 2012).

Because ISBA_{DF}-CTRIP is used for climate or hydrological applications at a coarse resolution, the groundwater scheme only accounts for widespread unconfined aquifers reached by diffusive groundwater

movements. The groundwater dynamic is solved by a one-layer two-dimensional diffusive equation as follows:

$$\omega_{eff} \frac{\partial h_w}{\partial t} = \frac{1}{r^2 \cos(\varphi)} \left[\frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{T_\theta}{\cos(\varphi)} \frac{\partial h_w}{\partial \theta} \right) + \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(T_\varphi \cos(\varphi) \frac{\partial h_w}{\partial \varphi} \right) \right] + \frac{1}{\rho_w} [Q_{sb} + Q_{sg} + Q_{ice} - Q_{riv}] \quad (15)$$

where h_w (m) is the prognostic piezometric head; ω_{eff} (m^3/m^3) the aquifer effective porosity; θ and φ the longitude and the latitude coordinates, respectively; T_θ and T_φ (m^2/s) the transmissivities along the longitude and the latitude axes, respectively; Q_{ice} ($kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$) the ice sheet runoff; and Q_{riv} ($kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$) the groundwater-river exchange flux expressed in mass by unit area. The depth of the water table, z_{wtd} , used in equation (13) is then simply the difference between the piezometric head and the river topography (Vergnes et al., 2014). Note that when z_{wtd} reaches 1,000-m depth, all transmissivities are set to 0 in order to limit unrealistic abyssal water table depth. Groundwater mass can be diagnosed as the product between the aquifer effective porosity, the water density, and the thickness between this limit of 1,000 m below the soil surface and the simulated piezometric head.

Finally, the river discharge is directly related to the stream flow velocity, v_s (m/s), solved via Manning's formula (Arora & Boer, 1999) assuming a rectangular river cross-section as follows:

$$q_{dis} = \frac{v_s}{L_{riv}} S_w \quad (16a)$$

$$v_s = S_{riv}^{1/2} \frac{\kappa}{n_{riv}} \left(\frac{W_{riv} h_s}{W_{riv} + 2h_s} \right)^{2/3} \quad (16b)$$

where L_{riv} (m) is the river stream length accounting for a meandering ratio of 1.4 (Oki & Sud, 1998), S_{riv} (m/m) the river bed slope, κ (m^3/s) a conversion constant equal to 1, n_{riv} the dimensionless Manning roughness coefficient for the river, and W_{riv} (m) the river width. This velocity varies according to the stream height h_s (m), computed as the stream water mass ratio to the river area, which is the product of the river stream length and the river width (Decharme et al., 2010). Both floodplain inflow and outflow fluxes in equation 14 are also computed using Manning's formula (Decharme et al., 2012).

2.2.9. Implementation of CTRIP and Coupling With ISBA

The previous TRIP version from Oki and Sud (1998) was coded in Fortran 77 with binary I/O format, which limited its performance, the development of new physical components, and its ability to be coupled with others models. Accordingly, it has been recoded in Fortran 90 using the netcdf I/O format (<https://www.uni-data.ucar.edu/software/netcdf/>), and the previous global river channel network at 1° resolution has been increased to 0.5° resolution and enhanced over Europe. SURFEX now includes a coupling interface (Voldoire et al., 2017) based on the OASIS3-MCT coupler (Valcke et al., 2015). All exchanges between ISBA_{DF} and CTRIP now run through this interface: all runoff fluxes, the surface water budget (precipitation interception minus infiltration and evaporation) of floodplains computed by ISBA_{DF} and the depth of the water table, the fraction of the grid cell allowing upward capillary fluxes from the water table, the flooded fraction of the grid cell, and the potential mass of flood water that could infiltrate the soil computed by CTRIP.

3. Land Surface Parameters

The goal of this study is to document the behavior of the new CMIP6 ISBA_{DF}-CTRIP system and to compare it to the old CMIP5 ISBA_{FR}-TRIP system. Therefore, we describe here the land surface parameters used by the two versions of the model.

3.1. Vegetation and Soil

The land cover properties are specified according to the 1-km resolution ECOCLIMAP-II database (Faroux et al., 2013). More than 500 land cover units are derived from the Corine Land Cover map for the year 2000 at 100-m resolution over Europe and from the Global Land Cover 2000 database elsewhere. These land cover units are aggregated to the model resolution into 12 subgrid land tiles (Table 1 and Figure 2a) in order to account for land cover heterogeneities in both ISBA versions.

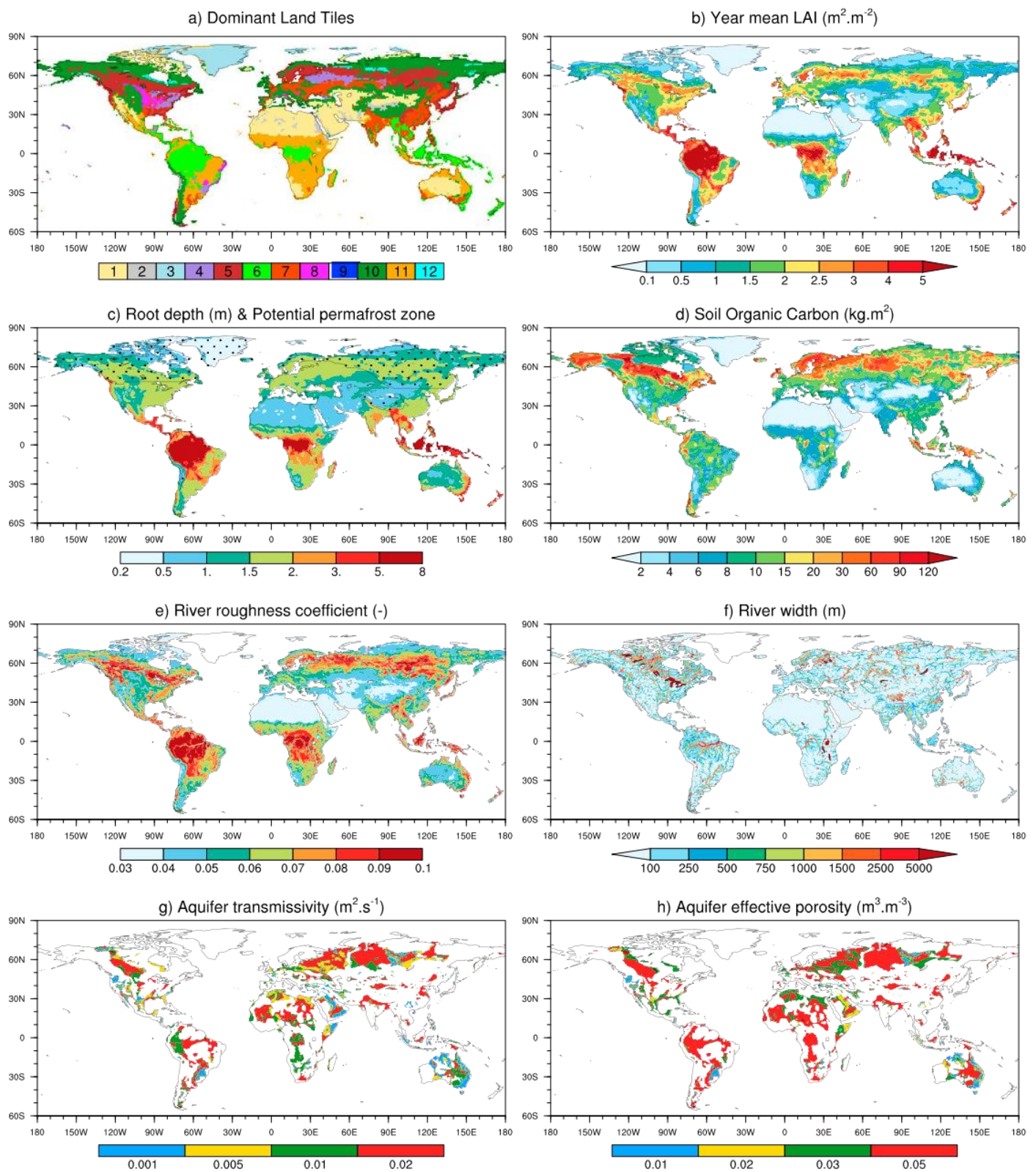


Figure 2. Global distribution of land surface parameters used in ISBA and CTRIP.

The average seasonal cycle of the LAI is imposed for each land cover unit at a 10-day time step. ISBA_{DF} now includes a complete representation of carbon cycling in the vegetation, including photosynthesis, respiration, growth, and mortality. LAI can be calculated as the result of the carbon balance of the leaves or can be prescribed from climatological observations. We chose to prescribe LAIs in this study to facilitate the comparison with the old ISBA_{FR} version. This annual cycle is computed using the collection 5 of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) leaf area index product at 1-km spatial resolution combined with the Normalized Difference Vegetation Index product from the SPOT/Vegetation data set from 1 January 1999 to 31 December 2005 (Faroux et al., 2013). The annual mean values are shown in Figure 2b. The depth of the roots (Figure 2c and Table 1) is specified for each land cover unit according to Canadell et al. (1996), while the thickness of the ISBA_{FR} deep reservoir was arbitrary defined by Masson et al. (2003). The location of the potential permafrost regions (Figure 2c) where ISBA_{DF} solves hydrology down to 12 m is determined manually based on the Circum-Artic Map of Permafrost and Ground Ice Conditions (CAMP-GIC; <http://nsidc.org/data/ggd318>) from Brown et al. (2002).

The snow-free land surface albedo is derived at a global scale for all land cover units at 1-km resolution from a 10-year analysis of the MODIS product (Carré et al., 2014). Mean seasonal cycles at a 10-day time step for visible (0.3–0.7 μm) and near-infrared (0.7–5.0 μm) vegetation and vegetation-free albedos are then retrieved from the MODIS 2001 to 2010 period at 1-km resolution by using a Kalman Filter-based method. The total snow-free land surface albedo in a grid cell is computed via an arithmetic average between vegetation and vegetation-free albedos weighted by the fraction of vegetation. This fraction of vegetation in the grid cell is specified for each subgrid land tile (Table 1).

The soil textural properties, such as clay and sand, are given by the Harmonized World Soil Database (HWSD) at a 1-km resolution (FAO/IIASA/ISRIC/ISSCAS/JRC, 2012; <http://webarchive.iiasa.ac.at/Research/LUC/External-World-soil-database/HTML/>). We also use the percentage of organic carbon f_{oc} (%) and the bulk density of the mineral matter ρ_m (kg/m^3) over two soil horizons (0–0.3 and 0.3–1 m) from HWSD to calculate the SOC (kg/m^2) content (Figure 2d) and the soil carbon density profile ρ_{soc} (kg/m^3 ; section 2.2.5) in each horizon as follows:

$$\text{SOC} = \rho_s \Delta z_s f_{oc} / 100 \quad (17a)$$

$$\rho_s = 100 \left(\frac{f_{oc} / \alpha_{om}}{\rho_{om}} + \frac{100 - f_{oc} / \alpha_{om}}{\rho_m} \right)^{-1} \quad (17b)$$

where ρ_s (kg/m^3) is the total soil bulk density (Adams, 1973), α_{om} is the dimensionless van-Bemmelen value of 0.58 generally used to convert organic matter content to organic carbon content, ρ_{om} (kg/m^3) is the average bulk density of the organic matter set to $224 \text{ kg}/\text{m}^3$, and Δz_s (m) is the thickness of each HWSD soil horizon. Note that the SOC content has been set to $0 \text{ kg}/\text{m}^2$ over desert and glacier areas defined in the ECOCLIMAP-2 database.

3.2. Subgrid Topography

The topographic index used in both ISBA versions to determine the surface runoff via the TOPMODEL approach is specified from the HYDRO1K database (<https://lta.cr.usgs.gov/HYDRO1K>) at 1-km resolution. This distribution is calculated via a three-parameter gamma function derived from the mean, standard deviation, and skewness of the HYDRO1K actual distribution (Decharme et al., 2006, 2013).

CTrip parameterizations require topographic information at a global scale and a high resolution. We use the Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010; https://topotools.cr.usgs.gov/gmted_viewer/) at a 7.5-arc-second ($\sim 250 \text{ m}$) spatial resolution (Danielson & Gesch, 2011) to derive (1) the river bed elevation needed to calculate the river elevation (Vergnes & Decharme, 2012); (2) the river bed slope needed by Manning's formula to compute the river flow velocity (Decharme et al., 2010); (3) f_{flood} the flooded grid cell fraction in the floodplains (Decharme et al., 2012) and f_{wtd} , the grid cell fraction where upward capillary fluxes from the water table are allowed (Vergnes et al., 2014). The first step of the Vergnes et al. (2012) method is to compute these parameters at an intermediate resolution of 5 arcminutes ($\sim 10 \text{ km}$). In a second step we aggregate directly from 5 arcminutes to 0.5° . This method allows a better conservation of subgrid topographic properties from a very high to a low resolution.

3.3. River Geomorphological Parameters

The Manning formula and the Manning roughness coefficient are used to compute the flood flow in and out of the river. As proposed by Decharme et al. (2012), this coefficient for the floodplains, n_{fld} , is computed as the area average of the floodplain roughness coefficients n_i of each land type i present in the grid cell (Table 1):

$$n_{fld} = \sum_{i=1}^{19} (f_{land_i} \times n_i) \quad (18)$$

where f_{land} is the grid cell fraction of each land type. The Manning roughness coefficient for the river bed (Figure 2e) remains difficult to estimate at the global scale because it depends not only on poorly known mineral material in the channel bed but also on the surrounding vegetation. Decharme et al. (2012) used a simple linear function of the river stream order. Here we use a new method that offers better consistency between the roughness coefficients for the floodplain and river. The river roughness coefficient is calculated as a geometric average between the floodplain values and a standard value of 0.035 generally used for large rivers (Arora et al., 1999; Arora & Boer, 1999; Lucas-Picher et al., 2003; Yamazaki et al., 2011):

$$n_{riv} = 0.035^{1.0-\alpha_r} \times n_{fld}^{\alpha_r} \quad (19)$$

where α_r is an empirical parameter that accounts for the fact that the roughness varies from low values in natural streams with deep pools, such as river mouths, to high values for small upstream rivers. This empirical parameter is computed using a simple linear relationship with the river stream order SO given by CTRIP in each grid cell of a given basin:

$$\alpha_r = \frac{1}{2} \left(\frac{SO_{max} - SO}{SO_{max} - SO_{min}} + 1 \right) \quad (20)$$

where SO_{min} and SO_{max} are the minimum and maximum stream orders in each basin of the CTRIP network. The river width (Figure 2f) is calculated using two steps. First, we use the following empirical relationship between the mean river width Ω_{riv} (m) and the mean annual discharges Q_{yr} (m^3/s) in each CTRIP grid cell:

$$\Omega_{riv} = \max(\Omega_{min}, \alpha_w \times Q_{yr}^{\beta_w}) \quad (21)$$

where α_w and β_w are equal to 5.41 and 0.59, respectively, and Ω_{min} (m) is the minimum river width in a grid cell set to 30 m. This relationship was developed by Vergnes et al. (2014) using a large set of 1,873 gauging stations across France with access to river width, river depth, and mean annual discharge measurements. The mean annual discharge in each CTRIP grid cell is estimated at the global scale using the GGHYDRO global runoff database (<http://people.trentu.ca/~gcogley/glaciology/glggghy.htm>) from Cogley (2003). Second, we use a combination of two sources of satellite estimates: the Global Width Database for Large Rivers (GWD-LR; <http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~yamada/GWD-LR/>) at 0.5° resolution (Yamazaki et al., 2014) and the Global Lakes and Wetland Database (GLWD; <http://wp.geog.mcgill.ca/hydrolab/glwd/>), which gives the lake fraction distribution at 0.5° resolution (Lehner & Döll, 2004). The final river width in CTRIP is then given by

$$W_{riv} = \max(\Omega_{riv}, W_{space}) \quad (22a)$$

$$W_{space} = \begin{cases} W_{GWD} & \forall W_{GWD} > 0 \\ \frac{f_{lake} A_{ctrip}}{L_r} & \forall W_{GWD} = 0 \end{cases} \quad (22a)$$

where f_{lake} is the GLWD lake fraction in each grid cell and W_{GWD} (m) the GWD-LR river width estimate. Finally, the river bankfull depth, h_{riv} (m), which controls the beginning of the river flood, is determined as follows, using an empirical relationship between observations of river width and maximum river height also proposed by Vergnes et al. (2014):

$$h_{riv} = \alpha_h \times W_{riv}^{\beta_h} \quad (23)$$

where α_h and β_h are equal to 1.4 and 0.28, respectively.

3.4. Aquifer Basin and Groundwater Parameters

Unconfined aquifers reached by diffusive groundwater movements are preferentially located in sedimentary basins with permeable porous and fractured rocks, and in alluvial plains characterized by gravel and sand materials with high permeability. Vergnes et al. (2012) developed a method to estimate the geometry of the aquifers and the groundwater parameters, such as transmissivity and effective porosity, using topographical, lithological, and geological information available over France.

A similar approach was developed at the global scale using available global data sets (Vergnes & Decharme, 2012). The global map of the groundwater resources of the world from the Worldwide Hydrogeological Mapping and Assessment Programme (WHYMAP; <http://www.whymap.org>) was used as the primary information for delineating groundwater basins. To refine this map, Antarctica and Greenland were removed, a slope criterion was applied to remove the mountainous cells, and the global map of lithology from Dürr et al. (2005) was used to refine the limits of the aquifers. This global lithological map is also used to attribute transmissivity (Figure 2g) and effective porosity (Figure 2h) values by type of lithology. Note that these groundwater parameters and the aquifer geometry are specified by Vergnes et al. (2012) over France, while a more precise hydrogeological map from the U.S. Geological Survey (USGS; <https://www.usgs.gov/products/maps/geologic-maps>) is used to refine the geometry of the aquifers over the United States. As a result, the area covered by unconfined aquifers in CTRIP represents 43% of the land surface, excluding Antarctica and Greenland. More details can be found in Vergnes and Decharme (2012) and Vergnes et al. (2012).

4. Experimental Design

4.1. Atmospheric Forcing Products

Although several products exist, global offline evaluations of LSMs most often use only one atmospheric forcing, generally from one of two families of atmospheric reanalysis. The first family is related to the National Center of Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) reanalysis and includes the 3-hourly Princeton Global Forcing (PGF; <http://hydrology.princeton.edu/data/pgf.php>) from Sheffield et al. (2006) and the 6-hourly CRU-NCEP forcing from Viovy (2018). The second is derived from the ECMWF ERA-40 or ERA-Interim reanalysis and includes the 3-hourly WFD or WFDEI forcing from Weedon et al. (2011, 2014, respectively) and a new 3-hourly forcing from the Earth2Observe (E2O; <http://www.earth2observe.eu/>) European project (Schellekens et al., 2017). In this study, we choose to perform the ISBA_{DF}-CTRIP evaluation using two of these atmospheric forcings in order to dissociate improvements due to changes in the land surface physics from uncertainties in the land surface response to one specific atmospheric forcing (Decharme & Douville, 2006b; Gelati et al., 2018; Szczypta et al., 2012).

First, we use the 3-hourly PGF version 1 data set at 1° resolution over the 1948 to 2010 period. This data set is based on the NCEP-NCAR reanalysis corrected for biases at diurnal, daily, and monthly timescales using a variety of observational data sets for air temperature, total radiative fluxes, or precipitation. The PGF precipitation forcing used in this paper is hybridized to match the monthly values from the gauge-based Global Precipitation Climatology Center (GPCC) Full Data Product V6 (Schneider et al., 2011, 2014). Second, we use the Tier-2 Water Resources Re-analysis (WRR2) forcing from the E2O project, available at 0.25° resolution and re-gridded to 1° resolution using conservative remapping. This data set is directly based on the 3-hourly ERA-Interim reanalysis (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim>) over the 1979–2014 period. In the E2O project, only the 2-m air temperature and humidity and the surface pressure have been corrected for differences between topography at 0.25° resolution and ERA-Interim topography at ~70-km resolution. Monthly precipitations have been hybridized with observations using the Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation (MSWEP; <http://www.gloh2o.org>) data set (Beck et al., 2017).

The MSWEP-based E2O precipitation rate is globally larger than GPCC-based PGF data (Figure 3). This difference is mainly located in northern high-latitude regions, which is certainly due to the wind catch ratio corrections on snowfall rate performed by the MSWEP product. The 2-m air humidity exhibits the largest difference between both forcing products. Air is drier with E2O than with PGF, and this is especially true over tropical regions. The 2-m air temperature is very similar in the two products, although the E2O eastern

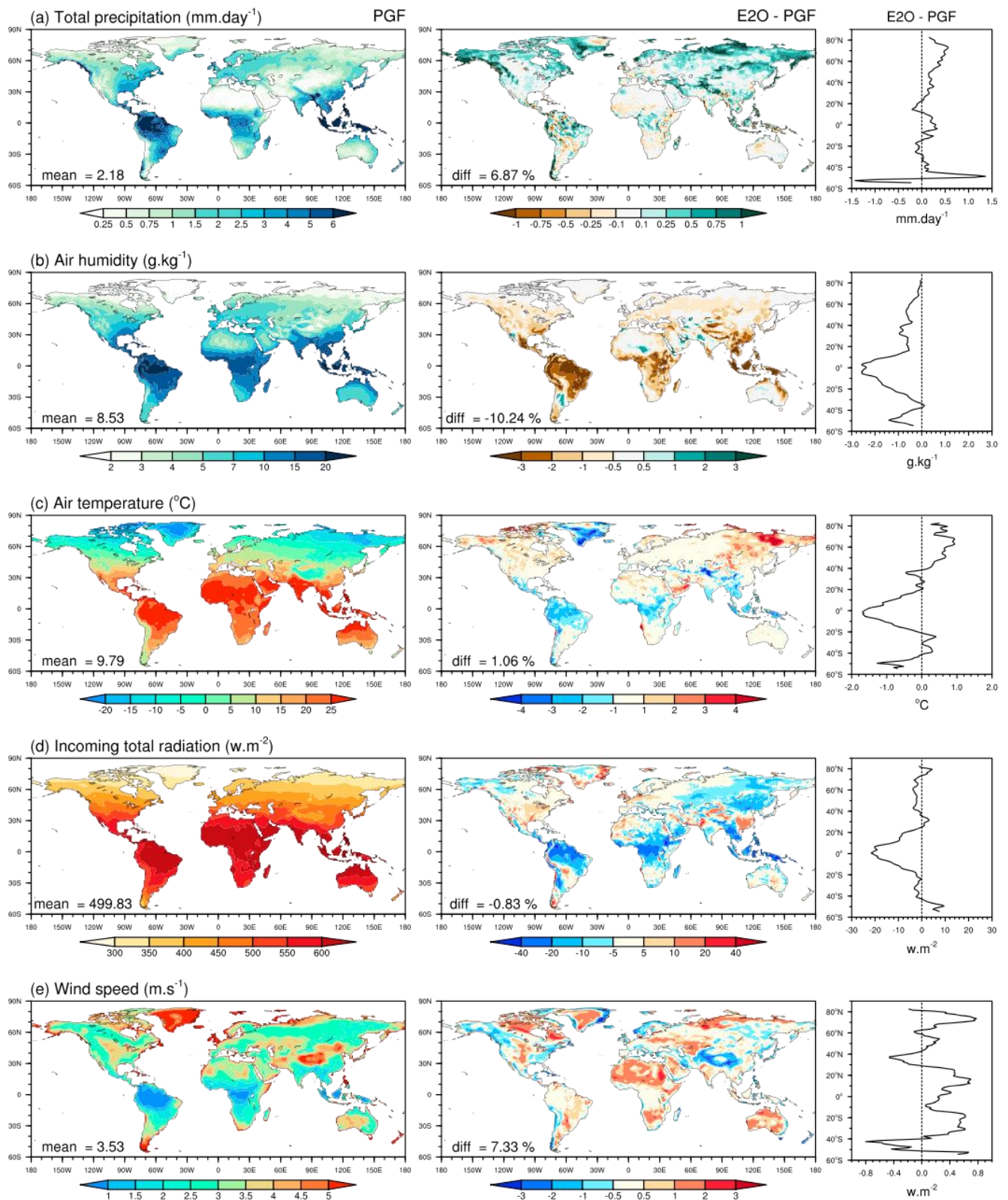


Figure 3. Global distributions of the annual means of NCEP-GPCP-based PGF meteorological data (left panels) and their differences with ERA/Interim-MSWEP-based E20 atmospheric forcing variables (center panels). Zonal averages of these differences are also shown in right panels.

Table 2
Simulations performed in this study

Name	Land surface processes	Atmospheric forcing (reanalysis/precipitation)
sfxcm5_pgf sfxcm5_e2o	Old cm5 physic: Force-restore 3-layer soil hydrology and 4-pseudo-layer temperature; One-layer snow; Jarvis Transpiration 0.5° CTRIP with daily one-way coupling and variable velocity	PGF (NCEP/GPCC) E2O (ERA-I/MSWEP)
sfxcm6_pgf sfxcm6_e2o	New cm6 physics: Multi-layer soil (14-L) and snow (12-L); Transpiration from photosynthesis; Floodplains; Groundwater 0.5° CTRIP with 3-hourly two-way coupling and variable velocity	PGF (NCEP/GPCC) E2O (ERA-I/MSWEP)
isbcm6_pgf gwcm6_pgf	cm6 physic but No Flood and No Groundwater (nfg) cm6 physic with Groundwater but No Flood (gnf)	PGF (NCEP/GPCC)

Note. ISBA and CTRIP embedded in SURFEXv8 (*sfx*) are used with the old land surface physics applied in CNRM-CM5 (*cm5*) and the new physics developed for CNRM-CM6 (*cm6*). Three intermediate simulations are also performed.

Siberian regions are warmer than with PGF, and inversely over the tropics. The total downward incoming radiations are not very different. E2O radiations are generally lower than PGF, except in some regions, like Europe and North America. Finally, wind speeds are quite different, with, in general, a larger intensity in the E2O forcing compared to PGF.

4.2. Experiments

With the help of the SURFEX numerical interface, both versions of ISBA are run at 1° resolution with a time step of 900 s, while CTRIP is run at 0.5° resolution with a time step of 1800s. We chose the 1° resolution for ISBA to be close to the CNRM-CM6 climate model spatial resolution run at a T127 reduced gaussian grid (~1.4° in both longitude and latitude). The evaluation is performed over the 1979–2010 period using several products related to snow cover, snow depth, permafrost characteristics including seasonal active layer depth, seasonal floodplain areas, groundwater water table depths, soil moisture, land evapotranspiration, river discharges, and variations in terrestrial water storage.

The previous ISBA_{FR}-TRIP version used in CNRM-CM5 will be referred to as *sfxcm5* throughout this paper (Figure 1a), while the new ISBA_{DF}-CTRIP version used in CNRM-CM6 will be called *sfxcm6* (Figure 1b). To facilitate the comparison between the new and old models, we use the new CTRIP version at 0.5° resolution with a daily one-way coupling and the variable flow velocity instead of the old TRIP at 1° resolution with a constant velocity. The hydrological impacts of using constant or variable streamflow velocities have been well documented in Decharme et al. (2010). With these two LSMs and the two atmospheric forcings, we perform four main simulations described in Table 2.

To equilibrate slow land surface reservoirs (snow over inland glacier, deep soil moisture and temperature, or aquifer piezometric head), a spin-up of 150 years was performed with the PGF forcing for *sfxcm5_pgf* and *sfxcm6_pgf* by cycling the model over the 1948 to 1957 period before running it up to 2010. For *sfxcm5_e2o* and *sfxcm6_e2o* E2O simulations, spin-ups start from their twin PGF simulations on 1 January 1959 and an additional spin-up period of 20 years is used to reach 1 January 1979 by cycling the model over the 1979 to 1983 forcing dates.

In addition, two simulations using the PGF forcing (Table 2) will be occasionally shown to expose model behaviors to successive physical changes. *isbcm6_pgf* uses the same physical core as *sfxcm6_pgf* but without the floodplain and groundwater schemes, while groundwater parameterization is added in *gwcm6_pgf*. Comparisons of these experiments with *sfxcm5_pgf* and *sfxcm6_pgf* will help us dissociate changes in ISBA physics (from ISBA_{FR} to ISBA_{DF}) from the impacts of flooding processes and groundwater dynamics with an upward capillary rise.

5. Evaluation of Northern Hemisphere Snow and Permafrost

5.1. Snow Cover

We illustrate changes in snow physics by first comparing simulated and observed snow cover extents over the northern hemisphere. Observations come from weekly satellite estimates distributed by the National

Snow and Ice Data Center (NSIDC) at 25-km horizontal resolution over the 1966 to 2016 period (Brodzik & Armstrong, 2013). These observations have been remapped at 1° resolution and averaged at a monthly timescale as proposed by Peings et al. (2013). They are compared to the snow fraction simulated by *sfxcm5* (equation (A2)) and *sfxcm6* (equation (2b)). Climatological seasonal cycles in Figure 4 are computed over the 1979–2010 period, but only autumn (SON), winter (DJF), and spring (MAM) seasons are shown. Because simulations with both forcings are very similar, only spatial patterns of PGF experiments are presented, while all simulations are shown on zonal averages.

During autumn and winter, spatial patterns, pattern skill scores, and zonal averages highlight the strong improvements due to the new snow scheme. However, these improvements are as much due to the new snow fraction formulation (equation (2b)) as to the new snow physics. During spring, spatial patterns and zonal averages show that *sfxcm6* (with both forcings) underestimate the snow extent, especially between 50° and 70° north, pointing to an early snowmelt over the boreal forest. The ISBA_{DF} explicit snow scheme does not take vegetation into account. For low vegetation, this assumption is reasonable because vegetation is covered by snow and plays a lesser role. But it is not valid for the boreal forest, where tall trees reduce the visible incident radiation reaching the snowpack, delaying the snowmelt compared to low or unvegetated areas. In addition, the specific snow fraction over tall vegetation is generally very low (equation (2c)), annihilating the soil insulation effect of the snowpack. Consequently, the soil-vegetation-snow composite surface temperature (Appendix B) rises rapidly over 0 °C, inducing an unrealistic snowmelt at the base of the snowpack. This weakness is not found with the *sfxcm5* snow scheme principally because the snow temperature, which is approximated by a weighted combination of the surface and the subsurface temperatures depending on the grid cell vegetation fraction, contributes to the distribution of the snowmelt over the entire spring season. Over mountainous regions (Himalayas, Alps, Rocky, etc.), the snow disappears too rapidly in both versions of the model. In these areas, the snowmelt timing is mostly correlated to the strong change in air temperature and incoming solar radiation with elevation (Lafaysse et al., 2011; Lundquist et al., 2004; Nijssen et al., 2001). This subgrid process is not yet represented in the model.

Interannual variability is also briefly studied in terms of the standard deviation of monthly detrended anomaly time series, σ_{ano} (Figure 4). These monthly anomalies are computed by subtracting the mean annual cycle from the observed or simulated detrended time series over the 1979 to 2010 period. The simulated interannual variability is generally underestimated but less so by *sfxcm6_pgf*, as shown by the global ratio of simulated to observed σ_{ano} . The new model has a better representation of regional patterns (better pattern skill scores). Regions with an observed low seasonal snow cover (USA, Europe, Southeast Siberia, and Himalaya) exhibit the largest interannual variability compared to regions subject to high snow cover. This contrast is better reproduced with *sfxcm6* than with *sfxcm5*. Finally, the comparison between observed and simulated zonal averages reveals that these results are similar whatever the atmospheric forcing.

5.2. Snow Depth

For an exhaustive evaluation of the simulated snowpack, we use a large set of snow depth in situ measurements. Several daily observations were gathered at 2,121 stations from the last century to the present. These stations are located in different countries of the Northern Hemisphere. Because many measurements are taken at synoptic stations following the World Meteorological Organization standards, many observations cover bare-ground open areas or clearings with regular grass cutting. More details of this data set can be found in Brun et al. (2013) and in the supporting information (section 2.2; <https://doi.org/10.5194/essd-9-389-2017-supplement>) of Schellekens et al. (2017). From this entire network, we have selected 1,271 stations from 1979 to 2010 using the criteria set by Brun et al. (2013): (1) the difference between the local and model elevation, here at 1° resolution, is less than 100 m to avoid temperature biases due to the low resolution of the forcing; (2) the number of days with a nonzero snow depth measurement over the entire period is greater than 100 days; (3) there are at least 8 days with snow per year. Biases in simulating the mean annual snow depth (Figure 5a), the mean daily duration of continuous snow (Figure 5b), and the mean last day of continuous snow on the ground (Figure 5c) for *sfxcm5* and *sfxcm6* are analyzed considering that a day with snow on the ground is defined as a day with snow depth higher than 1 cm. The corresponding global skill scores are given in Table 3 with additional variables such as interannual daily detrended anomalies, the mean first day of continuous snow, and the mean date of the annual snow depth maximum.

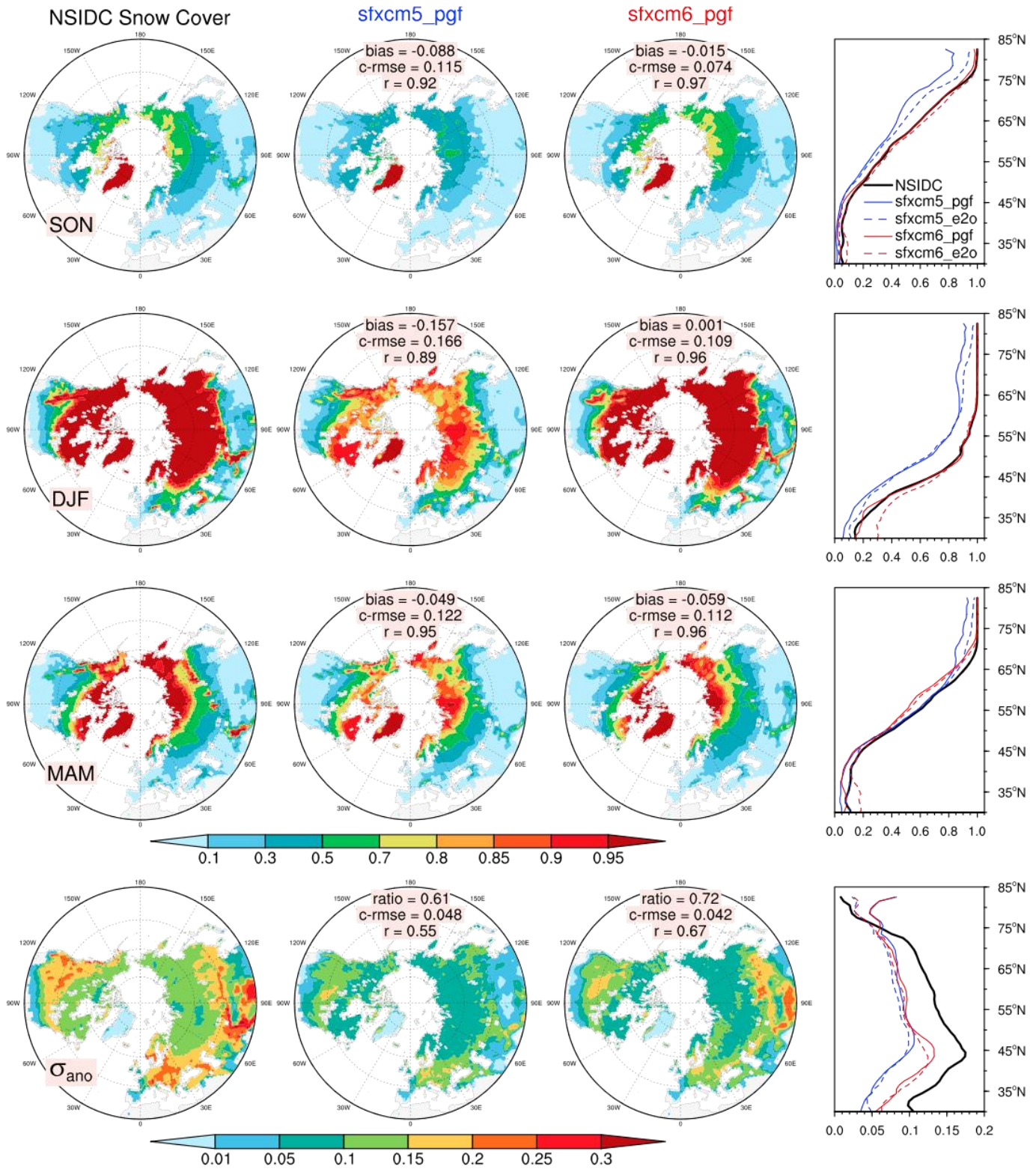


Figure 4. Northern Hemispheric distributions of mean seasonal snow cover extents observed (black) and simulated by the old *sfxcm5* (blue) and the new *sfxcm6* (red) model versions during autumn (SON), winter (DJF), and spring (MAM) over the 1979–2010 period, with pattern skill scores (mean bias, centered root-mean-square error, c-rmse, and correlation, *r*). Bottom panels present spatial distributions of standard deviations of monthly detrended anomaly time series (σ_{ano}) over the same period. Right column: associated zonal averages. All experiments are summarized in Table 2.

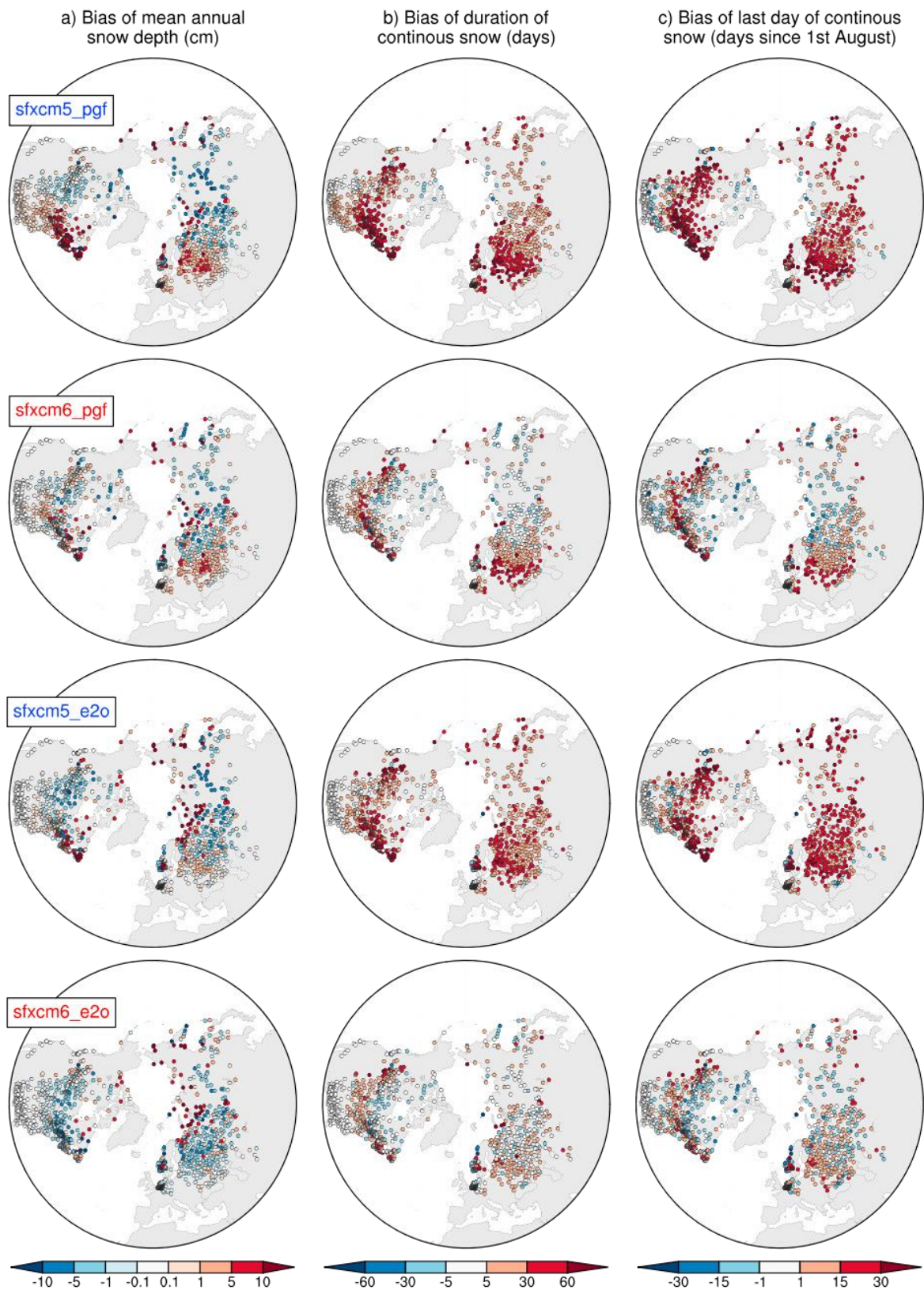


Figure 5. In situ comparison between observed and simulated snow depths over the 1979–2010 period. The relative global skill scores are given in Table 3.

Table 3
 Observed versus simulated snow skill scores reached at the 1271 snow in situ station

Variables	Criteria	Experiments			
		sfxcm5_pgf	sfxcm6_pgf	sfxcm5_e2o	sfxcm6_e2o
Daily Snow Depth (cm) All Season	<i>bias</i>	1.51	0.37	0.45	−0.58
	<i>c-rmse</i>	13.1	10.6	11.0	9.49
	<i>r</i>	0.73	0.80	0.80	0.84
Daily Interannual Snow Depth Anomalies (cm)	<i>c-rmse</i>	8.51	7.87	6.66	6.06
	<i>r</i>	0.37	0.45	0.58	0.65
	<i>bias</i>	26.03	10.40	19.14	3.38
Annual Duration of Continuous Snow (days)	<i>c-rmse</i>	31.99	26.78	28.18	22.03
	<i>r</i>	0.93	0.94	0.95	0.96
	<i>bias</i>	−14.51	−7.22	−8.07	−2.66
First day of Continuous Snow (days)	<i>c-rmse</i>	30.18	27.05	22.736	20.04
	<i>r</i>	0.74	0.78	0.85	0.86
	<i>bias</i>	6.17	−7.18	7.60	−1.67
Date of Annual Maximum Snow Depth (days)	<i>c-rmse</i>	43.32	38.85	34.36	32.45
	<i>r</i>	0.43	0.40	0.60	0.59
	<i>bias</i>	14.86	5.32	15.20	2.96
Last day of Continuous Snow (days)	<i>c-rmse</i>	32.49	27.23	24.16	20.61
	<i>r</i>	0.78	0.81	0.87	0.88

Note. The *bias*, centered root mean square errors (*c-rmse*) and correlation (*r*) are shown.

Snow depth bias scores are not very different between *sfxcm5* and *sfxcm6*, even though the mean snow depth is lower with the new snow scheme because it simulates larger snow density, especially in spring. All other scores in Table 3 show that the mean annual snow depth is globally improved in *sfxcm6*. The snow season is also shorter, with the new scheme consistent with the lower snow depth (Figure 5). Skill scores for mean snow duration, mean last day of continuous snow, mean first day of continuous snow, and mean date of the annual snow depth maximum are significantly improved by the new snow scheme (Table 3).

These results indicate that the snow seasonal cycle is much better reproduced using *sfxcm6* compared to *sfxcm5*, in agreement with our former analysis over Northern Eurasia (Decharme et al. (2016)). The most important effect appears in springtime, when snowmelt is faster with *sfxcm6*, albeit slightly too fast over the north of Canada and eastern Siberia. This faster snowmelt is beneficial here because most in situ measurements are from clearings with short grass or from vegetation-free areas.

Improvements in *sfxcm6* correlations and centered root-mean-square errors for all climatological variables, together with improvements in daily snow depth anomalies skill scores, indicate that the interannual variability is also well captured by the new model. Finally, Figure 5 and Table 3 confirm that simulations based on ERA-Interim forcing generally outperform those driven by PGF. As shown by Brun et al. (2013), the PGF forcing suffers from an inconsistency between the chronology of precipitation and temperature, affecting the snow depth simulation in winter.

5.3. Permafrost Boundaries and Active Layer Depth

In addition to its importance for the evolution of the climatic system, the simulation of permafrost characteristics is a good test of the model's ability to reproduce snow and soil processes over northern regions (Decharme et al., 2016; Paquin & Sushama, 2014). To evaluate the simulated permafrost in *sfxcm6* experiments, we first use the CAMP-GIC data (Brown et al., 2002) from the NSIDC, which estimates limits of continuous, discontinuous, sporadic, and isolated permafrost regions. The simulated permafrost margins (Figure 6) are represented by spatial patterns of the mean permafrost Active Layer Depth (ALD). This simulated ALD is computed as the maximum soil depth reached each year in summer by the 0 °C isotherm. This depth is estimated via a linear interpolation between the last positive temperature node going down from the surface and the first negative temperature node. Permafrost boundaries are globally well reproduced, by the model even if these limits extend slightly too far south in both western Siberia and eastern Canada. Permafrost margins over Tibetan Plateau are fairly well simulated. Over temperate mountains (Alps, Pyrenees, Appalachia, etc.), the model is not able to simulate permafrost soils due to the low resolution of

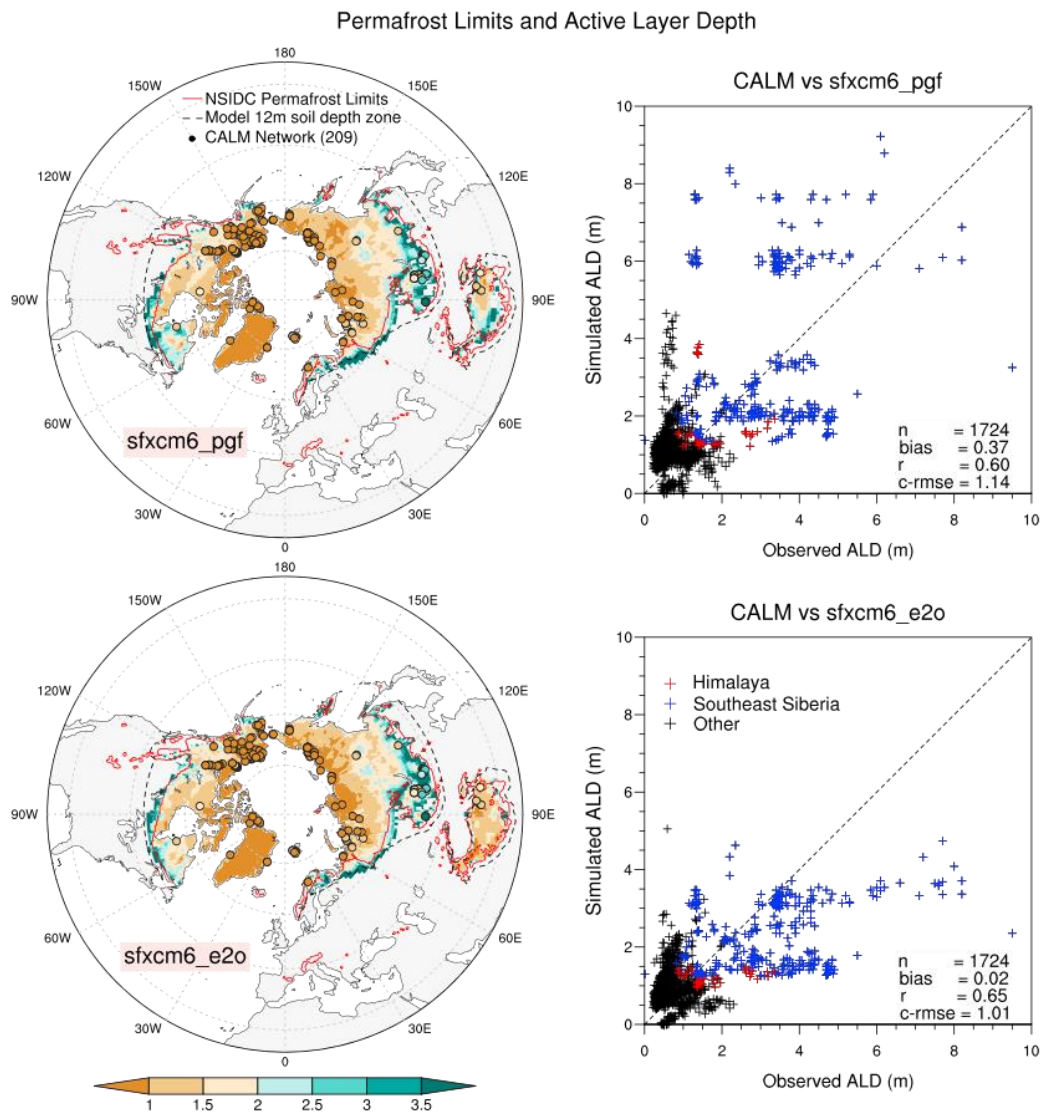


Figure 6. Comparison of observed and simulated northern hemispheric permafrost characteristics. In the left panels, red lines correspond to the NSIDC estimated limits of permafrost regions, dashed black lines to boundaries where the $ISBA_{DF}$ soil depth for hydrology is set to 12 m (cf. section 3 and Figure 2), patterns of the mean ALD simulated over the 1990–2010 period by the new model with each forcing, circles to ALD observations from the CALM network. Scatterplots on the right compare all simulated yearly ALD with CALM observations. Red crosses correspond to Himalayan stations, blue crosses to stations located in the southeast regions of Siberia (45–60°N), black crosses to stations over continuous permafrost. Skill scores over the 1,724 measurements are also given.

the atmospheric forcing. Spatial patterns in Figure 6 also show that the quality of the simulated permafrost boundaries does not depend on the limit where the $ISBA_{DF}$ hydrologic soil depth in *sfxcm6* is fixed to 12 m (black lines in Figure 6).

Second, we use the Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM; <http://www.gwu.edu/~calm/>) network, which uses 239 in situ stations (Brown et al., 2000) to directly evaluate simulated ALD over the 1990 to 2010 period. CALM measures the end-of-season permafrost thaw depth each year, which is comparable to the simulated annual maximum ALD. After removing stations outside the domain or the studied period, 209 stations remain for evaluating the model. The period-mean of the observed ALD is represented by circles on the maps in Figure 6. This quantitative comparison shows that the ALD spatial distribution is well reproduced by the model no matter the atmospheric forcing. Scatterplots in Figure 6 directly compare the simulated and observed ALD at each station and for each year. The largest error is logically found in the southeast part of Siberia (45–60°N), where the low resolution of the atmospheric forcing does not allow the observed

ALD, mainly located over isolated or sporadic permafrost, to be represented accurately. Elsewhere, over the continuous permafrost region or over the Himalayan plateau, the simulated ALD reproduces in situ measurements well. The resulting skill scores given in each scatter plot lead to two main conclusions: (1) errors in simulating ALD are small, or at least reasonable, considering the low resolution of the model and with regard to other model results (Dankers et al., 2011; Ekici et al., 2014; Gouttevin et al., 2012; Guimberteau et al., 2018; Guo et al., 2017; Koven et al., 2009; Paquin & Sushama, 2014); (2) the quality of the ALD simulation is independent of the atmospheric forcing used even though the *sfxcm6_e2o* simulation with ERA-Interim-based E2O forcing exhibits slightly better scores than the PGF-driven simulation (*sfxcm6_pgf*).

6. Evaluation of the Global Water Budget

6.1. Major Land Surface Reservoirs

6.1.1. Floodplains

To evaluate floodplain inundation simulations in *sfxcm6*, we use satellite-derived inundation estimates over the 1993–2004 period from Prigent et al. (2007). This global data set is derived from a complementary suite of satellite observations that quantifies the monthly variations of the distribution of surface water extent at ~25-km resolution (Papa et al., 2010; Prigent et al., 2007). In this study, this data set is remapped at 0.5° resolution and corrected from lakes, bogs, fens, and mire areas of the GLWD database, as well as from monthly irrigated areas using the Monthly Irrigated and Rainfed Crop Areas around the year 2000 product (Portmann et al., 2010). Details on the correction method can be found in Decharme et al. (2012). Both the annual mean and detrended monthly anomalies of these corrected flooded floodplains estimates (hereafter $P_{07/GM}$) are compared to simulations (*sfxcm6_pgf* and *sfxcm6_e2o*) in Figure 7.

The global distribution of the *sfxcm6_pgf* simulated inundated area is reasonably reproduced (see pattern correlation score Figure 7a), although these simulated areas remain strongly underestimated, especially over western Siberia (Ob basin) and southern Asia. *sfxcm6_e2o* gives similar results (pattern correlation of 0.45) to *sfxcm6_pgf* (not shown). Globally, simulated inundated areas cover 0.25×10^6 km² for *sfxcm6_pgf* and 0.19×10^6 km² for *sfxcm6_e2o* against 1.11×10^6 km² from estimates.

The comparison over the Amazonian region exhibits the same weaknesses (Figure 7b), with simulated inundated areas covering 0.65×10^5 km² for *sfxcm6_pgf* and 0.59×10^5 km² for *sfxcm6_e2o* versus 2.44×10^5 km² from the estimate. The model logically simulates inundations only in those grid cells of the hydrological network that correspond to major streams. However, P07/GM estimates larger inundations even in the grid cells adjacent to major streams. This difference partly explains the generalized underestimation found in simulations of global floodplain inundation. Additional reasons are discussed at length in Decharme et al. (2012) and may be related to uncertainties in atmospheric forcing, the computational method of the topography-based subgrid functions used to define f_{flood} , the model physics (for example, the nonrepresentation of seasonal thermokarst lake over permafrost area), and/or satellite retrieval algorithms (Papa et al., 2010).

In terms of interannual variability, detrended monthly anomalies are reproduced slightly better over the Amazon region (Figure 7d) than globally (Figure 7c). The amplitude of these anomalies is generally underestimated by *sfxcm6*. The model is not able to reproduce negative anomalies during the 2000 to 2001 period (Figure 7d). Excluding this period, correlation skill scores increase from 0.26 to 0.49 for *sfxcm6_pgf* and from 0.31 to 0.42 for *sfxcm6_e2o*.

6.1.2. Groundwater

The direct evaluation of groundwater dynamics is a difficult task at the global scale because no gridded observations and/or global time series exist at a continental scale, although many in situ piezometric head measurements can be collected from some regions of the world (Fan et al., 2013; Vergnes et al., 2012). In addition, it is rather difficult to compare local observations of water table depth, noted hereafter as z_{wtd} , with a simulation at a resolution larger than 1 km because the model cannot reproduce the impact of the local topography or the fine-scale variations of the geology. So we chose to compare our model to the very fine resolution model used in Fan et al. (2013), denoted hereafter as *Fan2013*, providing simulated global equilibrium z_{wtd} estimates at 30 arc-second (~1 km) resolution. The *Fan2013* simulation has been validated against a vast network of in situ piezometric head measurements. This product is available at 0.25° resolution and has been aggregated to the CTRIP resolution of 0.5° using conservative remapping.

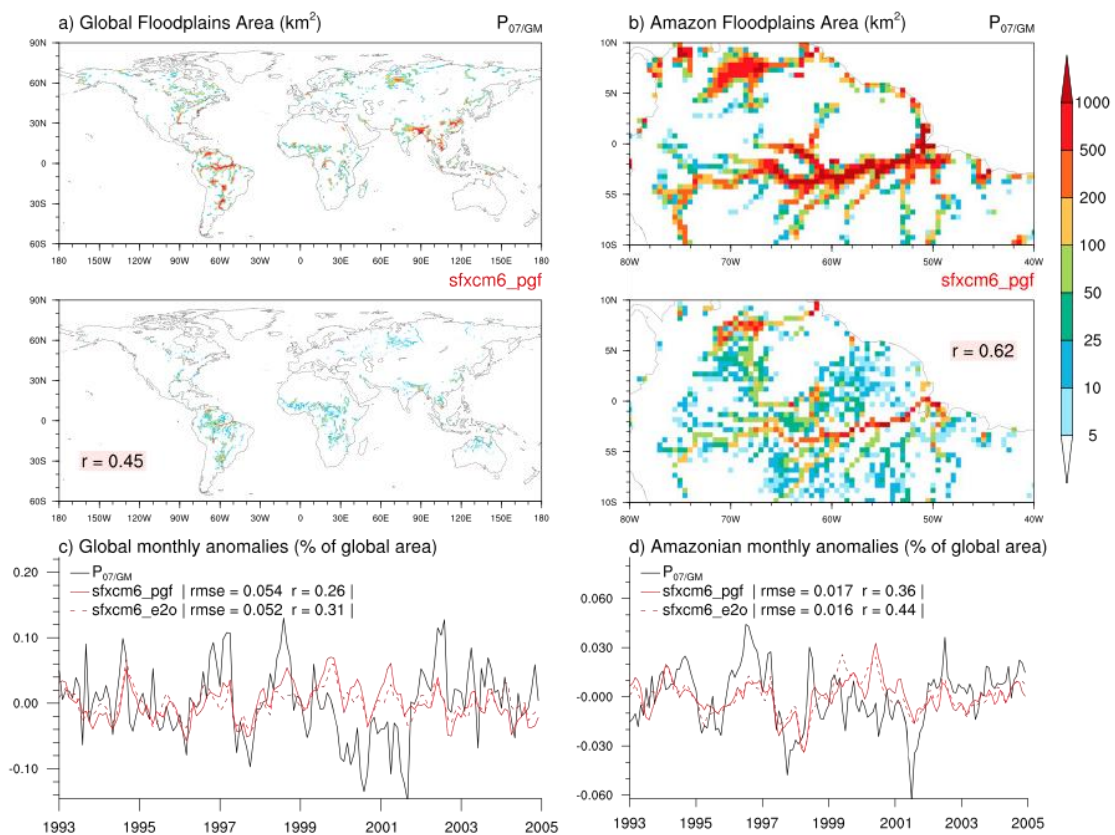


Figure 7. Comparison between satellite-estimated and simulated annual mean floodplains areas over (a) the globe and (b) the Amazonian region during the 1993–2004 period with corresponding pattern correlations. Monthly detrended anomaly time series averaged over (c) the globe and (d) the Amazonian region with their associated root-mean-square error (rmse) and correlation (r) skill scores.

Figure 8a presents the *Fan2013* global equilibrium z_{wtd} estimate restricted to CTRIP aquifer basins. Shallow z_{wtd} are generally located over the flattest and wettest regions of the world—for example, northern Canada, western Siberia, Amazonia, and Ganges valley. Inversely, deepest z_{wtd} take place in dry and/or hilly areas. The *sfxcm6_pgf* simulated annual mean z_{wtd} computed over 1979–2010 (Figure 8b) reasonably agrees with such estimates, at least over flat and humid regions (Figure 8c). Note that the *sfxcm6_e2o* simulation is not represented because it reproduces similar results (mean z_{wtd} of 31.1 m and pattern correlation of 0.43) to *sfxcm6_pgf*. Over regions with a complex orography, *sfxcm6* simulates a shallower annual mean z_{wtd} than *Fan2013* estimates. In fact, except in dry areas, the simulated annual mean z_{wtd} generally reaches no more than 3- or 4-m depth. This is coherent with *Fan2013*, which demonstrates, using piezometric head measurements, that it is common for natural z_{wtd} to be less than 5 m.

Our groundwater scheme represents only unconfined aquifers connected to the river where z_{wtd} is dynamically constrained by the river elevation. The simulated z_{wtd} is thus only related to the subgrid part of the grid cell with a topography similar to that of the river (Vergnes et al., 2014). In other words, CTRIP is built to represent only shallow z_{wtd} close to the river, while *Fan2013* accounts for all topographical structures in the grid cell due to its very fine native resolution. This fact also explains why a subgrid fraction of the grid cell, f_{wtd} , must be considered to account for the upward capillarity rise of the soil. The simulated annual mean f_{wtd} is logically at its maximum over the world's flattest areas (Figure 8d) where the differences between *Fan2013* and *sfxcm6* are lowest (Figure 8c). Over desert areas, *sfxcm6* simulates deeper z_{wtd} than *Fan2013* estimates due to differences in the model structure. The transmissivities of vertically homogeneous aquifers in CTRIP allow z_{wtd} to go down to several hundred meters, while the *Fan2013* transmissivities account for an exponential profile with a depth limiting z_{wtd} to roughly one hundred meters. Whatever this difference, z_{wtd} is so deep in these regions that its impact on both the surface hydrology and the atmosphere is null.

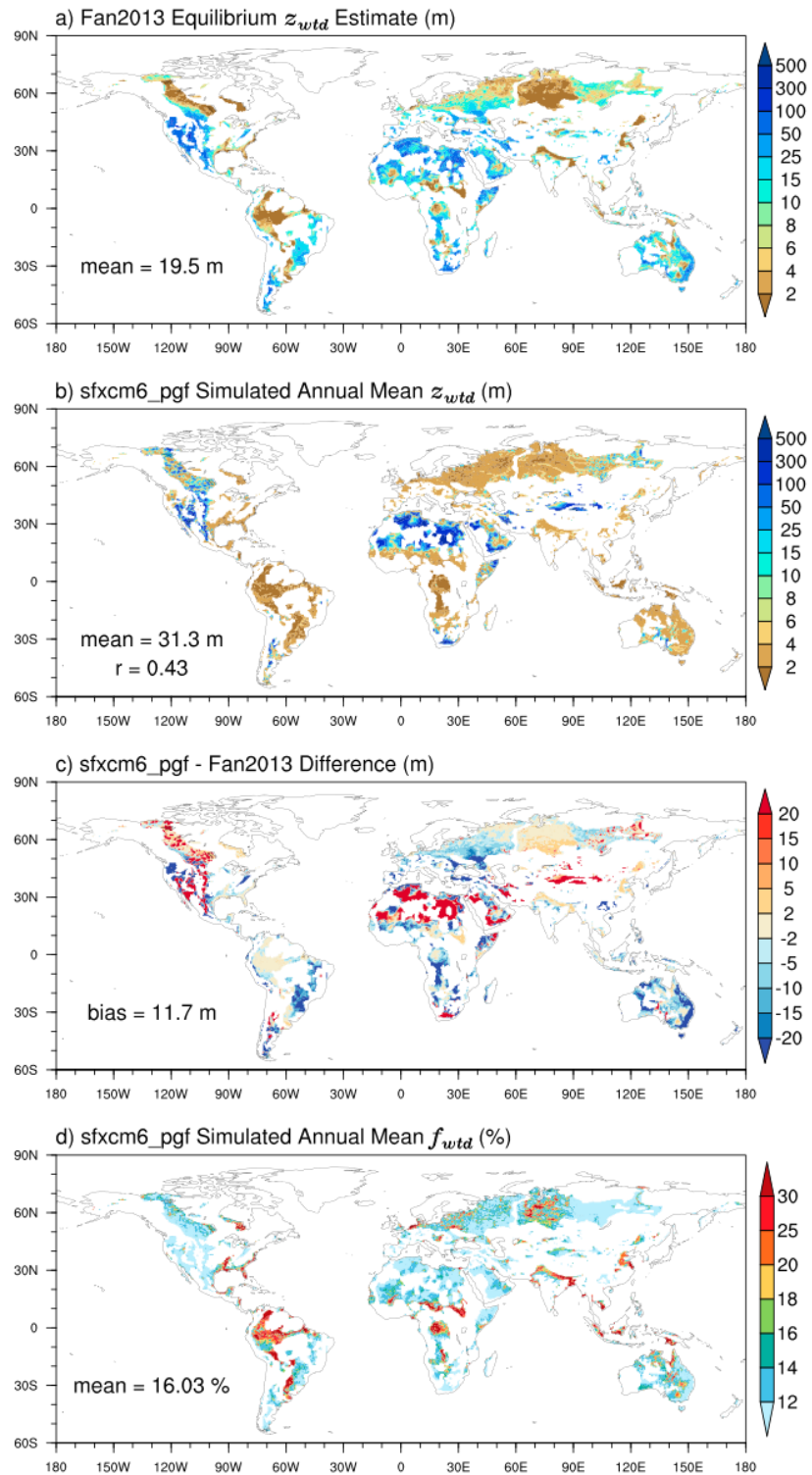


Figure 8. Comparison between (a) the equilibrium water table depth (z_{wtd}) estimated by Fan et al. (2013) and (b) the annual mean dynamic z_{wtd} simulated by *sfxcm6_pgf* during the 1979 to 2010 period. The global mean is given for each product and the spatial correlation, r , for the *sfxcm6_pgf* simulation. This figure also shows (c) the difference between both product with the associated bias and (d) the simulated annual mean subgrid fraction of the grid cell, allowing the water table to rise (f_{wtd}) with its global mean.

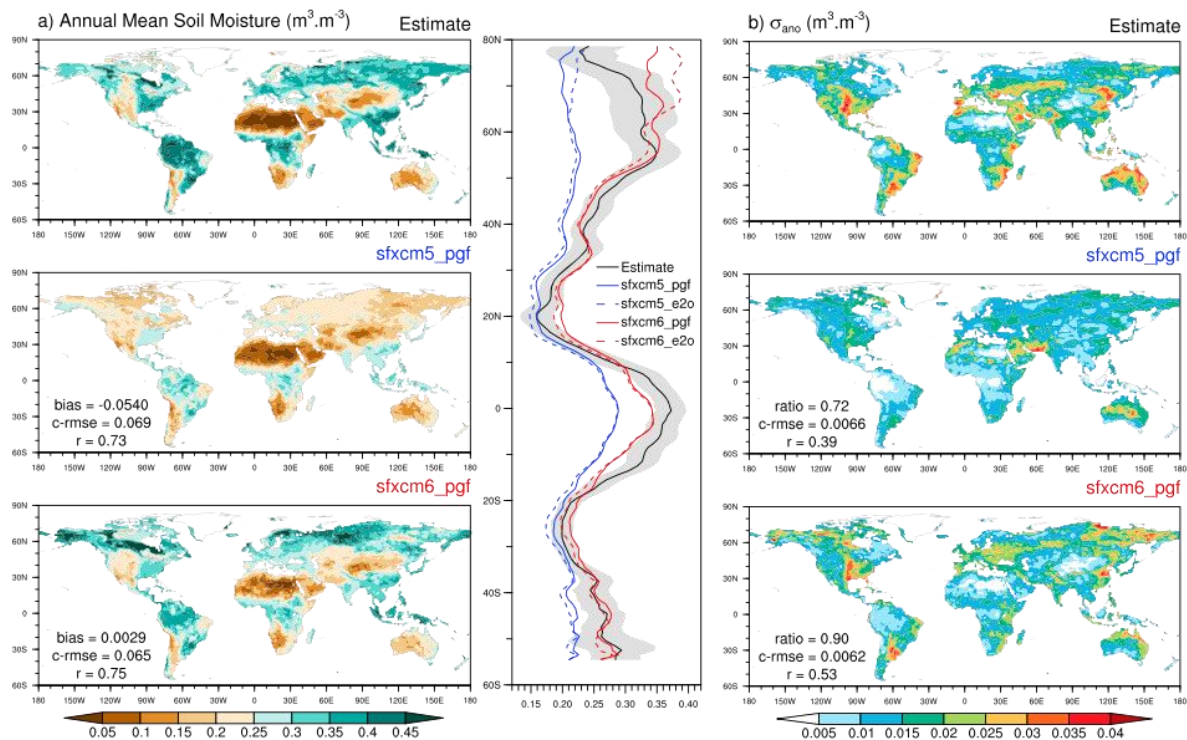


Figure 9. Comparison between (a) estimated and simulated annual mean soil moisture with their zonal average and (b) standard deviations of monthly detrended anomaly time series over the 1980–2010 period. The estimate comes from an arithmetic average of the GLEAM and ERA-I/Land products. Zonal averages of annual means for the *sfxcm5* (blue) and the *sfxcm6* (red) model versions are compared to the estimate (black) and the minimum and maximum values between GLEAM and ERA-I/Land products (gray shaded area). Pattern skill scores are the same as in Figure 4.

6.1.3. Soil Moisture

The evaluation of soil moisture at the global scale is not easy due to the lack of gridded observations, but some estimates can be used. Here we compare *sfxcm5* and *sfxcm6* simulations with available global data sets such as the Global Land Evaporation Amsterdam Model (GLEAM; <https://www.gleam.eu/>) root zone soil moisture and the ERA-Interim/Land (ERA-I/Land) total soil moisture reanalysis (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/archive-datasets/reanalysis-datasets/era-interim-land>). GLEAM data are available over the 1980–2016 period at a monthly frequency and at 0.5° spatial resolution. GLEAM estimates global root zone soil moisture and evapotranspiration from a simple land surface model based on satellite forcing and soil moisture assimilation (Martens et al., 2017). The depth of the root zone in GLEAM is a function of land cover type: 0.1 m for bare soil, 1 m for low vegetation, and 2.5 m for tall vegetation. The ERA-I/Land product covers 1979 to 2010 at ~ 80 -km resolution using the H-TESSSEL land surface model (Balsamo et al., 2009) of the ECMWF driven by the ERA-Interim atmospheric reanalysis including precipitation adjustments based on monthly observations (Balsamo et al., 2015). ERA-I/Land soil water content is available for four soil depths down to 2.89 m. Both GLEAM and ERA-I/Land products have been aggregated to 1° resolution using conservative remapping from their native resolution.

Figure 9a presents the annual means of soil moisture at the global scale and their zonal averages estimated by a linear combination (arithmetic average) of both GLEAM and ERA-I/Land products, and simulated by *sfxcm5* and *sfxcm6*. This comparison is made over the period from 1980 to 2010. The soil water content is greatly increased from *sfxcm5_pgf* to *sfxcm6_pgf*. This drastic increase in soil moisture leads to a better agreement with GLEAM and ERA-I/Land estimates as highlighted by pattern skill scores and zonal averages. The spatial patterns of soil moisture in E2O forced simulations are similar to those of the PGF simulations (not shown). The zonal averages underline the fact that soil moisture simulations are more sensitive to the model physics than to the atmospheric forcing. A slight difference appears over northern high latitudes (above 60°N) where experiments using E2O forcing simulate a larger soil moisture than simulations using PGF

data. This difference is due to the larger precipitation rate in MSWEP-based E2O precipitation compared to GPCP-based PGF precipitation (Figure 3).

The interannual variability estimated by the standard deviation of the monthly detrended anomaly time series σ_{ano} , (Figure 9b) appears larger over low vegetation areas characterized by shallow root depths than over dense forests or unvegetated areas. While this contrast is not clear in the older version of the model, it is well captured by the new model, as highlighted by pattern skill scores. This result is also not sensitive to atmospheric forcing because pattern skill scores for *sfxcm6_e2o* (ratio = 0.71, c-rmse = 0.0063, and $r = 0.48$) are quasi similar to *sfxcm6_pgf* but also largely better than those of *sfxcm5_e2o* (ratio = 0.88, c-rmse = 0.0061, and $r = 0.55$).

The main reason for these differences, especially the *sfxcm6* increase in soil moisture compared to *sfxcm5* (Figure 9a), can be traced to changes in the ISBA physics from ISBA_{FR} to ISBA_{DF} as shown by the comparison between *sfxcm5_pgf* and the additional *isbcm6_pgf* simulations (Figure 10, top). The dominant effect is linked to the change in soil moisture equilibrium state induced by the soil parameterization from a simple three-layer bucket scheme to a diffusive explicit scheme. The bucket layers were restored toward a too-low ISBA_{FR} field capacity corresponding to a hydraulic conductivity of 0.1 mm/day (Appendix A), while the diffusive scheme reaches its equilibrium dynamically around a larger water content near its field capacity, corresponding, for example, to a matric potential of around -0.33 bar for pure mineral soils and -0.1 bar for pure peat soils (section 2.2). Second, the mixing between mineral and organic soil properties increases soil porosity (equation (7b)) and limits hydraulic conductivity, leading to very wet soil conditions, especially in boreal regions where SOC is very dense (Figure 2d). In these regions, a plug effect in permafrost areas due to the deep soil freezing (equation (6c)) also contributes to maintaining very moist soils all year.

The comparison between *isbcm6_pgf* and *gwcm6_pgf* (Figure 10, middle) indicates that the impact of upward capillarity fluxes on soil moisture from groundwater into the root zone is not negligible in some aquifer basins. Even though it represents an average annual increase of only 0.76% in soil moisture globally, this increase reaches 1.5% when considering only the CTRIP aquifer basins. Finally, adding inundated floodplain infiltration has a limited impact on soil moisture globally but can be nonnegligible locally, as shown by the comparison between *sfxcm6_pgf* and *gwcm6_pgf* (Figure 10). This is the case over the Parana basin, West Africa, and especially along the Nile River. The quantity of water that could potentially flood the Nile Valley is very large but is currently limited by dams for electric power generation and intensive irrigation. Because the model does not represent these processes, it simulates strong river flood events, as in ancient times, and significant soil infiltration.

6.2. Major Land Surface Fluxes

6.2.1. Evapotranspiration

We attempt to evaluate evapotranspiration against available global estimations such as the Multi-Tree Ensemble (MTE) product (<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/fluxnet-mte-multi-tree-ensemble>), the Penman-Monteith-Leuning (PML) product, and the GLEAM product. MTE gives an estimate of global evapotranspiration at 0.5° spatial resolution over the 1982–2008 period at a monthly frequency derived from satellite data and FLUXNET in situ observations using a machine-learning algorithm (Jung et al., 2010). PML is an observation-driven model that estimates the monthly global evapotranspiration and its components at 0.5° spatial resolution over the 1981–2012 period (Zhang, Pena Arancibia, et al., 2016; Zhang, Peña-Arancibia, et al., 2016). We interpolate MTE, PML, and GLEAM evapotranspiration at 1° resolution using conservative remapping. The combination of these three products helps us to assess uncertainties in global evaporation estimates similarly to the 1989–2005 merged synthesis product of the LandFlux-EVAL diagnostic multidata set (Mueller et al., 2013) but over a longer period (1982–2008).

The comparison between *sfxcm5*, *sfxcm6*, MTE, PML, and GLEAM evapotranspiration (Figure 11) does not allow us to discriminate between the old and new versions of the model, even though the skill scores for *sfxcm6* are slightly better than for *sfxcm5*. All model versions show an acceptable agreement with MTE, PML, and GLEAM, though a systematic underestimation appears over Amazonian and African tropical forests. Simulations with ERA-Interim-based E2O forcing exhibit a larger evapotranspiration than simulations driven by PGF, as shown by the zonal averages. This is particularly visible over Europe and Eastern USA. An E2O precipitation rate larger than PGF in northern high latitudes and drier air humidity conditions (Figure 3) everywhere are the main causes of these differences. Larger solar and atmospheric downward

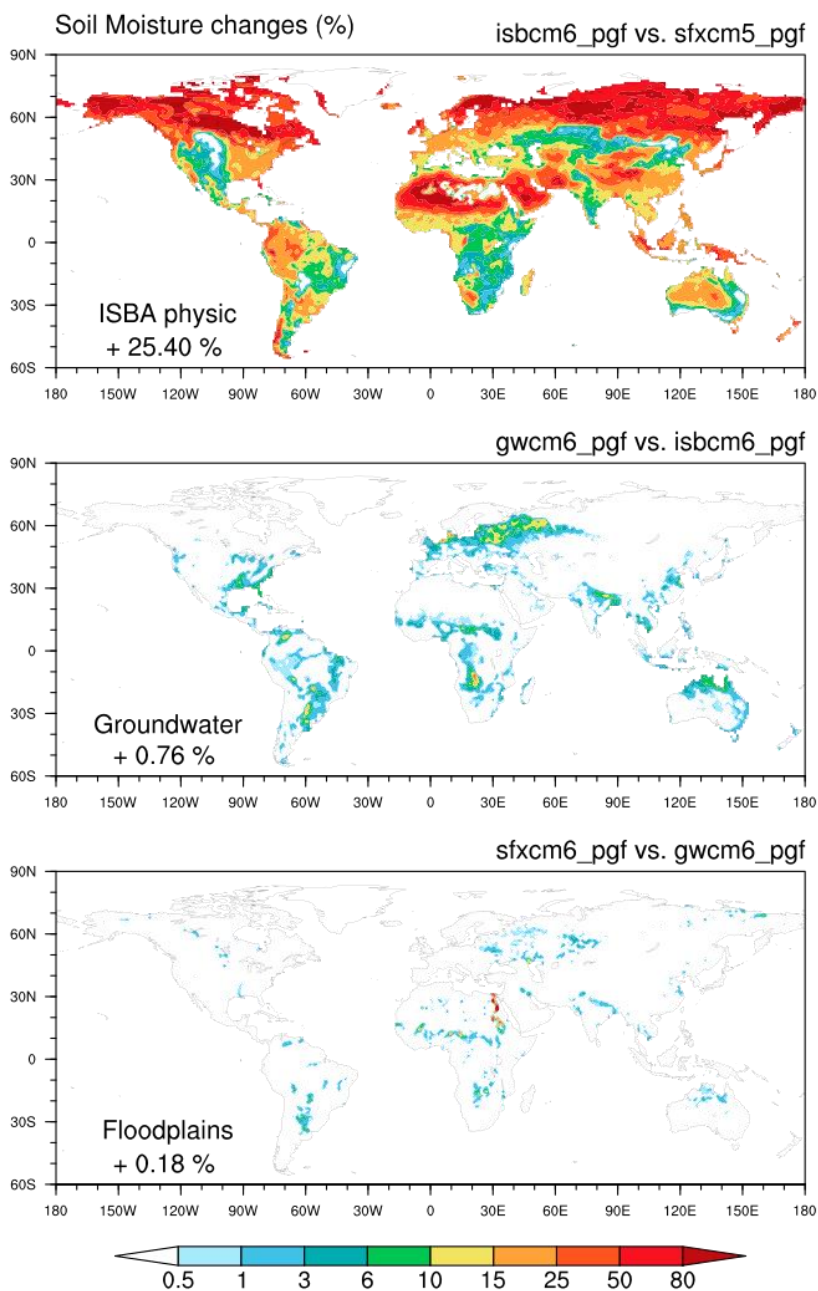


Figure 10. Annual mean impacts over the 1979–2010 period of the main physical changes on the simulated soil moisture expressed in %. ISBA physics (top panel) means all changes in soil/vegetation/snow from ISBA_{FR} to ISBA_{DF}. Groundwater (center) and Floodplains (bottom) refer to effects of adding aquifer processes with upward capillarity fluxes and river flooding processes with free-water evaporation and soil reinfiltration, respectively. All experiments are summarized in Table 2.

radiations from the ERA-Interim reanalysis versus the PGF forcing over Europe and Western USA (Figure 3) also contribute to this larger E2O-induced evapotranspiration rate.

Figure 12 compares the observed and simulated mean seasonal cycles and detrended monthly anomalies time series over the northern high and middle latitudes and the tropics. Globally, all seasonal cycles are appreciably reproduced by all model versions despite the fact that, as observed in Figure 11, experiments based on E2O forcing simulate larger evapotranspiration rates than estimates, especially across the

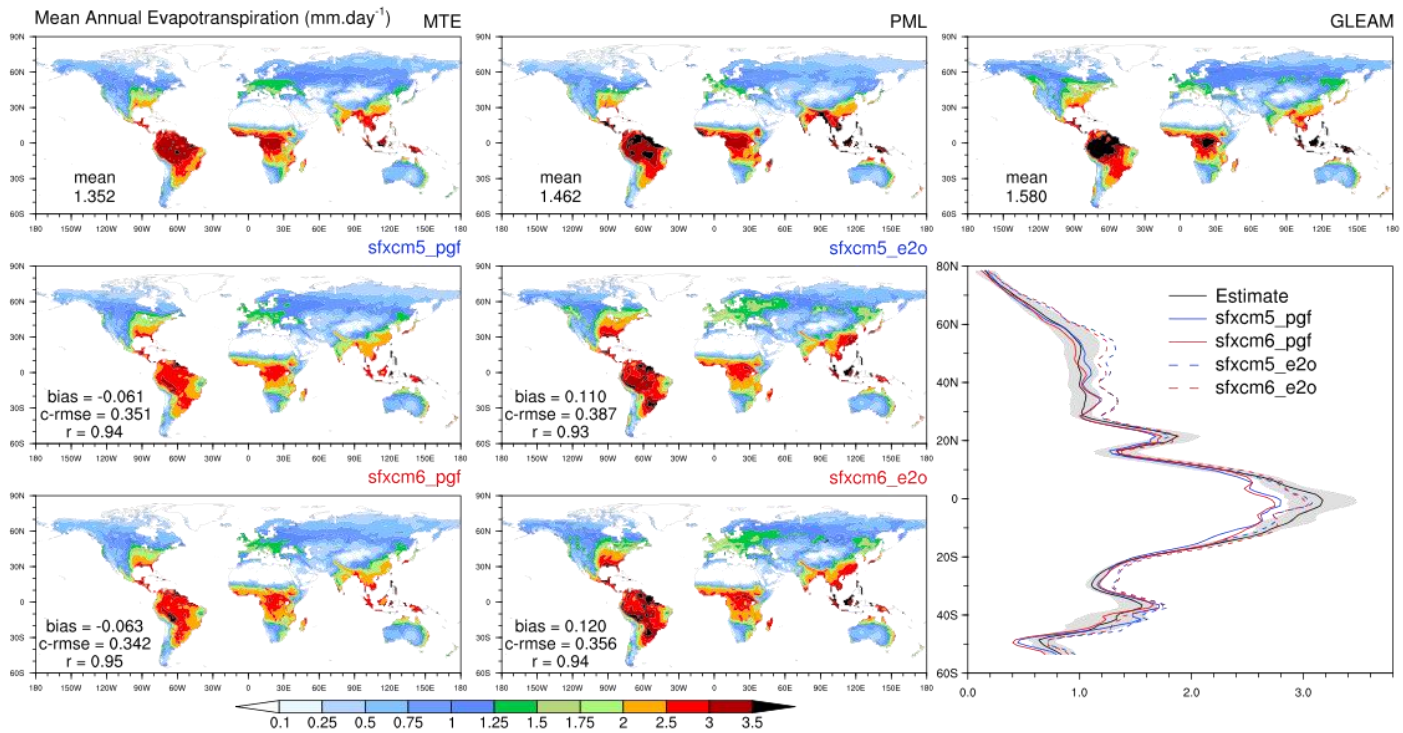


Figure 11. Comparison between observed and simulated annual mean evapotranspiration over the 1982–2008 period. Pattern skill scores are computed against the arithmetic average of the GLEAM, PML and MTE products. As in Figure 9, the gray shaded area around the zonal average of the MTE-PML-GLEAM combination estimate (black) corresponds to the minimum and maximum values between these products.

Northern Hemisphere. Inversely, evaporative fluxes simulated by PGF-based experiments are generally in the lower range of estimates. The interannual variability is also well reproduced, and monthly anomaly skill scores are clearly in favor of *sfxcm6* compared to *sfxcm5*, whatever the considered region. Over northern middle and high latitudes, monthly anomalies are significantly improved with *sfxcm6* compared to *sfxcm5*. In the tropics, the *sfxcm6* anomaly time series are always better correlated with estimates than *sfxcm5* and the root-mean-square errors are only slightly degraded due to the larger amplitudes of these anomalies.

Over northern high latitudes, the shape of the *sfxcm6* seasonal cycles is slightly improved compared to *sfxcm5*. The low evaporative rate during the winter season is better reproduced by *sfxcm6* compared to *sfxcm5* (Figure 12). From October to February, this rate is estimated at 0.019 mm/day by the combination of the MTE, the PML, and the GLEAM products. *sfxcm6_pgf* and *sfxcm6_e2o* reproduce a quasi-similar evaporation of about 0.023 and 0.061 mm/day, respectively, while *sfxcm5_pgf* and *sfxcm5_e2o* simulate a rate five times larger than estimates (0.1 and 0.13 mm/day, respectively). The cause is mainly linked to the very intensive snow sublimation simulated by *sfxcm5* (0.063 mm/day for *sfxcm5_pgf* and 0.075 mm/day for *sfxcm5_e2o*), while this rate becomes negligible with *sfxcm6*. During spring, *sfxcm6* simulates a lower evapotranspiration than *sfxcm5* for the same reasons (lower snow sublimation rates). During summer, this difference is reversed and the *sfxcm6* evaporative rate is larger than in *sfxcm5* due to wetter soil conditions (cf. section 5.1.3). Fewer differences between both model versions are found in northern midlatitudes, but the winter evaporation is also better reproduced by *sfxcm6* compared to *sfxcm5*. Over the tropics, *sfxcm6* evaporates at a slightly higher rate than *sfxcm5*.

This higher *sfxcm6* evaporative rate is equally due to the moistening effect of upward capillarity fluxes from groundwater into the soil and the direct evaporation of the floodplains (Figure 13). Groundwater effects on evapotranspiration are logically located in the regions where an increase in soil moisture was found in Figure 10: the tropics and to a lesser extent the southeastern USA, France, Benelux, and Eastern Europe. This increase is about 1.1% with the PGF forcing and is similar to the $\sim 0.9\%$ found by Vergnes et al. (2014)

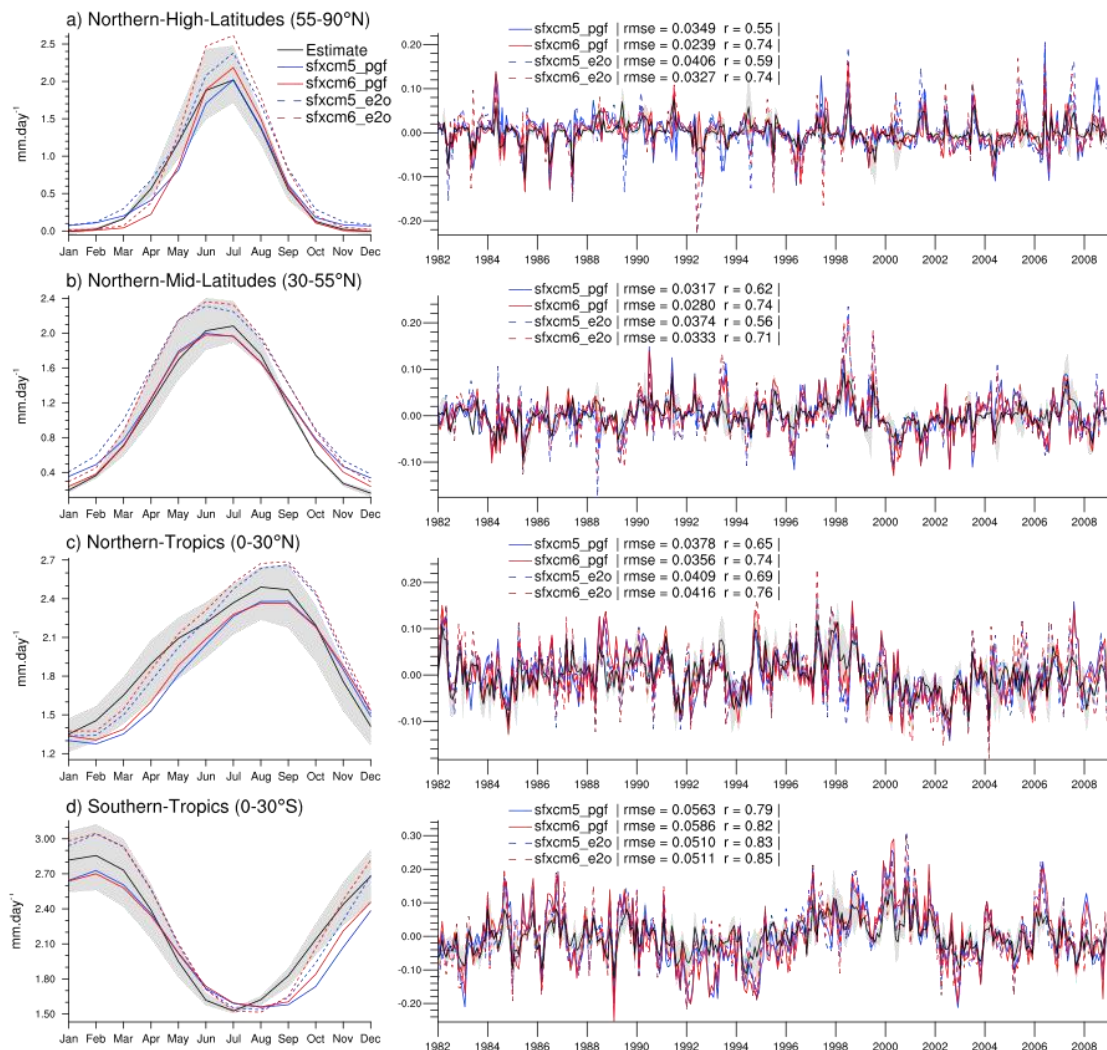


Figure 12. Comparison between observed and simulated monthly evapotranspiration over the 1982–2008 period. Mean seasonal cycles and detrended monthly anomalies time series averaged over the northern high and mid latitudes and the tropics are shown. In each panel, the black line corresponds to the MTE-PML-GLEAM combination estimate, and the gray shaded area to the minimum and maximum values between both products. The root mean square error (rmse) and the correlation (r) between observed and simulated anomalies are given.

over France. The floodplain effect is in the same range ($\sim 1.2\%$ with PGF). It is also essentially located in the tropics and can be very strong locally in some parts of South America (e.g., the Amazon River and the Parana basins) and Africa (e.g., Sahel, Okavongo basin, and Nile River). In extratropical regions, floodplains play a role in the Ob basin and, to a lesser extent, in North America and Eastern Europe.

6.2.2. River Discharges

River discharges allow the water budget to be assessed over large areas and are an excellent validation test for land surface models, considering that the precipitation forcing is as perfect as possible. To perform such a comparison, we gathered a large set of daily discharge measurements at 20,164 stations from 1900 to present. These in situ measurements were provided primarily by the Global Runoff Data Centre (GRDC; http://www.bafg.de/GRDC/EN/Home/homepage_node.html), along with the USGS (<http://waterdata.usgs.gov/nwis/sw>) over the United States, the HyBAM over the Amazon basin (<http://www.ore-hybam.org>), the French Hydro database (<http://www.eaufrance.fr>) over France, and the streamflow time series of the Parana river at Rosario from (Antico et al., 2018).

From this entire network, we selected 698 stations from 1979 to 2010 that meet four conditions: (1) only one station per TRIP grid cell; if several stations are located in the same grid cell, the one with a CTRIP drainage

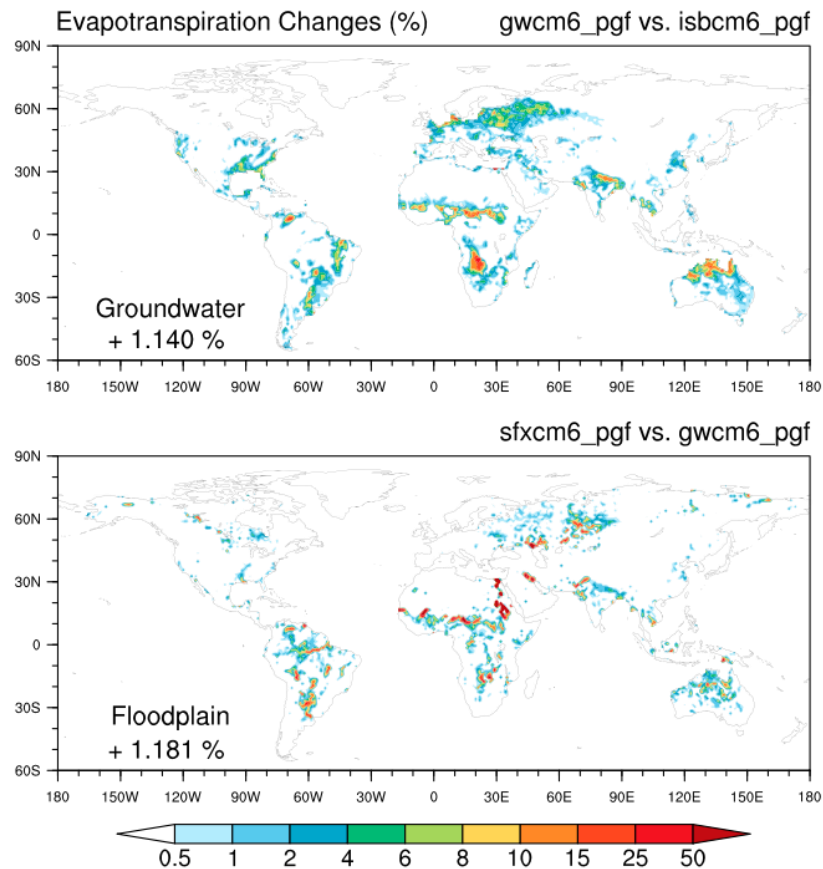


Figure 13. As in Figure 10, but for evapotranspiration and only for groundwater and floodplain effects.

area closest to the observed drainage area is kept; (2) observed upstream drainage areas must correspond to at least two atmospheric forcing grid cells at 1° (larger $24,000 \text{ km}^2$); (3) stations where the error between observed and CTRIP drainage areas is larger than 15% are removed; and (4) daily measurements must cover at least 1,825 days (5 years) over the 1979–2010 period. To evaluate the simulated discharge, we use three skill scores widely used in hydrology: (1) the annual discharge ratio $R = \overline{Q_{sim}} / \overline{Q_{obs}}$ between the observed Q_{obs} and simulated Q_{sim} annual mean estimates the model's capacity to reproduce the mean annual streamflow water mass; (2) the daily Nash criterion, $N = 1 - \sum_{t=1}^n (Q_{sim,t} - Q_{obs,t})^2 / \sum_{t=1}^n (Q_{obs,t} - \overline{Q_{obs}})^2$, computed over all daily observations n , measures the ability of the model to capture the daily discharge dynamics (Nash & Sutcliffe, 1970); and (3) the root-mean-square error of the detrended daily discharge interannual anomalies, denoted hereafter as A .

The climatological seasonal cycles of daily discharges near the mouths of the world's largest river basins are shown in Figure 14 and their relative skill scores in Table 4. There are three boreal basins (Mackenzie, Ob, and Lena), three temperate basins (Mississippi and Danube), four tropical or subtropical basins (Amazon, Congo, Parana, and Orange), and three monsoon basins (Niger, Ganges, and Mekong).

Over boreal basins, the *sfxcm6* simulations reproduce the river base flow more accurately, leading to an increase in the simulated annual river discharge. The two main contributors of this base flow improvement are the new diffusive soil scheme (*isbcm6_pgf*) that explicitly simulates deep drainage without any soil moisture threshold limitation (equation (13)), and the new groundwater scheme (*gwcm6_pgf*) that restitutes the water stored during snowmelt to the river throughout the low flow season. This better simulated base flow is accompanied by a reduction in the largely overestimated summertime peak of discharge found in *sfxcm5_pgf*, *isbcm6_pgf*, and *gwcm6_pgf*. This reduction is mostly explained by the floodplain reservoir that induces a buffer effect on river discharge by storing a large part of the springtime snowmelt runoff, thereby

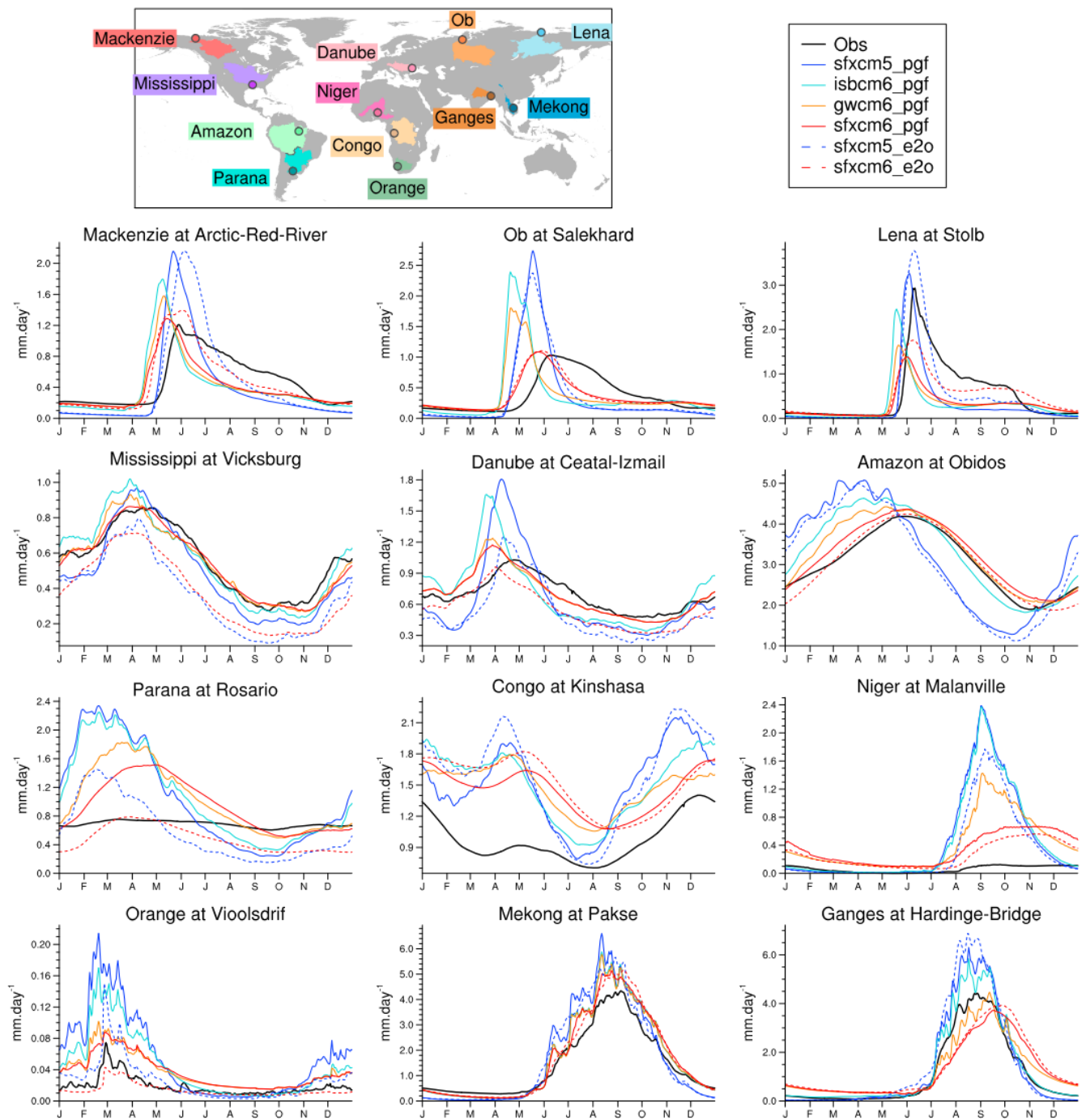


Figure 14. Comparison between the mean seasonal annual cycles (mm/day) of simulated and observed (black line) daily discharges near the outlet of the major basins of the world. The skill scores for each experiment are given in Table 4.

limiting the river streamflow velocity (Decharme et al., 2012). Over temperate basins, the same behavior can be observed with better simulations of the springtime peak of discharge and dry season base flow for *sfxcm6* compared to *sfxcm5*. The main drivers of these improvements are the same as in boreal basins (diffusive soil scheme, floodplains, and groundwater) with a dominant effect of groundwater contributing to delaying intense river discharges from the springtime rainy/snowmelt season to the dry season in summer and/or autumn. This result confirms the previous work of Vergnes et al. (2012) and Vergnes and Decharme (2012).

Table 4

River Discharge Skill Scores Simulated Near the Mouth of the Main Basins Shown in Figure 14 in Terms of Annual Ratio, Nash Criteria, and Daily Anomalies RSME (mm/day), Noted A-rmse

Basins	Criteria	Experiments					
		sfxcm5_pgf	isbcm6_pgf	gwcm6_pgf	sfxcm6_pgf	sfxcm5_e2o	sfxcm6_e2o
Mackenzie	Ratio	0.78	0.85	0.85	0.85	0.95	0.97
	Nash	-0.30	-0.74	-0.21	0.22	-0.14	0.43
	A-rmse	0.18	0.20	0.17	0.17	0.16	0.14
Ob	Ratio	0.91	1.00	1.00	0.94	0.96	0.96
	Nash	-3.35	-3.95	-2.09	0.36	-2.49	0.34
	A-rmse	0.37	0.39	0.31	0.13	0.31	0.13
Lena	Ratio	0.59	0.56	0.56	0.56	0.89	0.88
	Nash	0.26	-0.28	0.07	0.30	0.50	0.64
	A-rmse	0.32	0.36	0.31	0.27	0.32	0.26
Mississippi	Ratio	0.88	1.01	0.98	0.98	0.66	0.68
	Nash	0.59	0.56	0.69	0.78	0.31	0.39
	A-rmse	0.15	0.17	0.15	0.13	0.12	0.12
Danube	Ratio	0.93	1.03	1.01	1.01	0.74	0.80
	Nash	-1.04	-0.65	0.48	0.57	-0.13	0.37
	A-rmse	0.27	0.23	0.15	0.13	0.18	0.13
Amazon	Ratio	1.07	1.09	1.08	1.07	1.00	1.00
	Nash	-1.18	0.39	0.69	0.85	-0.94	0.89
	A-rmse	0.62	0.34	0.28	0.22	0.57	0.21
Parana	Ratio	1.53	1.56	1.48	1.38	0.84	0.70
	Nash	-48.32	-43.06	-21.76	-11.15	-14.50	-3.82
	A-rmse	0.49	0.49	0.32	0.20	0.31	0.13
Congo	Ratio	1.55	1.55	1.53	1.49	1.63	1.56
	Nash	-7.45	-6.05	-5.19	-4.14	-9.27	-5.97
	A-rmse	0.35	0.27	0.23	0.20	0.31	0.17
Niger	Ratio	7.53	7.53	6.83	5.53	5.56	4.25
	Nash	-264.88	-256.35	-118.80	-47.25	-148.24	-25.56
	A-rmse	0.27	0.29	0.20	0.07	0.22	0.06
Orange	Ratio	2.91	2.36	1.98	1.95	1.36	0.74
	Nash	-5.22	-2.74	-0.12	0.19	-0.62	0.69
	A-rmse	0.08	0.07	0.04	0.03	0.05	0.02
Mekong	Ratio	1.16	1.17	1.16	1.16	1.15	1.15
	Nash	0.17	0.45	0.47	0.67	0.51	0.83
	A-rmse	1.04	0.90	0.90	0.66	0.71	0.35
Ganges	Ratio	1.22	1.20	1.13	1.11	1.34	1.20
	Nash	0.40	0.50	0.70	0.67	0.55	0.63
	A-rmse	1.03	1.03	0.75	0.57	0.56	0.56

Over tropical, subtropical, and monsoon basins, discharge improvements are less obvious even though the Amazon, the Orange, and the Mekong rivers are strongly enhanced. River stream flows are generally less overestimated with *sfxcm6* compared to *sfxcm5* due to a larger evapotranspiration rate (Figure 12). The seasonal cycles are also more in phase with observations that can be equally related to the representation of floodplains and groundwater. However, over the Parana, although *sfxcm6* simulates a more reasonable river discharge than *sfxcm5*, the seasonal cycle remains too strong, which can be due to uncertainties in precipitation forcing and/or to the presence of dams. Over the Ganges River, the new model degrades the simulated seasonal cycle due to a groundwater-floodplain buffer effect, which is too strong. Nevertheless, *sfxcm6* Nash criteria remain larger than *sfxcm5*, especially because *sfxcm6* annual discharges and interannual variability are better reproduced. Over the Congo and the Niger basins, while *sfxcm6* seasonal cycles are closer to observations compared to *sfxcm5*, river stream flows remain strongly overestimated and limit Nash criteria. The Congo discharge may be too high due to uncertain precipitation but also to an underestimation of the tropical forest transpiration (Joetzjer et al., 2015), and of the direct evaporation of the canopy intercepted precipitation (Figure 8). For the Niger, the cause of the discharge overestimation is not simple to explore and should be multiplitious, as discussed in section 7.

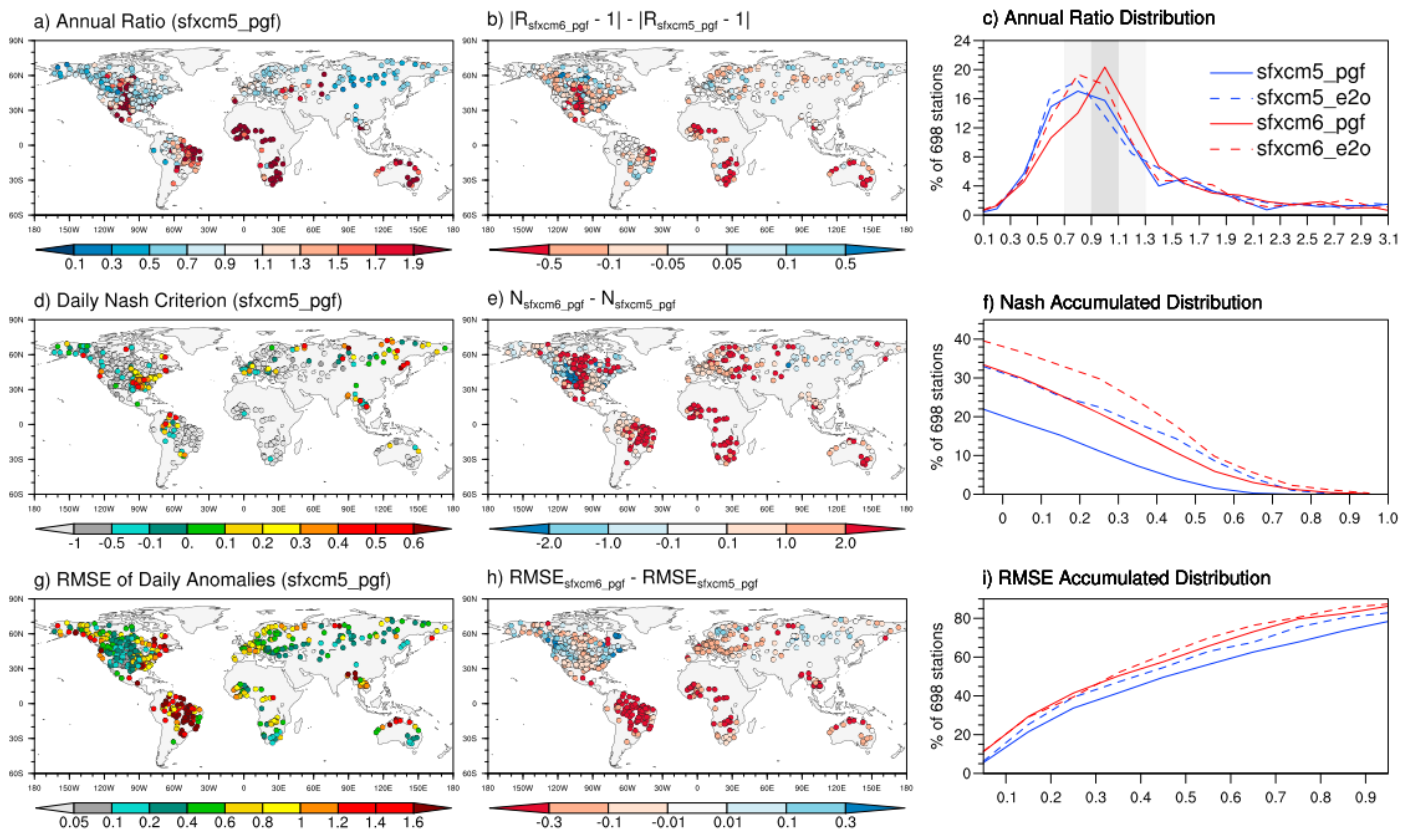


Figure 15. Comparison between observed and simulated daily river discharges over the 1979–2010 period. Left column: *sfxc5_pgf* annual ratio (a), Nash criterion (d), and daily anomalies RSME (mm/day) (g). Middle column: difference with the *sfxc6_pgf* annual ratio (b), Nash criterion (e), and daily anomalies RSME (h). Right column: distribution of annual ratio for each experiments (c), accumulated distributions of the Nash criteria (f), and daily anomalies RSME (i).

These results can be summarized in Figure 15 by the global comparison of the simulated discharge skill scores. The spatial distribution of the annual ratio difference $|R_{sfxc6_pgf} - 1| - |R_{sfxc5_pgf} - 1|$ in Figure 15b confirms that the new version limits the overestimation of river discharges over the tropics (30°S – 30°N) and the underestimation elsewhere. Indeed, a negative value of this ratio difference means that the *sfxc6_pgf* simulated discharge is closer to observations than the *sfxc5_pgf*. This result is confirmed by the histogram of mean annual ratios in Figure 15c. Both *sfxc6* distributions are more centered around the 0.9–1.1 annual ratio range. The spatial distribution of the difference in Nash criteria between *sfxc5_pgf* and *sfxc6_pgf* in Figure 15e confirms that the new version of the model improves the simulated daily discharge dynamics over the majority of the 698 gauging stations. These results are also confirmed by the cumulative distribution function of Nash criteria in Figure 15f, where *sfxc6* Nash scores appear larger than *sfxc5*. The river discharge interannual variability is generally improved by *sfxc6_pgf*. The RMSE of the detrended daily anomalies (Figure 15h) is generally smaller with *sfxc6_pgf* than with *sfxc5_pgf*. These results are confirmed by the cumulative distributions of the daily interannual anomalies RMSE in Figure 15i.

These positive behaviors are observed whatever the atmospheric forcing, but simulations driven by the ERA-Interim-based E2O forcing perform generally better than using PGF data, except over temperate basins. In the Mississippi and Danube river basins; for instance, *sfxc5_e2o* and *sfxc6_e2o* exhibit a strong evapotranspiration rate (Figure 11), leading to an underestimation of the simulated discharge (Figure 14 and Table 4). Because many of the 698 gauging stations are located in northern temperate basins, improvements in annual ratio and daily Nash distributions are less clear when using E2O than PGF data (Figure 15). However, this larger evaporative rate also improves river discharge simulations in most tropical and monsoon basins, except in the Ganges river basin (Figure 14 and Table 4), where the improvement comes from the higher MSWEP-based E2O precipitation rate rather than the GPCP-based PGF rate. Over boreal

basins, a higher precipitation rate (Figure 3) together with a more accurate simulation of the snowpack (cf. section 4) induces generally better river discharge skill scores with the E2O forcing.

6.3. Terrestrial Water Storage Variations

All improvements in simulating floodplains, groundwater, soil moisture, evapotranspiration, and river discharge should appear in the simulation of Terrestrial Water Storage time variations (ΔTWS). Indeed, ΔTWS integrates all changes in continental water masses because it is defined from the hydrological water balance equation as the difference between input water flux (total precipitation) and output water flux (the sum of evapotranspiration and river discharges). The ΔTWS corresponds to variations of all reservoirs simulated by a land surface model. In *sfxcm5*, ΔTWS is the sum of variations in snowpack, canopy water, total soil moisture, and river water mass, while in *sfxcm6* floodplains and groundwater storage are added.

Only monthly ΔTWS are observed at the global scale via GRACE gravity products (Swenson, 2012). In this study we used three solutions of the RL05 GRACE release provided at 1° resolution by the Center for Space Research (CSR) at the University of Texas at Austin, the Jet Propulsion Laboratory (JPL), and the GeoForschungsZentrum (GFZ) at Potsdam. They estimate ΔTWS from 2002 to the present from a highly accurate map of the Earth's gravity field at a resolution of about 300 km using a Gaussian filter in order to remove noise and errors in the gravity field measurements (Landerer & Swenson, 2012; Swenson & Wahr, 2006). For comparison, as in the previous study (Alkama et al., 2010; Vergnes & Decharme, 2012), the simulated ΔTWS were also smoothed using a similar 300-km width Gaussian filter.

While all the simulated seasonal spatial patterns appear in good agreement with those estimated by GRACE, *sfxcm6* significantly improves the spatial skill score compared to *sfxcm5* (Figure 16). This improvement is clearly confirmed by the comparison of all seasonal zonal averages and their respective centered root-mean-square error skill scores. The causes of these improvements are studied in Figure 17 using seasonal cycles and detrended monthly anomalies averaged over northern high and middle latitudes, as well as over the tropics. As shown by the zonal averages (Figure 16), the most important impact of the new model can be seen over the tropics. The main contributors are the new diffusive soil scheme (*isbcm6_pgf*), followed by the groundwater scheme, (*gwcm6_pgf*), which successively enhances simulated seasonal cycles, monthly anomalies and their associated skill scores. These two processes increase the memory of the system and thus shift simulated ΔTWS toward estimates. The buffer effect of floodplains is more limited but also has a positive impact on simulated seasonal cycles. Over northern midlatitudes, the changes in the physics from $ISBA_{FR}$ to $ISBA_{DF}$ (*sfxcm5_pgf* versus *isbcm6_pgf*) have a mixed impact because they slightly degrade the simulation of the seasonal cycle as well as the skill scores of the actual time series (c-rmse and r). This weakness can be related to the too early springtime snowmelt discussed in section 4. However, changes in $ISBA$ physics greatly improved the simulation of the ΔTWS interannual variability principally related to progress in simulating soil moisture monthly anomalies (Figure 9). While floodplains have a limited effect on simulated midlatitude ΔTWS , groundwater processes (*gwcm6_pgf*) have a positive impact on the simulated seasonal cycle and especially on the actual signal skill scores (c-rmse and r). This is also the case for simulated interannual variability ($rmse_{ano}$ and r_{ano}).

7. Discussion and Conclusions

The recent changes in the physics of the $ISBA_{DF}$ -CTRIP land surface system for use in global hydrological applications and in the family of climate models developed at the CNRM represent a significant effort to update snow and soil physics, and to account for groundwater and floodplain processes. This new version represents a significant advance compared to the previous $ISBA_{FR}$ -TRIP version (Decharme & Douville, 2007). The new system has been evaluated in off-line mode using a large set of observations or estimates, along with two different atmospheric forcings to avoid uncertainties in the land surface response to one specific atmospheric forcing. While it is not our goal to rank atmospheric forcings, it must be noted that simulations using ERA-Interim-based E2O forcing induce globally better results than the NCEP-NCAR-based PGF forcing in terms of snow, permafrost, and river discharge scores, as well as in the interannual variability of almost all studied variables. However, an excessively strong evaporative demand over the USA and Europe with E2O tends to degrade hydrological simulations, at least over the Mississippi and the Danube basins. This underlines the importance of performing the evaluation of land surface models using several atmospheric forcings.

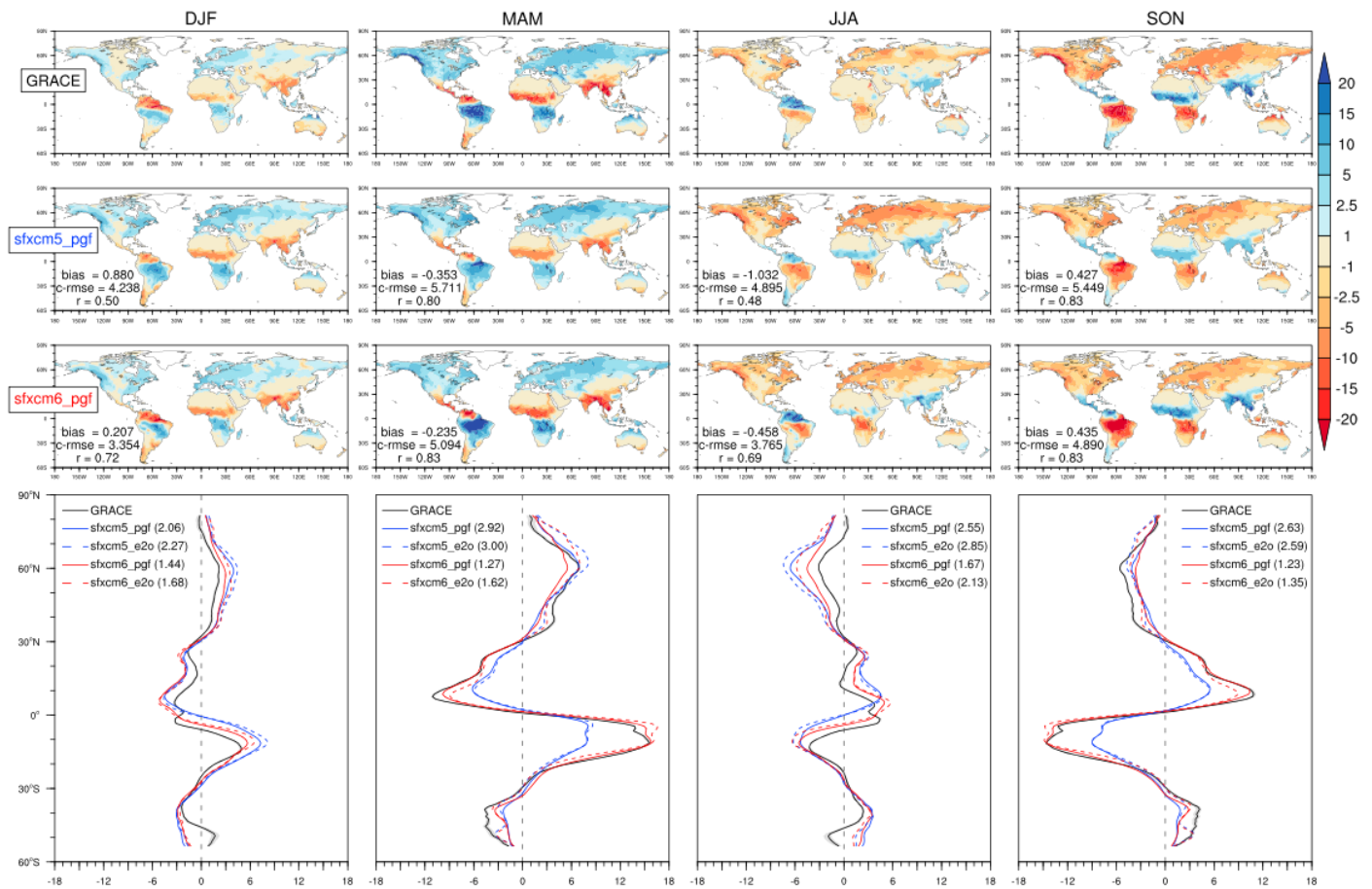


Figure 16. Seasonal Δ TWS estimated by GRACE from 2002 to 2010 and simulated by *sfxcms5_pgf* and *sfxcms6_pgf*. Top panels: spatial distribution. Bottom panels: zonal averages with the gray shaded area corresponding to the minimum and maximum values of the ensemble of three GRACE solutions (JPL, GFZ, and CSR).

In terms of Northern Hemisphere cold processes, the representation of the snowpack is clearly improved by the new ISBA_{DF}-CTrip system, especially the snow cover extent and the snow depth, but also snow seasonality and interannual variability, which confirms our previous work over Northern Eurasia alone (Decharme et al., 2016). As discussed in Decharme et al. (2016), an adequate simulation of snow layering and snow compaction/densification is the main cause of the good simulation of winter snow, while snow albedo is an important driver of the springtime melting timing, at least over vegetation-free areas. This robust representation of snow together with a detailed representation of soil thermal processes leads to an accurate simulation of the extent of permafrost and the active layer depth. As discussed in many studies (Bonan & Shugart, 1989; Dankers et al., 2011; Decharme et al., 2016; Lawrence & Slater, 2008; Paquin & Sushama, 2014), it is of primary importance to account for soil organic carbon when computing soil hydraulic and thermal properties (section 2.2.5) to simulate the summer soil temperature profile at high latitudes, as well as the depth and the spatial distribution of the permafrost active layer. Finally, the major weakness of the new ISBA_{DF}-CTrip system in terms of snow remains the too early springtime snowmelt above 50°N, where boreal forest is present. This implies a too early springtime peak of river discharge over all Arctic basins. As discussed in section 4.1, the main explanation is that ISBA_{DF} does not solve an independent energy budget for vegetation able to interact with the snow and decrease the incident radiation reaching the snowpack, delaying the snowmelt later in the season. This problem will be resolved in the near future by the use of the new ISBA Multi Energy Budget scheme (Boone et al., 2017), which solves distinct energy budgets for the soil, the snow, and the vegetation representing the only way to simulate the snowpack beneath forests in a robust and physically consistent manner.

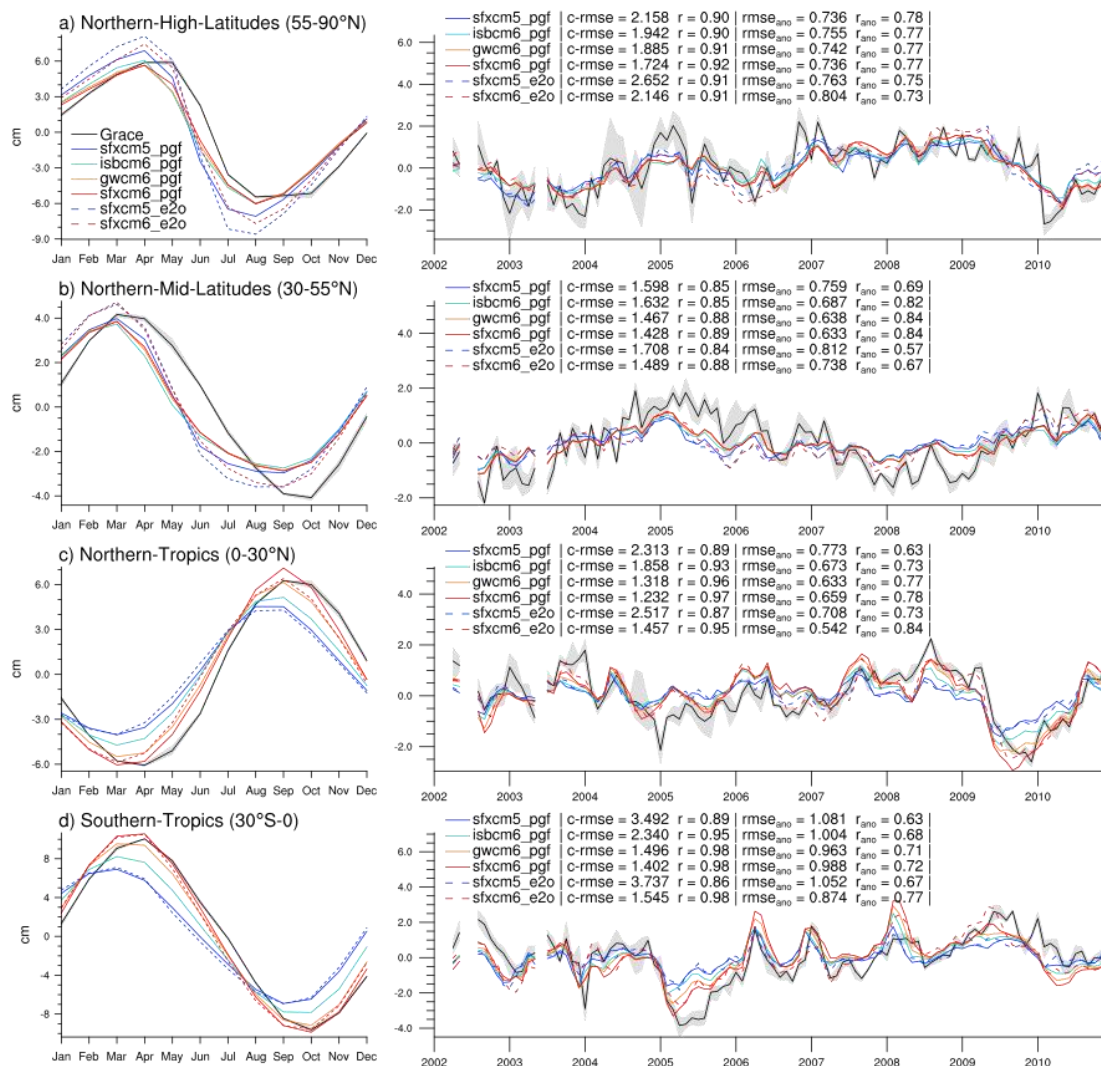


Figure 17. Observed and simulated monthly Δ TWS over the 2002–2010 period. Mean seasonal cycles (left column) and detrended monthly anomaly time series (right column) averaged over the northern high and mid latitudes and the tropics. Centered root-mean-square error (c-rmse in cm) and correlation (r) are computed for the actual TWS time series. Root-mean-square error ($rmse_{ano}$ in cm) and correlation are calculated for their monthly anomalies (r_{ano}).

In terms of the global water budget, the representation of the major land surface water reservoirs in the new ISBA_{DF}-CTRIP system is largely encouraging. Changes in ISBA physics from a simple bucket force-restore scheme to a multilayer diffusive soil accounting for the mixing between mineral and organic soil properties lead to a larger simulated soil moisture closer to the GLEAM and ERA-I/Land products. The global distribution of the simulated floodplains is consistent with the satellite estimate from Prigent et al. (2007), even though the simulated flooded areas appear largely underestimated. Satellite retrieval algorithms possibly overestimate the reality, but some model parameterizations are uncertain, such as the subgrid relationship between the flooded water mass and the floodplain grid cell fraction (Decharme et al., 2012). The model's performance in simulating river discharge and/or variations in terrestrial water storage indicates that the groundwater processes and the dynamics of water in the floodplains are well reproduced.

The global land surface evapotranspiration is globally well reproduced by all model versions used in this study, and the simulated evapotranspiration is much more sensitive to the atmospheric forcing than to the model physics due to the level of the atmospheric demand. However, the ISBA_{DF}-CTRIP system presents slightly better scores than the previous model, especially the interannual variability indicating

a better representation of the dynamics of land surface evaporative processes. Nevertheless, a general weakness appears over tropical forests with a large underestimated evapotranspiration leading to overestimated river discharge. The transpiration scheme should certainly be improved over these regions, as underlined by Joetzjer et al. (2015), but a possible underestimation of the direct evaporation from the canopy reservoir cannot be excluded. Finally, the impact of the new water reservoirs (floodplain and groundwater) on the land-surface evapotranspiration appears small but not negligible. It would be very interesting to study this impact on the simulated climate and its sensitivity to global warming in the near future.

The new ISBA_{DF}-CTrip system significantly improves the simulated river discharges in the major river basins of the world and more generally enhances the simulated global variation in terrestrial water storage as estimated by GRACE. This result is particularly important because such simulations of river discharges and/or of variations in terrestrial water storage are especially relevant in evaluating changes in model physics. Indeed, they integrate all qualities and weaknesses of the simulated water budget over large regions. The improvement in simulated river discharge can be summarized by a better simulation of both the annual peak of discharge and the base flow during the dry season. The simulated mean seasonal cycle and the inter-annual variability of the terrestrial water storage variations is also significantly improved, especially in the tropics. The main drivers of these improvements are equally distributed between diffusive soil scheme, groundwater, and floodplains processes. Of course, imperfections remain and future ways to improve the hydrology of ISBA_{DF}-CTrip can be addressed. Anthropogenic processes should be included because man-made irrigation and/or dams can alter the river flow and increase the continental evapotranspiration (Sacks et al., 2009). It appears to be very important to increase the CTrip resolution to a few kilometers to better reproduce the groundwater dynamics and their exchanges with the root zone without subgrid considerations.

ISBA_{DF}-CTrip still simulates a too early springtime peak of discharge over boreal and temperate basins (Figure 14), which may be due to the early snowmelt simulated by the new scheme (cf. section 5.1). The use of the ISBA Multi Energy Budget scheme appears to be the only way to suppress this weakness. Another weakness in boreal regions is that the infiltrated water simulated by ISBA_{DF}-CTrip is stored mostly in the soil, as shown by the high soil moisture content over high latitudes in *sfxcm6* experiments (Figure 9), leading to a general underestimation of river discharges (Figures 14 and 15). It is well known that due to the deep permafrost freezing, the active layer can act as a very shallow perched aquifer that controls lateral soil-river water exchanges during springtime snowmelt and summertime rainy seasons (Koch et al., 2013; Walvoord & Kurylyk, 2016; Woo, 1986). The lateral subsurface runoff from the subgrid topography simulated in the top soil of ISBA_{DF} (Decharme et al., 2013) appears to not be efficient enough over permafrost regions to represent this large transfer of water from the soil to the river. Improving this lateral flow to prevent overly wet soils during summer and to increase river discharge over boreal basins will be very important. Over mountainous regions, the river dynamics are drastically impacted by the quantity and timing of the snowmelt, which are mainly correlated to changes in air temperature and incoming solar radiation (Lundquist et al., 2004). So in order to simulate mountainous basins accurately, snowpack simulations must be performed over several elevation bands to account for the topography-induced large gradient in air temperature (Jia et al., 2006; Lafaysse et al., 2011; Nijssen et al., 2001).

West African river discharges, and especially the Niger basin, are poorly simulated by ISBA_{DF}-CTrip (Figures 14 and 15). The Niger basin has a very complex hydrodynamic structure with many endorheic sub-basins in the north that do not contribute to the river flow due to a weakly connected drainage network and aridity. In addition, a large inner delta favors an intensive evaporation loss and an important aquifer recharge leading to approximately 60% of the inflow lost in the delta (Casse et al., 2015). While our model seems able to simulate a large inundation in the inner delta (Figure 7) together with strong soil reinfiltration (Figure 10) and large direct reevaporation from floodwater (Figure 13), these processes are not represented with enough detail in ISBA_{DF}-CTrip to allow a realistic simulation of the Niger basin. However, the main cause is certainly the nonrepresentation of endorheic subbasins in the north of the basin and/or the presence of deep aquifers that can be relatively uncoupled from the river network. Accounting for such processes could contribute to improve the simulation of river discharges and the water budget in these regions (Pedinotti et al., 2012).

Finally, this study increases our confidence that the new ISBA_{DF}-CTRIIP land surface scheme is able to represent the natural physical processes consistently over all continents, and will therefore be an interesting tool in the near future to address several scientific issues using off-line or in-line applications. A robust representation of northern snow is necessary to bring our contribution to the understanding of the polar warming amplification in the Arctic. The model's performance in representing permafrost characteristics and the continental part of the hydrological cycle in boreal regions allows us to address the relative role of soil moisture conditions in carbon release by permafrost soils affected by Arctic warming compared to the increase in temperature alone (Chadburn et al., 2017; Knoblauch et al., 2018). The introduction of groundwater and floodplains in our large-scale off-line hydrological simulations will make it easier for us to contribute to scientific and societal efforts in the understanding of some processes impacted by global warming such as (1) the localization and quantification of the increase in drought (Naumann et al., 2018) and river flood risk (Alfieri et al., 2017) event frequency in the future and (2) the management of global water resources in the context of groundwater depletion (Dalin et al., 2017). In addition, the use of groundwater and floodplain processes in our climate model brings a significant new degree of freedom that permits a more realistic hydrological response to the present and future climate. Conversely, we will be able to study the impacts of these processes on the climate, its present mean state, its variability, its predictability, and its sensitivity to global warming.

Appendix A: ISBA_{FR} Force-Restore Scheme in CNRM-CM5

The ISBA_{FR} land surface energy budget is essentially based on a single soil-vegetation-snow composite approach using a two pseudolayer temperature scheme (Noilhan & Planton, 1989). The surface composite temperature T_1 (K) is restored toward a subsurface temperature T_2 (K), defined as its mean value over 1 day. Because a larger soil thermal inertia must be considered for climatic runs, two additional subsurface temperatures, T_3 and T_4 , have been added as follows:

$$\begin{cases} \frac{\partial T_1}{\partial t} = C_T (SW_{net} + LW_{net} - H - LE + L_f Q_{fz,1} - L_f Q_{sm}) - \frac{1}{s_1} G_2 \\ \frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{s_2} (G_2 - G_3) + C_{soil} L_f Q_{fz,2} \\ \frac{\partial T_i}{\partial t} = \frac{1}{s_i} (G_i - G_{i+1}) \quad \forall i = 3, 4 \\ G_i = \frac{1}{(s_{i-1} + s_i) \tau_{day}} (T_{i-1} - T_i) \end{cases} \quad (A1)$$

where G_i (K/s) is the force-restore thermal flux, τ_{day} (s) is a time relaxation of 1 day, s_i a dimensionless pulsation length set to 0.5, 1.5, 4.5, and 13.5 for each of the four pseudolayer, i . SW_{net} (W/m^2) and LW_{net} (W/m^2) are the shortwave and longwave net radiation at the surface, H (W/m^2) the sensible heat flux, LE (W/m^2) the latent heat flux, L_f (3.337×10^5 J/kg) the latent heat of fusion, $Q_{fz,1}$ and $Q_{fz,2}$ ($kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$) the surface and subsurface soil freezing/thawing fluxes, Q_{sm} ($kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$) the snowmelt, and C_T ($K \cdot m^{-2} \cdot J^{-1}$) the surface composite thermal inertia coefficient. This coefficient is parameterized as the harmonic mean of the soil C_{soil} ($K \cdot m^{-2} \cdot J^{-1}$), the vegetation and the snow thermal inertia coefficients weighted by the vegetation and the snow grid cell fractions (Douville et al., 1995; Noilhan & Planton, 1989). The snow fraction is defined as for ISBA_{DF} (equation 3) except that the snow fraction covering the bare ground, p_{sn_g} , is computed as follows:

$$p_{sn_g} = \frac{W_{sn}}{W_{sn} + 10} \quad (A2)$$

where W_{sn} (kg/m^2) is the snow water equivalent reservoir.

The snowpack is represented by a simple one-layer snow scheme (Douville et al., 1995). The snow temperature is approximated as the sum of T_1 and T_2 weighted by the vegetation fraction of the grid cell to account for a larger snowmelt inertia in the presence of vegetation. The snowmelt occurs if this empirical snow temperature is superior to the freezing point. The snow density is considered as a prognostic variable that increases exponentially with time from a minimum value ρ_{snmin} of 100 kg/m^3 to a

maximum value ρ_{snmax} of 300 kg/m^3 . In the same manner, the snow albedo is also treated as a prognostic variable because it significantly impacts the land surface radiative balance. It decreases exponentially or linearly with time, depending on whether the snow is melting or not, from its fresh snow value of 0.85 to its aged snow value of 0.5. Note that a minimum value is set to 0.8 over ice sheets to avoid unrealistically small snow albedo over Greenland and Antarctica. As for the new scheme, a simple ice sheet runoff is also removed from the snow reservoir to avoid unrealistic snow accumulation over continental glacier (Appendix C).

ISBA_{FR} has a three-layer soil hydrology (Boone et al., 1999). The depth or thickness of the roots, Δz_2 (m), defines the root zone reservoir, w_2 ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), that overlaps the surface pseudo reservoir, w_1 (m^3/m^3), having an uniform thickness, Δz_1 (m), of 0.01 m, whereas for some land cover types a deep soil thickness under the roots, Δz_3 (m), is added to simulate a deep-soil reservoir, w_3 (m^3/m^3), as shown in Table 1. Thus, the governing equation for soil moisture are given by

$$\begin{cases} \frac{\partial w_1}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w \Delta z_1} (I_r - E_g - Q_{fz_1}) - \frac{C_2}{\tau_{\text{day}}} (w_1 - w_{\text{eq}}) \\ \frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w \Delta z_2} (I_r - E_g - E_{tr} - Q_{fz_1} - Q_{fz_2}) - \frac{C_3}{\tau_{\text{day}} \Delta z_2} \max(0, w_2 - w_{fc}) + \frac{C_4}{\tau_{\text{day}}} (w_2 - w_3) \\ \frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{\Delta z_2}{\Delta z_3} \left[\frac{C_3}{\tau_{\text{day}} \Delta z_2} \max(0, w_2 - w_{fc}) - \frac{C_4}{\tau_{\text{day}}} (w_2 - w_3) \right] - \frac{Q_{sb}}{\rho_w \Delta z_3} \end{cases} \quad (\text{A3})$$

where w_{eq} (m^3/m^3) is an equilibrium volumetric water content at the balance between the gravity and capillarity forces computed as a function of soil texture, soil ice content, and volumetric water content of the rooting layer. C_1 is the dimensionless soil transfer coefficients for moisture between the surface and the atmosphere. The dimensionless force-restore transfer coefficient C_2 characterizes the velocity at which the top soil water profile is restored toward w_{eq} . C_4 is the dimensionless diffusion force-restore coefficient between the root zone and the deep soil. C_3 (m) is a drainage coefficient that can be analytically related to the soil saturated hydraulic conductivity (Mahfouf & Noilhan, 1996). It characterizes the velocity at which the deep-soil reservoir is restored toward the water content at field capacity, w_{fc} (m^3/m^3). The subsurface runoff, Q_{sb} ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), at the base of the soil is then computed as follows:

$$Q_{sb} = \frac{\rho_w C_3}{\tau_{\text{day}}} \max(0, w_3 - w_{fc}) \quad (\text{A4})$$

All the C_1 , C_2 , C_3 , and C_4 coefficients are related to soil textural properties and moisture using the Noilhan and Lacarrere (1995) continuous relationships adapted to account for soil ice (Boone et al., 2000) and for an exponential profile of the saturated hydraulic conductivity with soil depth (Decharme et al., 2006). In equation (A3), E_g ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) is the bare soil evaporation that depends on surface soil moisture conditions and becomes potential when the superficial water content exceeds the water content at field capacity (Mahfouf & Noilhan, 1991). E_{tr} ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) is the Jarvis-type plant transpiration that stops when the water content in the root zone is below the wilting point corresponding to a matric potential of -15 bar. I_r ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) is the soil infiltration rate computed as the difference between the through-fall rate and the surface runoff. The through-fall rate is the sum of the rainfall not intercepted by the canopy, the dripping from the interception reservoir and the snowmelt from the snow pack.

Finally, ISBA_{FR} has only a two-layer soil freezing scheme (Boone et al., 2000) embedded in the previous three-layer soil hydrology in which the first soil ice reservoir, w_{fz_1} (m^3/m^3), is included in the root zone soil ice reservoir, w_{fz_2} (m^3/m^3), as follows:

$$\frac{\partial w_{fz_1}}{\partial t} = \frac{Q_{fz_1} - S_{fz}}{\rho_w \Delta z_1} \quad \text{and} \quad \frac{\partial w_{fz_2}}{\partial t} = \frac{Q_{fz_2} + Q_{fz_1}}{\rho_w \Delta z_2} \quad (\text{A5})$$

where S_{fz} ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) is the bare soil ice sublimation. Note that the root zone freezing is limited to a maximum threshold defined as the maximum depth to which the effects of the subsurface temperature extend. This depth represents the soil penetration of the diurnal cycle of the temperature, which is generally ranked from 15- to 35-cm depth, depending on soil textures and moisture (Boone et al., 2000).

Appendix B: The CNRM-CM6's ISBA_{DF} Composite Soil-Vegetation-Flood Surface Temperature

The composite soil-vegetation-flood surface temperature is computed considering soil freezing and the one-dimensional Fourier law (equation (10)) for heat transfer into the soil. As superior boundary conditions, it uses classical surface/atmosphere energy budget over the snow-free part of the grid cell and the energy leaving the snowpack elsewhere. So variation in this snow-free land surface temperature can be written as follows:

$$\frac{\partial T_{g_1}}{\partial t} = \frac{1}{C_s} [(1-p_{sn})(SW_{net} + LW_{net} - H - LE) + p_{sn}(G_{sn} + R_{sn})] - \frac{1}{c_{g_1} \Delta z_1} \left(\bar{\lambda}_1 \frac{T_{g_1} - T_{g_2}}{\Delta \tilde{z}_1} + L_f Q_{fz_1} \right) \quad (B1)$$

where T_{g_2} (K) is the soil temperature of the second layer, Δz_1 (m) the thickness of the first layer, $\Delta \tilde{z}_1$ (m) the thickness between the first and second consecutive layer midpoints or nodes, SW_{net} (W/m^2) and LW_{net} (W/m^2) the snow-free shortwave and longwave net radiation, H (W/m^2) the snow-free sensible heat flux, LE (W/m^2) the snow-free latent heat flux, G_{sn} (W/m^2) the heat flux between the snowpack and the soil, R_{sn} (W/m^2) the net radiations not absorbed by the snowpack, $\bar{\lambda}_1$ ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$) the weighted harmonic mean of the soil thermal conductivity at the interface between the first and second soil nodes, c_{g_1} ($J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$) the soil heat capacity in the first layer, and C_s ($J \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$) the composite soil-vegetation-flood heat capacity at the surface. Snow-free SW_{net} and LW_{net} uses also composite albedo and emissivity computed as follows using vegetation, snow, and effective flood fractions:

$$\alpha_g = \frac{(1-p_{f_{eff}} - p_{sn}) \left[(1-f_{veg}) \alpha_{vegfree} + f_{veg} \alpha_{veg} \right] + p_{f_{eff}} \alpha_f}{1-p_{sn}} \quad (B2a)$$

$$\varepsilon_g = \frac{(1-p_{f_{eff}} - p_{sn}) \left[(1-f_{veg}) \varepsilon_{vegfree} + f_{veg} \varepsilon_{veg} \right] + p_{f_{eff}} \varepsilon_f}{1-p_{sn}} \quad (B2b)$$

where α_{sn} is the snow albedo, α_{veg} and $\alpha_{vegfree}$ the vegetation and vegetation-free albedo respectively computed via the MODIS product (e.g., section 2.3), ε_{sn} is the snow emissivity set to 0.99, and ε_{veg} and $\varepsilon_{vegfree}$ the vegetation and vegetation-free emissivity set to 0.97 and 0.94, respectively.

The soil-vegetation-flood composite heat capacity over the snow-free fraction of the grid cell is computed as follows using grid cell vegetation and effective flood (equation 9) fractions:

$$C_s = (1-f_{veg}) (1-p_{f_g}) \Delta z_1 c_{g_1} + f_{veg} (1-p_{f_v}) C_v + p_{f_{eff}} C_f \quad (B3)$$

where C_v ($J \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$) is the total heat capacity of the vegetation, and C_f ($J \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$) is the heat capacity of the flood. C_v is defined as the sum of the specific vegetation heat capacity with the heat capacity of the water retained by the foliage:

$$C_v = c_v + c_w W_r \quad (B4)$$

where c_v ($J \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$) is the vegetation-specific heat capacity set by default to 10,000 and 20,000 $J \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$ for low and tall vegetation respectively, W_r (m) the amount of water stored on the canopy, and $c_w = 4,218 J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$ the heat capacity of water. C_f depends on water thermal properties and is approximated via the method of Deardorff (1978) as follows:

$$C_f = \sqrt{\frac{\lambda_w \rho_w c_w \tau_{day}}{4\pi}} \quad (\approx 128600 J \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}) \quad (B5)$$

where $\lambda_w = 0.57 W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ is the water thermal conductivity.

Appendix C: ISBA Ice Sheet Runoff

To limit unrealistic snow accumulation over continental glaciers, a simple ice sheet runoff is parametrized as the flow of snow in excess compared to a snow mass equivalent to a significant height of aged snow. So a

virtual excess-snow reservoir, W_{ex} (kg/m^2), is solved at each model time step in which an ice sheet runoff can be diagnosed as follows via a time relaxation, τ_{yr} (s), of 1 year:

$$\frac{\partial W_{ex}}{\partial t} = HR_{SN} \frac{W_{ex}}{\tau_{yr}} \quad \text{with} \quad H = \begin{cases} 0 & \forall W_{sn} \leq h_{ice} \rho_{snmax} \\ 1 & \forall W_{sn} > h_{ice} \rho_{snmax} \end{cases} \quad (C1)$$

where H is the Heaviside function, W_{sn} (kg/m^2) the total snow water equivalent, h_{ice} (m) the snow height threshold set by default to 30 m of aged snow, and ρ_{snmax} (kg/m^3) the maximum density of snow. The ice sheet runoff is thus given by

$$Q_{ice} = \frac{W_{ex}}{\tau_{yr}} \quad (C2)$$

This could be crudely considered as the amount of water that would ultimately return to the ocean from iceberg discharge. Note that in the CNRM-CM6 climate model, h_{ice} is set to 1,000 m in order to better approximate ice sheet thermodynamics.

Acknowledgments

The authors would like to thank Aaron Boone, Stephanie Faroux, and Patrick Le Moigne from the CNRM for their important scientific and technical work on the SURFEX modeling platform. The authors are also grateful to the anonymous reviewers. This work is supported by the "Centre National de Recherches Météorologiques" (CNRM) of Météo-France, the "Centre National de la Recherche Scientifique" (CNRS) of the French research ministry, the Acceleration of Permafrost Thaw (APT) project through BNP Paribas Foundation, grant number 2014-00000004300, the IGEM project "Impact of Groundwater in Earth system Models" (co-funded by the French Agence Nationale de la Recherche (ANR Grant no. ANR-14-CE01-0018-01) and the Taiwanese Ministry of Science and Technology (MoST)), the "Global Earth Observation for integrated water resource assessment" (earth2Observe) project funding from the European Union Seventh Framework Programme (FP7/2007-2013) under grant agreement No. 603608, and the H2020 project CRESCENDO Coordinated Research in Earth Systems and Climate: Experiments, Knowledge, Dissemination and Outreach, which received funding from the European Union Horizon 2020 research and innovation program under grant agreement No 641816. GRACE land are available at <http://grace.jpl.nasa.gov>, supported by the NASA MEASURES Program.

References

- Adams, W. A. (1973). The effect of organic matter on the bulk and true densities of some uncultivated podzolic soils. *Journal of Soil Science*, 24(1), 10–17. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1973.tb00737.x>
- Alfieri, L., Bisselink, B., Dottori, F., Naumann, G., de Roo, A., Salamon, P., et al. (2017). Global projections of river flood risk in a warmer world. *Earth's Future*, 5, 171–182. <https://doi.org/10.1002/2016EF000485>
- Alkama, R., Decharme, B., Douville, H., Becker, M., Cazenave, A., Sheffield, J., et al. (2010). Global evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrological system. Part I: Comparison to GRACE terrestrial water storage estimates and in situ river discharges. *Journal of Hydrometeorology*, 11(3), 583–600. <https://doi.org/10.1175/2010JHM1211.1>
- Alkama, R., Decharme, B., Douville, H., & Ribes, A. (2011). Trends in global and basin-scale runoff over the late twentieth century: Methodological issues and sources of uncertainty. *Journal of Climate*, 24(12), 3000–3014. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3921.1>
- Antico, A., Aguiar, R. O., & Amsler, M. L. (2018). Hydrometric data rescue in the Paraná River Basin. *Water Resources Research*, 54, 1368–1381. <https://doi.org/10.1002/2017WR020897>
- Arora, V. K., & Boer, G. J. (1999). A variable velocity flow routing algorithm for GCMs. *Journal of Geophysical Research*, 104(D24), 30,965–30,979. <https://doi.org/10.1029/1999JD900905>
- Arora, V. K., Chiew, F. H. S., & Grayson, R. B. (1999). A river flow routing scheme for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, 104(D12), 14,347–14,357. <https://doi.org/10.1029/1999JD900200>
- Balsamo, G., Albergel, C., Beljaars, A., Bousssetta, S., Brun, E., Cloke, H., et al. (2015). ERA-Interim/Land: A global land surface reanalysis data set. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(1), 389–407. <https://doi.org/10.5194/hess-19-389-2015>
- Balsamo, G., Beljaars, A., Scipal, K., Viterbo, P., van den Hurk, B., Hirschi, M., & Betts, A. K. (2009). A revised hydrology for the ECMWF model: Verification from field site to terrestrial water storage and impact in the integrated forecast system. *Journal of Hydrometeorology*, 10(3), 623–643. <https://doi.org/10.1175/2008JHM1068.1>
- Beck, H. E., Vergopolan, N., Pan, M., Levizzani, V., van Dijk, A. I. J. M., Weedon, G. P., et al. (2017). Global-scale evaluation of 22 precipitation datasets using gauge observations and hydrological modeling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(12), 6201–6217. <https://doi.org/10.5194/hess-21-6201-2017>
- Beven, K. J., & Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1), 43–69. <https://doi.org/10.1080/02626667909491834>
- Boelter, D. H. (1969). Physical properties of peats as related to degree of decomposition. *Soil Science Society of America Journal*, 33(4), 606–609. <https://doi.org/10.2136/sssaj1969.03615995003300040033x>
- Bonan, G. B., & Shugart, H. H. (1989). Environmental Factors and Ecological Processes in Boreal Forests. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 20(1), 1–28. <https://doi.org/10.1146/annurev.es.20.110189.000245>
- Boone, A., Calvet, J.-C., & Noilhan, J. (1999). Inclusion of a third soil layer in land surface scheme using the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology*, 38(11), 1611–1630. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1999\)038<1611:IOATSL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1999)038<1611:IOATSL>2.0.CO;2)
- Boone, A., & Etchevers, P. (2001). An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model: Local-scale evaluation at an Alpine site. *Journal of Hydrometeorology*, 2(4), 374–394. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2001\)002<0374:AIOTSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0374:AIOTSS>2.0.CO;2)
- Boone, A., Masson, V., Meyers, T., & Noilhan, J. (2000). The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme. *Journal of Applied Meteorology*, 39(9), 1544–1569. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039<1544:TIOTIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1544:TIOTIO>2.0.CO;2)
- Boone, A., Samuelsson, P., Gollvik, S., Napoly, A., Jarlan, L., Brun, E., & Decharme, B. (2017). The interactions between soil-biosphere-atmosphere landsurface model with a multi-energy balance (ISBA-MEB) option in SURFEXv8-Part 1: Model description. *Geoscientific Model Development*, 10(2). <https://doi.org/10.5194/gmd-10-843-2017>
- Braud, I., Noilhan, J., Bessemoulin, P., Mascart, P., Haverkamp, R., & Vauclin, M. (1993). Bare-ground surface heat and water exchanges under dry conditions: Observations and parameterization. *Boundary-Layer Meteorology*, 66(1-2), 173–200. <https://doi.org/10.1007/BF00705465>
- Brodzik, M. J., & Armstrong, R. (2013). Northern Hemisphere EASE-Grid 2.0 weekly snow cover and sea ice extent, version 4. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. <https://doi.org/10.5067/P700HGJLYUQU>
- Brooks, R.-H., & Corey, A.-T. (1966). Properties of porous media affecting fluid flow. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 92(2), 61–90.

- Brown, J., Ferrians, O., Heginbottom, J. A., & Melnikov, E. (2002). Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions, Version 2. Retrieved January 11, 2017, from <http://nsidc.org/data/ggd318>
- Brown, J., Hinkel, K. M., & Nelson, F. E. (2000). The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) program: Research designs and initial results 1. *Polar Geography*, 24(3), 165–258.
- Brun, E., Vionnet, V., Boone, A., Decharme, B., Peings, Y., Valette, R., et al. (2013). Simulation of northern Eurasian local snow depth, mass, and density using a detailed snowpack model and meteorological reanalyses. *Journal of Hydrometeorology*, 14(1), 203–219. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-012.1>
- Brutel-Vuilmet, C., Ménégoz, M., & Krinner, G. (2013). An analysis of present and future seasonal Northern Hemisphere land snow cover simulated by CMIP5 coupled climate models. *The Cryosphere*, 7(1), 67–80. <https://doi.org/10.5194/tc-7-67-2013>
- Calvet, J.-C., Noilhan, J., Roujean, J. L., Bessemoulin, P., Cabelguenne, M., Olioso, A., & Wigneron, J. P. (1998). An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 92(2), 73–95. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(98\)00091-4](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(98)00091-4)
- Canadell, J., Jackson, R. B., Ehleringer, J. B., Mooney, H. A., Sala, O. E., & Schulze, E. D. (1996). Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*, 108(4), 583–595. <https://doi.org/10.1007/BF00329030>
- Canal, N., Calvet, J.-C., Decharme, B., Carrer, D., Lafont, S., & Pigeon, G. (2014). Evaluation of root water uptake in the ISBA-A-gs land surface model using agricultural yield statistics over France. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(12), 4979–4999. <https://doi.org/10.5194/hess-18-4979-2014>
- Carrer, D., Meurey, C., Ceamanos, X., Roujean, J. L., Calvet, J.-C., & Liu, S. (2014). Dynamic mapping of snow-free vegetation and bare soil albedos at global 1km scale from 10-year analysis of MODIS satellite products. *Remote Sensing of Environment*, 140, 420–432. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.041>
- Casse, C., Gosset, M., Peugeot, C., Pedinotti, V., Boone, A., Tanimoun, B. A., & Decharme, B. (2015). Potential of satellite rainfall products to predict Niger River flood events in Niamey. *Atmospheric Research*, 163, 162–176. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.01.010>
- Cazenave, A., Dieng, H.-B., Meyssignac, B., Von Schuckmann, K., Decharme, B., & Berthier, E. (2014). The rate of sea-level rise. *Nature Climate Change*, 4(5), 358–361. <https://doi.org/10.1038/nclimate2159>
- Chadburn, S. E., Burke, E. J., Cox, P. M., Friedlingstein, P., Hugelius, G., & Westermann, S. (2017). An observation-based constraint on permafrost loss as a function of global warming. *Nature Climate Change*, 7, 340–344. <https://doi.org/10.1038/nclimate3262>
- Clapp, R. B., & Hornberger, G. M. (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 14(4), 601–604. <https://doi.org/10.1029/WR014i004p0601>
- Cogley, J. G. (2003). GGHYDRO—Global hydrographic data, release 2.3.1 Trent Technical Note 2003-1. Retrieved from <http://people.trentu.ca/~gcogley/glaciology/gghrls231.pdf>
- Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B., & Ginn, T. R. (1984). A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research*, 20(6), 682–690. <https://doi.org/10.1029/WR020i006p0682>
- Dalin, C., Wada, Y., Kastner, T., & Puma, M. J. (2017). Groundwater depletion embedded in international food trade. *Nature*, 543, 700–704. <https://doi.org/10.1038/nature21403>
- Danielson, J.-J., & Gesch, D.-B. (2011). Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GMTED2010). U.S. Geological Survey Open-File Report 2011–1073, 26. Retrieved from <https://pubs.usgs.gov/of/2011/1073/pdf/of2011-1073.pdf>
- Dankers, R., Burke, E. J., & Price, J. (2011). Simulation of permafrost and seasonal thaw depth in the JULES land surface scheme. *The Cryosphere*, 5(3), 773–790. <https://doi.org/10.5194/tc-5-773-2011>
- Deardorff, J. W. (1977). A parameterization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *Journal of Applied Meteorology*, 16(11), 1182–1185. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1977\)016<1182:APOGSM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1977)016<1182:APOGSM>2.0.CO;2)
- Deardorff, J. W. (1978). Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 83(C4), 1889–1903. <https://doi.org/10.1029/JC083iC04p01889>
- Decharme, B. (2007). Influence of runoff parameterization on continental hydrology: Comparison between the Noah and the ISBA land surface models. *Journal of Geophysical Research*, 112, D19108. <https://doi.org/10.1029/2007JD008463>
- Decharme, B., Alkama, R., Douville, H., Becker, M., & Cazenave, A. (2010). Global evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrological system. Part II: Uncertainties in river routing simulation related to flow velocity and groundwater storage. *Journal of Hydrometeorology*, 11(3), 601–617. <https://doi.org/10.1175/2010JHM1212.1>
- Decharme, B., Alkama, R., Papa, F., Faroux, S., Douville, H., & Prigent, C. (2012). Global off-line evaluation of the ISBA-TRIP flood model. *Climate Dynamics*, 38(7–8), 1389–1412. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1054-9>
- Decharme, B., Boone, A., Delire, C., & Noilhan, J. (2011). Local evaluation of the interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *Journal of Geophysical Research*, 116, D20126. <https://doi.org/10.1029/2011JD016002>
- Decharme, B., Brun, E., Boone, A., Delire, C., Le Moigne, P., & Morin, S. (2016). Impacts of snow and organic soils parameterization on northern Eurasian soil temperature profiles simulated by the ISBA land surface model. *The Cryosphere*, 10(2), 853–877. <https://doi.org/10.5194/tc-10-853-2016>
- Decharme, B., & Douville, H. (2006a). Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model. *Climate Dynamics*, 26(1), 65–78. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0059-7>
- Decharme, B., & Douville, H. (2006b). Uncertainties in the GSWP-2 precipitation forcing and their impacts on regional and global hydrological simulations. *Climate Dynamics*, 27(7–8), 695–713. <https://doi.org/10.1007/s00382-006-0160-6>
- Decharme, B., & Douville, H. (2007). Global validation of the ISBA sub-grid hydrology. *Climate Dynamics*, 29(1), 21–37. <https://doi.org/10.1007/s00382-006-0216-7>
- Decharme, B., Douville, H., Boone, A., Habets, F., & Noilhan, J. (2006). Impact of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity within the ISBA LSM: Simulations over the Rhône Basin. *Journal of Hydrometeorology*, 7(1), 61–80. <https://doi.org/10.1175/JHM469.1>
- Decharme, B., Douville, H., Prigent, C., Papa, F., & Aires, F. (2008). A new river flooding scheme for global climate applications: Off-line evaluation over South America. *Journal of Geophysical Research*, 113, D11110. <https://doi.org/10.1029/2007JD009376>
- Decharme, B., Martin, E., & Faroux, S. (2013). Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, 7819–7834. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50631>
- Derksen, C., & Brown, R. (2012). Spring snow cover extent reductions in the 2008–2012 period exceeding climate model projections. *Geophysical Research Letters*, 39, L19504. <https://doi.org/10.1029/2012GL053387>
- Douville, H. (2003). Assessing the influence of soil moisture on seasonal climate variability with AGCMs. *Journal of Hydrometeorology*, 4(6), 1044–1066. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2003\)004<1044:ATIISM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2003)004<1044:ATIISM>2.0.CO;2)

- Douville, H., Colin, J., Krug, E., Cattiaux, J., & Thao, S. (2016). Midlatitude daily summer temperatures reshaped by soil moisture under climate change. *Geophysical Research Letters*, *43*, 812–818. <https://doi.org/10.1002/2015GL066222>
- Douville, H., Ribes, A., Decharme, B., Alkama, R., & Sheffield, J. (2013). Anthropogenic influence on multidecadal changes in reconstructed global evapotranspiration. *Nature Climate Change*, *3*(1), 59–62. <https://doi.org/10.1038/nclimate1632>
- Douville, H., Royer, J. F., & Mahfouf, J.-F. (1995). A new snow parameterization for the Météo-France climate model: Part I. Validation in stand-alone experiments. *Climate Dynamics*, *12*(1), 21–35. <https://doi.org/10.1007/BF00208760>
- Ducharne, A., Golaz, C., Leblois, E., Laval, K., Polcher, J., Ledoux, E., & De Marsily, G. (2003). Development of a high resolution runoff routing model, calibration and application to assess runoff from the LMD GCM. *Journal of Hydrology*, *280*(1–4), 207–228. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00230-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00230-0)
- Durand, F., Papa, F., Rahman, A., & Bala, S. K. (2011). Impact of Ganges-Brahmaputra interannual discharge variations on Bay of Bengal salinity and temperature during 1992–1999 period. *Journal of Earth System Science*, *120*(5), 859–872. <https://doi.org/10.1007/s12040-011-0118-x>
- Dürr, H. H., Meybeck, M., & Dürr, S. H. (2005). Lithologic composition of the Earth's continental surfaces derived from a new digital map emphasizing riverine material transfer. *Global Biogeochemical Cycles*, *19*, GB4S10. <https://doi.org/10.1029/2005GB002515>
- Ekici, A., Beer, C., Hagemann, S., Boike, J., Langer, M., & Hauck, C. (2014). Simulating high-latitude permafrost regions by the JSBACH terrestrial ecosystem model. *Geoscientific Model Development*, *7*(2), 631–647. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-631-2014>
- Emery, C. M., Biancamaria, S., Boone, A., Garambois, P.-A., Ricci, S., Rochoux, M. C., & Decharme, B. (2016). Temporal variance-based sensitivity analysis of the river-routing component of the large-scale hydrological model ISBA-TRIP: Application on the Amazon Basin. *Journal of Hydrometeorology*, *17*(12), 3007–3027. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0050.1>
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., & Taylor, K. E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, *9*(5), 1937–1958. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>
- Fan, Y. (2015). Groundwater in the Earth's critical zone: Relevance to large-scale patterns and processes. *Water Resources Research*, *51*, 3052–3069. <https://doi.org/10.1002/2015WR017037>
- Fan, Y., Li, H., & Miguez-Macho, G. (2013). Global patterns of groundwater table depth. *Science*, *339*(6122), 940–943. <https://doi.org/10.1126/science.1229881>
- FAO/IIASA/ISRIC/ISSCAS/JRC. (2012). Harmonized World Soil Database (version 1.2). FAO, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria.
- Farouki, O. T. (1986). Thermal properties of soils. Series on Rock and Soil Mechanics, 11(Trans Tech), 136 pp.
- Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A. T., Roujean, J.-L., Masson, V., Martin, E., & Le Moigne, P. (2013). ECOCLIMAP-II/Europe: A twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geoscientific Model Development*, *6*(2), 563–582. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-563-2013>
- Fuchs, M., Campbell, G. S., & Papendick, R. I. (1978). An analysis of sensible and latent heat flow in a partially frozen unsaturated soil. *Soil Science Society of America Journal*, *42*(3), 379. <https://doi.org/10.2136/sssaj1978.03615995004200030001x>
- Garrigues, S., A. Boone, Decharme, B., Olioso, A., Albergel, C., Calvet, J. C., et al. (2018). Impacts of the soil water transfer parameterization on the simulation of evapotranspiration over a 14-year Mediterranean crop succession. *Journal of Hydrometeorology*, *19*(1), 3–25. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-17-0058.1>
- Gelati, E., Decharme, B., Calvet, J.-C., Minvielle, M., Polcher, J., Fairbairn, D., & Weedon, G. P. (2018). Hydrological assessment of atmospheric forcing uncertainty in the Euro-Mediterranean area using a land surface model. *Hydrology and Earth System Sciences*, *22*(4), 2091–2115. <https://doi.org/10.5194/hess-22-2091-2018>
- Gouttevin, I., Krinner, G., Ciais, P., Polcher, J., & Legout, C. (2012). Multi-scale validation of a new soil freezing scheme for a land-surface model with physically-based hydrology. *The Cryosphere*, *6*(2), 407–430. <https://doi.org/10.5194/tc-6-407-2012>
- Green, W. H., & Ampt, G. A. (1911). Studies on soil physics. *The Journal of Agricultural Science*, *4*(01), 1–24. <https://doi.org/10.1017/S002185960001441>
- Guimberteau, M., Zhu, D., Maignan, F., Huang, Y., Yue, C., Dantec-Nédélec, S., et al. (2018). ORCHIDEE-MICT (v8.4.1), a land surface model for the high latitudes: Model description and validation. *Geoscientific Model Development*, *11*(1), 121–163. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-121-2018>
- Guo, D., Wang, H., & Wang, A. (2017). Sensitivity of historical simulation of the permafrost to different atmospheric forcing data sets from 1979 to 2009. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *122*, 12,269–12,284. <https://doi.org/10.1002/2017JD027477>
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J. L., Etchevers, P., Franchistéguy, L., Leblois, E., et al. (2008). The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research*, *113*, D06113. <https://doi.org/10.1029/2007JD008548>
- Holland, M. M., & Bitz, C. M. (2003). Polar amplification of climate change in coupled models. *Climate Dynamics*, *21*(3–4), 221–232. <https://doi.org/10.1007/s00382-003-0332-6>
- Huang, B., & Mehta, V. M. (2010). Influences of freshwater from major rivers on global ocean circulation and temperatures. *Advances in Atmospheric Sciences*, *27*(3), 455–468. <https://doi.org/10.1007/s00376-009-9022-6>
- Jackson, R. B., Canadell, J., Ehleringer, J. R., Mooney, H. A., Sala, O. E., & Schulze, E. D. (1996). A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia*, *108*(3), 389–411. <https://doi.org/10.1007/BF00333714>
- Jacob, C. M. J. (1994). *Direct impact of atmospheric CO enrichment on regional transpiration*. Wageningen, The Netherlands. Retrieved from: Agricultural University. <https://library.wur.nl/WebQuery/wda/599197>
- Jahfer, S., Vinayachandran, P. N., & Nanjundiah, R. S. (2017). Long-term impact of Amazon river runoff on Northern Hemispheric climate. *Scientific Reports*, *7*(1), 10989. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-10750-y>
- Jarvis, P. G. (1976). The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philosophical Transactions of the Royal Society, B: Biological Sciences*, *273*(927), 593–610. <https://doi.org/10.1098/rstb.1976.0035>
- Jia, Y., Wang, H., Zhou, Z., Qiu, Y., Luo, X., Wang, J., et al. (2006). Development of the WEP-L distributed hydrological model and dynamic assessment of water resources in the Yellow River basin. *Journal of Hydrology*, *331*(3–4), 606–629. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2006.06.006>
- Joetzjer, E., Delire, C., Douville, H., Ciais, P., Decharme, B., Carrer, D., et al. (2015). Improving the ISBA(CC) land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the Amazon forest. *Geoscientific Model Development*, *8*(6), 1709–1727. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1709-2015>
- Johnsson, H., & Lundin, L.-C. (1991). Surface runoff and soil water percolation as affected by snow and soil frost. *Journal of Hydrology*, *122*(1–4), 141–159. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(91\)90177-J](https://doi.org/10.1016/0022-1694(91)90177-J)

- Jung, M., Reichstein, M., Ciais, P., Seneviratne, S. I., Sheffield, J., Goulden, M. L., et al. (2010). Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*, *467*(7318), 951–954. <https://doi.org/10.1038/nature09396>
- Knoblauch, C., Beer, C., Liebner, S., Grigoriev, M. N., & Pfeiffer, E. M. (2018). Methane production as key to the greenhouse gas budget of thawing permafrost. *Nature Climate Change*, *8*, 309–312. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0095-z>
- Koch, J. C., Ewing, S. A., Striegl, R., & McKnight, D. M. (2013). Rapid runoff via shallow throughflow and deeper preferential flow in a boreal catchment underlain by frozen silt (Alaska, USA). *Hydrogeology Journal*, *21*(1), 93–106. <https://doi.org/10.1007/s10040-012-0934-3>
- Koren, V., Schaake, J., Mitchell, K., Duan, Q.-Y., Chen, F., & Baker, J. M. (1999). A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models. *Journal of Geophysical Research*, *104*(D16), 19,569–19,585. <https://doi.org/10.1029/1999JD900232>
- Koster, R. D., Dirmeyer, P. A., Guo, Z., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., et al., & GLACE Team (2004). Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science (New York, N.Y.)*, *305*(5687), 1138–1140. <https://doi.org/10.1126/science.1100217>
- Koster, R. D., Mahanama, S. P. P., Yamada, T. J., Balsamo, G., Berg, A. A., Boisserie, M., et al. (2011). The second phase of the global land-atmosphere coupling experiment: Soil moisture contributions to subseasonal forecast skill. *Journal of Hydrometeorology*, *12*(5), 805–822. <https://doi.org/10.1175/2011JHM1365.1>
- Koven, C., Friedlingstein, P., Ciais, P., Khvorostyanov, D., Krinner, G., & Tarnocai, C. (2009). On the formation of high-latitude soil carbon stocks: Effects of cryoturbation and insulation by organic matter in a land surface model. *Geophysical Research Letters*, *36*, L21501. <https://doi.org/10.1029/2009GL040150>
- Krinner, G. (2003). Impact of lakes and wetlands on boreal climate. *Journal of Geophysical Research*, *108*(D16), 4520. <https://doi.org/10.1029/2002JD002597>
- Lafaysse, M., Hingray, B., Etchevers, P., Martin, E., & Oblé, C. (2011). Influence of spatial discretization, underground water storage and glacier melt on a physically-based hydrological model of the Upper Durance River basin. *Journal of Hydrology*, *403*(1), 116–129. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.03.046>
- Landerer, F. W., & Swenson, S. C. (2012). Accuracy of scaled GRACE terrestrial water storage estimates. *Water Resources Research*, *48*, W04531. <https://doi.org/10.1029/2011WR011453>
- Lawrence, D. M., & Slater, A. G. (2008). Incorporating organic soil into a global climate model. *Climate Dynamics*, *30*(2-3), 145–160. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0278-1>
- Lehner, B., & Döll, P. (2004). Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands. *Journal of Hydrology*, *296*(1-4), 1–22. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.028>
- Letts, M. G., Comer, N. T., Roulet, N. T., Skarupa, M. R., & Verseghy, D. L. (2000). Parametrization of peatland hydraulic properties for the Canadian land surface scheme. *Atmosphere-Ocean*, *38*(1), 141–160. <https://doi.org/10.1080/07055900.2000.9649643>
- Llovel, W., Becker, M., Cazenave, A., Jevrejeva, S., Alkama, R., Decharme, B., et al. (2011). Terrestrial waters and sea level variations on interannual time scale. *Global and Planetary Change*, *75*(1–2), 76–82. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.10.008>
- Lohmann, D., Raschke, E., Nijsen, B., & Lettenmaier, D. P. (1998). Hydrologie à l'échelle régionale: I. Formulation du modèle VIC-2L couplé à un modèle du transfert de l'eau. *Hydrological Sciences Journal*, *43*(1), 131–141. <https://doi.org/10.1080/02626669809492107>
- Lucas-Picher, P., Arora, V. K., Caya, D., & Laprise, R. (2003). Implementation of a large-scale variable velocity river flow routing algorithm in the Canadian Regional Climate Model (CRCM). *Atmosphere-Ocean*, *41*(2), 139–153. <https://doi.org/10.3137/ao.410203>
- Lundquist, J. D., Cayan, D. R., Dettinger, M. D., Lundquist, J. D., Cayan, D. R., & Dettinger, M. D. (2004). Spring onset in the Sierra Nevada: When is snowmelt independent of elevation? *Journal of Hydrometeorology*, *5*(2), 327–342. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2004\)005<0327:SOITSN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2004)005<0327:SOITSN>2.0.CO;2)
- Mahfouf, J.-F., Manzi, A. O., Noilhan, J., Giordani, H., & Deque, M. (1995). The land surface scheme ISBA within the Meteo-France climate model ARPEGE. Part I: Implementation and preliminary results. *Journal of Climate*, *8*(8), 2039–2057. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<2039:TLSSIW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<2039:TLSSIW>2.0.CO;2)
- Mahfouf, J.-F., & Noilhan, J. (1991). Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data. *Journal of Applied Meteorology*, *9*, 351–362.
- Mahfouf, J.-F., & Noilhan, J. (1996). Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology*, *35*, 987–992.
- Manabe, S. (1969). Climate and the ocean circulation. *Monthly Weather Review*, *97*(11), 739–774. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0739:CATOC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0739:CATOC>2.3.CO;2)
- Martens, B., Miralles, D. G., Lievens, H., van der Schalie, R., de Jeu, R. A. M., Fernández-Prieto, D., et al. (2017). GLEAM v3: Satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture. *Geoscientific Model Development*, *10*(5), 1903–1925. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-1903-2017>
- Masson, V., Champeaux, J. L., Chauvin, F., Meriguet, C., & Lacaze, R. (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate*, *16*(9), 1261–1282. <https://doi.org/10.1175/1520-0442-16.9.1261>
- Masson, V., le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., et al. (2013). The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, *6*(4), 929–960. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013>
- Maxwell, R. M., Chow, F. K., & Kollet, S. J. (2007). The groundwater-land-surface-atmosphere connection: Soil moisture effects on the atmospheric boundary layer in fully-coupled simulations. *Advances in Water Resources*, *30*(12), 2447–2466. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2007.05.018>
- Maxwell, R. M., Lundquist, J. K., Mirocha, J. D., Smith, S. G., Woodward, C. S., & Tompson, A. F. B. (2011). Development of a coupled groundwater-atmosphere model. *Monthly Weather Review*, *139*(1), 96–116. <https://doi.org/10.1175/2010MWR3392.1>
- McGuire, A. D., Koven, C., Lawrence, D. M., Clein, J. S., Xia, J., Beer, C., et al. (2016). Variability in the sensitivity among model simulations of permafrost and carbon dynamics in the permafrost region between 1960 and 2009. *Global Biogeochemical Cycles*, *30*, 1015–1037. <https://doi.org/10.1002/2016GB005405>
- Miguez-Macho, G., Fan, Y., Weaver, C. P., Walko, R., & Robock, A. (2007). Incorporating water table dynamics in climate modeling: 2. Formulation, validation, and soil moisture simulation. *Journal of Geophysical Research*, *112*, D13108. <https://doi.org/10.1029/2006JD008112>
- Mueller, B., Hirschi, M., Jimenez, C., Ciais, P., Dirmeyer, P. A., Dolman, A. J., et al. (2013). Benchmark products for land evapotranspiration: LandFlux-EVAL multi-data set synthesis. *Hydrology and Earth System Sciences*, *17*, 3707–3720. <https://doi.org/10.5194/hess-17-3707-2013>

- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models. Part I—A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, *10*(3), 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Naumann, G., Alfieri, L., Wyser, K., Mentaschi, L., Betts, R. A., Carrao, H., et al. (2018). Global Changes in Drought Conditions Under Different Levels of Warming. *Geophysical Research Letters*, *45*, 3285–3296. <https://doi.org/10.1002/2017GL076521>
- Nijssen, B., Lettenmaier, D. P., Liang, X., Wetzel, S. W., & Wood, E. F. (1997). Streamflow simulation for continental-scale river basins. *Water Resources Research*, *33*(4), 711–724. <https://doi.org/10.1029/96WR03517>
- Nijssen, B., Schnur, R., Lettenmaier, D. P., Nijssen, B., Schnur, R., & Lettenmaier, D. P. (2001). Global retrospective estimation of soil moisture using the variable infiltration capacity land surface model, 1980–93. *Journal of Climate*, *14*(8), 1790–1808. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<1790:GREOSM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<1790:GREOSM>2.0.CO;2)
- Noilhan, J., & Lacarrere, P. (1995). GCM grid-scale evaporation from mesoscale modeling. *Journal of Climate*, *8*(2), 206–223. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<0206:GGSEFM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<0206:GGSEFM>2.0.CO;2)
- Noilhan, J., & Planton, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, *117*(3), 536–549. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2)
- Oki, T., & Sud, Y. C. (1998). Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—A global river channel network. *Earth Interactions*, *2*(1), 1–1. [https://doi.org/10.1175/1087-3562\(1998\)002<0001:DoTRIP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1087-3562(1998)002<0001:DoTRIP>2.0.CO;2)
- Papa, F., Prigent, C., Aires, F., Jimenez, C., Rossow, W. B., & Matthews, E. (2010). Interannual variability of surface water extent at the global scale, 1993–2004. *Journal of Geophysical Research*, *115*, D12111. <https://doi.org/10.1029/2009JD012674>
- Paquin, J. P., & Sushama, L. (2014). On the Arctic near-surface permafrost and climate sensitivities to soil and snow model formulations in climate models. *Climate Dynamics*, *44*(1–2), 203–228. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2185-6>
- Pedinotti, V., Boone, A., Decharme, B., Créteaux, J. F., Mognard, N., Panthou, G., et al. (2012). Evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrologic system over the Niger basin using in situ and satellite derived datasets. *Hydrology and Earth System Sciences*, *16*(6), 1745–1773. <https://doi.org/10.5194/hess-16-1745-2012>
- Peings, Y., Brun, E., Mauvais, V., & Douville, H. (2013). How stationary is the relationship between Siberian snow and Arctic Oscillation over the 20th century? *Geophysical Research Letters*, *40*, 183–188. <https://doi.org/10.1029/2012GL054083>
- Peters-Lidard, C. D., Blackburn, E., Liang, X., & Wood, E. F. (1998). The effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *55*(7), 1209–1224. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1998\)055<1209:TEOSTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1998)055<1209:TEOSTC>2.0.CO;2)
- Pitman, A. J. (2003). The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *International Journal of Climatology*, *23*(5), 479–510. <https://doi.org/10.1002/joc.893>
- Portmann, F. T., Siebert, S., & Döll, P. (2010). MIRCA2000-global monthly irrigated and rainfed crop areas around the year 2000: A new high-resolution data set for agricultural and hydrological modeling. *Global Biogeochemical Cycles*, *24*, GB1011. <https://doi.org/10.1029/2008GB003435>
- Prigent, C., Papa, F., Aires, F., Rossow, W. B., & Matthews, E. (2007). Global inundation dynamics inferred from multiple satellite observations, 1993–2000. *Journal of Geophysical Research*, *112*, D12107. <https://doi.org/10.1029/2006JD007847>
- Sacks, W. J., Cook, B. I., Buening, N., Levis, S., & Helkowski, J. H. (2009). Effects of global irrigation on the near-surface climate. *Climate Dynamics*, *33*(2–3), 159–175. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0445-z>
- Saunio, M., Bousquet, P., Poulter, B., Peregón, A., Ciais, P., Canadell, J. G., et al. (2016). The global methane budget 2000–2012. *Earth System Science Data*, *8*(2), 697–751. <https://doi.org/10.5194/essd-8-697-2016>
- Schellekens, J., Dutra, E., Martínez-de la Torre, A., Balsamo, G., van Dijk, A., Sperna Weiland, F., et al. (2017). A global water resources ensemble of hydrological models: The earthH2Observe Tier-1 dataset. *Earth System Science Data*, *9*(2), 389–413. <https://doi.org/10.5194/essd-9-389-2017>
- Schneider, U., Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Rudolf, B., & Ziese, M. (2011). GPCC full data reanalysis version 6.0 at 1.0°: Monthly land-surface precipitation from rain-gauges built on GTS-based and historic data. https://doi.org/10.5676/DWD_GPCC/FD_M_V6_100
- Schneider, U., Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Ziese, M., & Rudolf, B. (2014). GPCC's new land surface precipitation climatology based on quality-controlled in situ data and its role in quantifying the global water cycle. *Theoretical and Applied Climatology*, *115*(1–2), 15–40. <https://doi.org/10.1007/s00704-013-0860-x>
- Schuur, E. A. G., McGuire, A. D., Schädel, C., Grosse, G., Harden, J. W., Hayes, D. J., et al. (2015). Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, *520*(7546), 171–179. <https://doi.org/10.1038/nature14338>
- Seneviratne, S. I., Corti, T., Davin, E. L., Hirschi, M., Jaeger, E. B., Lehner, I., et al. (2010). Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, *99*(3–4), 125–161. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.02.004>
- Seneviratne, S. I., Wilhelm, M., Stanelle, T., van den Hurk, B., Hagemann, S., Berg, A., et al. (2013). Impact of soil moisture-climate feedbacks on CMIP5 projections: First results from the GLACE-CMIP5 experiment. *Geophysical Research Letters*, *40*, 5212–5217. <https://doi.org/10.1002/grl.50956>
- Sheffield, J., Goteti, G., & Wood, E. F. (2006). Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. *Journal of Climate*, *19*(13), 3088–3111. <https://doi.org/10.1175/JCLI3790.1>
- Swenson, S., & Wahr, J. (2006). Post-processing removal of correlated errors in GRACE data. *Geophysical Research Letters*, *33*, L08402. <https://doi.org/10.1029/2005GL025285>
- Swenson, S. C. (2012). GRACE monthly land water mass grids NETCDF RELEASE 5.0. Ver. 5.0. PO.DAAC, CA, USA. Dataset accessed [2018-07-01] at <https://doi.org/10.5067/TELND-NC005>.
- Szczypta, C., Decharme, B., Carrer, D., Calvet, J. C., Lafont, S., Somot, S., et al. (2012). Impact of precipitation and land biophysical variables on the simulated discharge of European and Mediterranean rivers. *Hydrology and Earth System Sciences*, *16*(9), 3351–3370. <https://doi.org/10.5194/hess-16-3351-2012>
- Taylor, R. G., Scanlon, B., Döll, P., Rodell, M., van Beek, R., Wada, Y., et al. (2013). Ground water and climate change. *Nature Climate Change*, *3*(4), 322–329. <https://doi.org/10.1038/nclimate1744>
- Valcke, S., Craig, T., & Coquart, L. (2015). OASIS3-MCT user guide. OASIS3-MCT_3.0. Tech. Rep. TR/CMGC/15/38, Cerfacs, France. Retrieved from http://www.cerfacs.fr/oa4web/oasis3-mct_3.0/oasis3mct_UserGuide.pdf
- van den Hurk, B., Best, M., Dirmeyer, P., Pitman, A., Polcher, J., & Santanello, J. (2011). Acceleration of land surface model development over a decade of glass. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *92*(12), 1593–1600. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00007.1>
- Vergnes, J.-P., & Decharme, B. (2012). A simple groundwater scheme in the TRIP river routing model: Global off-line evaluation against GRACE terrestrial water storage estimates and observed river discharges. *Hydrology and Earth System Sciences*, *16*(10), 3889–3908. <https://doi.org/10.5194/hess-16-3889-2012>

- Vergnes, J.-P., Decharme, B., Alkama, R., Martin, E., Habets, F., & Douville, H. (2012). A simple groundwater scheme for hydrological and climate applications: Description and offline evaluation over France. *Journal of Hydrometeorology*, *13*(4), 1149–1171. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-0149.1>
- Vergnes, J.-P., Decharme, B., & Habets, F. (2014). Introduction of groundwater capillary rises using subgrid spatial variability of topography into the ISBA land surface model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *119*, 11,065–11,086. <https://doi.org/10.1002/2014JD021573>
- Vinayachandran, P. N., Jahfer, S., & Nanjundiah, R. S. (2015). Impact of river runoff into the ocean on Indian summer monsoon. *Environmental Research Letters*, *10*(5). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/5/054008>
- Viovy, N. (2018). *CRUNCEP version 7—Atmospheric forcing data for the Community Land Model*. Boulder, CO: Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. Retrieved from <http://rda.ucar.edu/datasets/ds314.3/>
- Voldoire, A., Decharme, B., Pianezze, J., Lebeaupin Brossier, C., Sevault, F., Seyfried, L., et al. (2017). SURFEX v8.0 interface with OASIS3-MCT to couple atmosphere with hydrology, ocean, waves and sea-ice models, from coastal to global scales. *Geoscientific Model Development*, *10*(11), 4207–4227. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-4207-2017>
- Voldoire, A., Sanchez-Gomez, E., Salas y Mélia, D., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., et al. (2013). The CNRM-CM5.1 global climate model: Description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, *40*(9–10), 2091–2121. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1259-y>
- Walvoord, M. A., & Kurylyk, B. L. (2016). Hydrologic impacts of thawing permafrost—A review. *Vadose Zone Journal*, *15*(6). <https://doi.org/10.2136/vzj2016.01.0010>
- Wang, W., Rinke, A., Moore, J. C., Ji, D., Cui, X., Peng, S., et al. (2016). Evaluation of air-soil temperature relationships simulated by land surface models during winter across the permafrost region. *The Cryosphere*, *10*(4), 1721–1737. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1721-2016>
- Weedon, G. P., Balsamo, G., Bellouin, N., Gomes, S., Best, M. J., & Viterbo, P. (2014). Data methodology applied to ERA-Interim reanalysis data. *Water Resources Research*, *50*, 7505–7514. <https://doi.org/10.1002/2014WR015638>
- Weedon, G. P., Gomes, S., Viterbo, P., Shuttleworth, W. J., Blyth, E., Österle, H., et al. (2011). Creation of the WATCH forcing data and its use to assess global and regional reference crop evaporation over land during the twentieth century. *Journal of Hydrometeorology*, *12*(5), 823–848. <https://doi.org/10.1175/2011JHM1369.1>
- Woo, M. (1986). Permafrost hydrology in North America. *Atmosphere-Ocean*, *24*(3), 201–234. <https://doi.org/10.1080/07055900.1986.9649248>
- Yamazaki, D., Kanae, S., Kim, H., & Oki, T. (2011). A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. *Water Resources Research*, *47*, W04501. <https://doi.org/10.1029/2010WR009726>
- Yamazaki, D., O'Loughlin, F., Trigg, M. A., Miller, Z. F., Pavelsky, T. M., & Bates, P. D. (2014). Development of the global width database for large rivers. *Water Resources Research*, *50*, 3467–3480. <https://doi.org/10.1002/2013WR014664>
- Zhang, Y., Peña Arancibia, J., McVicar, T., Chiew, F., Vaze, J., Zheng, H., & Wang, Y. P. (2016). Monthly global observation-driven Penman-Monteith-Leuning (PML) evapotranspiration and components. v2. Retrieved January 23, 2019, from <https://doi.org/10.4225/08/5719A5C48DB85>
- Zhang, Y., Peña-Arancibia, J. L., McVicar, T. R., Chiew, F. H. S., Vaze, J., Liu, C., et al. (2016). Multi-decadal trends in global terrestrial evapotranspiration and its components. *Scientific Reports*, *6*(1), 19124. <https://doi.org/10.1038/srep19124>
- Zhao, F., Veldkamp, T. I. E., Frieler, K., Schewe, J., Ostberg, S., Willner, S., et al. (2017). The critical role of the routing scheme in simulating peak river discharge in global hydrological models. *Environmental Research Letters*, *12*(7). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa7250>

Erratum

Due to a typesetting error, several units were incorrectly given in the originally published version of the article. Additionally, μ was not defined in Equation (10), and “CNRM-ESM2” was misspelled in the final sentence on page 2. These errors have been corrected, and this may be considered the authoritative version of record.

2.2 - Comment en est-on arrivé là ?

Pour en arriver à ce nouveau système, j'ai travaillé sur les processus hydrologiques et thermiques dans la zone vadose du sol (infiltration, fonctions de pédotransfert, résolution numérique, discrétisation verticale), sur le transport et le stockage des masses d'eau sur les continents (vitesse d'écoulement des fleuves, inondations saisonnières, nappes aquifères) et sur la physique de la neige et des sols organiques (cf. [section 3.1](#)).

2.2.1 - La zone vadose du sol

La zone vadose du sol est représentée dans ISBA-CTRIIP par la version multicouches du schéma de sol d'ISBA, que l'on notera $ISBA_{DF}$ comme dans *Decharme et al. (2019)* en [section 2.1.2](#) et qui fut à l'origine développée par Aaron Boone durant sa thèse. Elle résout la forme mixte de l'équation de Richards où la tendance temporelle est résolue en termes d'humidité alors que le gradient hydraulique est résolu en termes de potentiel hydrique (cf. [équation 5](#) dans *Decharme et al. (2019)*). Cette forme présente l'avantage d'être robuste vis-à-vis du bilan de masse et d'être applicable aux sols homogènes ou hétérogènes ainsi qu'aux sols saturés ou non saturés (cf. *Decharme et al. 2011*). La résolution numérique de cette équation, via le schéma temporel semi-implicite de *Crank & Nicolson (1947)* où le terme de flux est linéarisé via un développement en série de Taylor d'ordre un (*Boone 2000*), est héritée du modèle américain PLACE¹ (*Wetzel & Boone 1995*). L'ensemble linéaire d'équations résultant peut alors être mis sous forme d'une matrice tri-diagonale et résolu rapidement. Un tel algorithme est moins coûteux qu'une méthode itérative et convient mieux aux applications hydrométéorologiques ou climatiques régionales et globales. Jusqu'alors, ce schéma avait été utilisé pour : (1) calibrer et évaluer le gel superficiel du sol dans la version force-restore d'ISBA (*Boone et al. 2000*) ; (2) simuler le continuum neige-sol-hydrologie d'un petit bassin du nord de la Scandinavie (*Habets et al. 2003*) dans le cadre du projet PILPS-2(e) (*Bowling et al. 2003*) ; et (3) produire une climatologie hydrométéorologique multi-modèles sur l'Afrique de l'Ouest dans le cadre du projet ALMIP (*Boone et al. 2009*). Néanmoins, lorsque ce schéma fut utilisé pour simuler les débits de l'ensemble des fleuves et des rivières de France dans le cadre de la chaîne hydrométéorologique opérationnelle [SIM](#)² (*Habets et al. 2008*; *Soubeyroux et al. 2008*), ses performances étaient bien en deçà de celles obtenues avec la version force-restore d'ISBA.

En 2009, avec Joël Noilhan nous avons alors entrepris de comprendre les causes de ces mauvaises performances. Nous avons tout d'abord travaillé sur la résolution numérique de l'équation de Richards pour ne déceler que trois points faibles : (1) la sensibilité au grand pas de temps ; (2) le traitement de l'infiltration ; et (3) le schéma d'interpolation verticale pour le calcul des flux à l'interface des couches du sol. Pour les grands pas de temps – de l'ordre de 15 à 30 minutes – j'ai alors implémenté une méthode de « *time-splitting* » qui permet de subdiviser en « *n* » intervalles le pas de temps utilisé dans la résolution temporelle de l'équation de Richards – et du gel du sol – indépendamment des autres paramétrisations physiques d'ISBA. Notons que récemment, j'ai aussi généralisé cette méthode à la résolution du bilan d'énergie. J'ai ensuite traité l'infiltration grâce à un schéma à deux moments. Premièrement, le taux maximal d'eau pouvant s'infiltrer est calculé grâce à une approche simplifiée de type *Green & Ampt (1911)* prenant en compte le gel du sol et intégrée sur les dix premiers centimètres du sol (cf. [équation 11](#) dans *Decharme et al. (2019)*). Deuxièmement, le front d'infiltration dans le sol est ensuite estimé en fonction de la capacité de rétention en eau volumique – porosité moins teneur en humidité – de chaque couche partant de la surface vers les couches les plus profondes.

¹ « Parameterization for Land–Atmosphere–Cloud Exchange »

² « SAFRAN-ISBA-MODCOU »

En d'autres termes, si le volume d'eau pouvant s'infiltrer dans le sol est supérieur à cette capacité de rétention de la première couche de sol, le résidu est transféré à la deuxième couche et ainsi de suite. Enfin, j'ai simplifié le schéma d'interpolation verticale afin de mieux déterminer la conductivité hydraulique à l'interface des couches du sol. Pour ce faire, j'ai utilisé une moyenne géométrique simple entre les conductivités des deux nœuds entourant l'interface de deux couches successives. Cette méthode génère peu d'erreurs de pondération, améliore la simulation du front d'infiltration et est généralement applicable à toutes les échelles spatiales (cf. *Decharme et al.* 2011). Notons que pour résoudre l'équation de la chaleur dans le sol (cf. [équation 4](#) dans *Decharme et al.* (2019)), j'ai changé le schéma d'interpolation verticale des conductivités thermiques aux interfaces des couches en utilisant des moyennes harmoniques comme dans la plupart des modèles aujourd'hui.

Je me suis alors posé deux questions. Les équations de fermeture qui décrivent la rétention en eau – ou potentiel hydrique – et la conductivité hydraulique en fonction de l'humidité du sol dans $ISBA_{DF}$ ([équation 6](#) dans *Decharme et al.* (2019)) sont-elles idéales ? Qu'en est-il des fonctions de pédotransfert ? Pour y répondre, je me suis placé sur le site instrumenté de [SMOSREX](#)¹ (*de Rosnay et al.* 2006) où étaient mesurées les conditions météorologiques toutes les 30 minutes, le profil des caractéristiques du sol et les propriétés de la végétation qui permettent de forcer le modèle. Des observations de flux d'énergie en surface et de profils de température et d'humidité sur 1m de profondeur permettaient d'évaluer les simulations. Avec Christine Delire et Aaron Boone, nous avons alors étudié les performances d' $ISBA_{DF}$ à reproduire l'évolution du cycle diurne, le cycle saisonnier et la variabilité interannuelle de ces variables pour deux équations de fermeture bien connues (cf. *Decharme et al.* 2011). La première, *Brooks & Corey* (1966), notée *BC66*, utilisée dans $ISBA_{DF}$ et plus généralement par la communauté des atmosphériciens qui s'intéressent aux surfaces continentales. La deuxième plus complexe, *van Genuchten* (1980), notée *VG80*, et généralement utilisé par les hydrologues. Pour chacune de ces équations, j'ai utilisé deux fonctions de pédotransfert : (1) pour *BC66*, *Clapp & Hornberger* (1978) utilisé par défaut dans $ISBA_{DF}$ et *Cosby et al.* (1984) ; (2) pour *VG80*, *Carsel & Parrish* (1988) et *Wösten et al.* (1999). Outre le fait qu' $ISBA_{DF}$ est apparu potentiellement capable de mieux simuler l'humidité du sol qu'on ne pouvait le faire avec l'ancienne version « *force-restore* » d'*ISBA* – noté $ISBA_{FR}$ sur la **Figure 2.2** – nous avons montré que *BC66* permettait de légèrement mieux représenter le profil d'humidité et les flux en surface comparé à *VG80*. Néanmoins, il faut bien reconnaître que les différences des scores obtenues sur ce seul site étaient assez faibles, ce qui limite la « généralité » de cette intercomparaison. En accord avec d'autres études (*Blyth & Daamen* 1997; *de Rosnay et al.* 2000), Nous avons aussi confirmé qu'une discrétisation assez fine des couches du sol dans la zone racinaire est de première importance pour bien simuler les processus hydriques et thermiques proches de la surface et donc les flux d'eau et d'énergie s'échappant du sol.

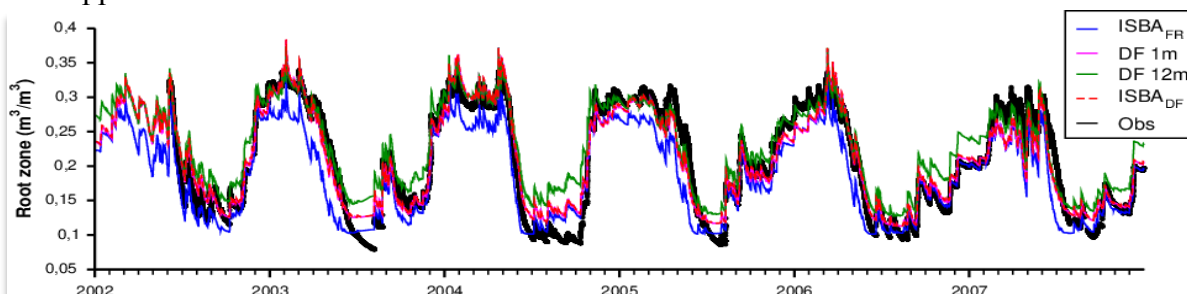


Figure 2.2 – Série temporelle de 2002 à 2007 de l'humidité de la zone racinaire du sol observé (noir) et simulé à SMOSREX par $ISBA_{FR}$ (bleu), $ISBA_{DF}$ résolvant 1m de profondeur (bleu), $ISBA_{DF}$ résolvant 12m (vert) et $ISBA_{DF}$ aujourd'hui (rouge tireté). D'après *Decharme et al.* (2011)

¹ « Surface Monitoring Of Soil Reservoir Experiment »

Il est aussi apparu que si le sol résolu par l'équation de la chaleur n'est pas assez profond, il est impossible de bien simuler le profil de température dans le premier mètre du sol. En effet, on voit sur la **Figure 2.3** que la température du sol proche de la surface est bien simulée quelle que soit la version d'ISBA et quelle que soit la profondeur utilisée avec $ISBA_{DF}$. Néanmoins, il n'en va pas de même pour les températures des horizons plus profonds. Avec un sol résolu sur 1m de profondeur, correspondant à la version initiale d' $ISBA_{DF}$, l'erreur sur la simulation du cycle saisonnier de la température à seulement 20cm de profondeur commence à être conséquente, ce qui est encore plus vrai à 50cm et 90cm de profondeur. Inversement, si l'on simule un sol très profond de 4m à 12m, alors le cycle saisonnier du profil de température est bien mieux simulé dû à l'inertie qu'exercent les couches profondes du sol sur les horizons plus superficiels. Cependant, de telles profondeurs de sols utilisées avec l'équation de Richards unidimensionnelle sont préjudiciables lorsque sont négligés les processus latéraux de redistribution de l'eau du sol – diffusion horizontale de l'humidité dans la zone vadose, évolution de la nappe dans la zone saturée, échange avec les rivières. La représentation de ces sols profonds entraîne alors trois effets indésirables (cf. *Decharme et al. 2011*) : (1) dû à l'effet tampon de l'équation de diffusion, ils inhibent la réactivité de drainage quotidienne à la base du sol et donc la dynamique des débits simulés en rivière (**Figure 2.5**) ; (2) cet effet tampon humidifie « artificiellement » la zone superficielle du sol (**Figure 2.2**) ; (3) cette humidification augmente significativement l'évapotranspiration vers l'atmosphère.

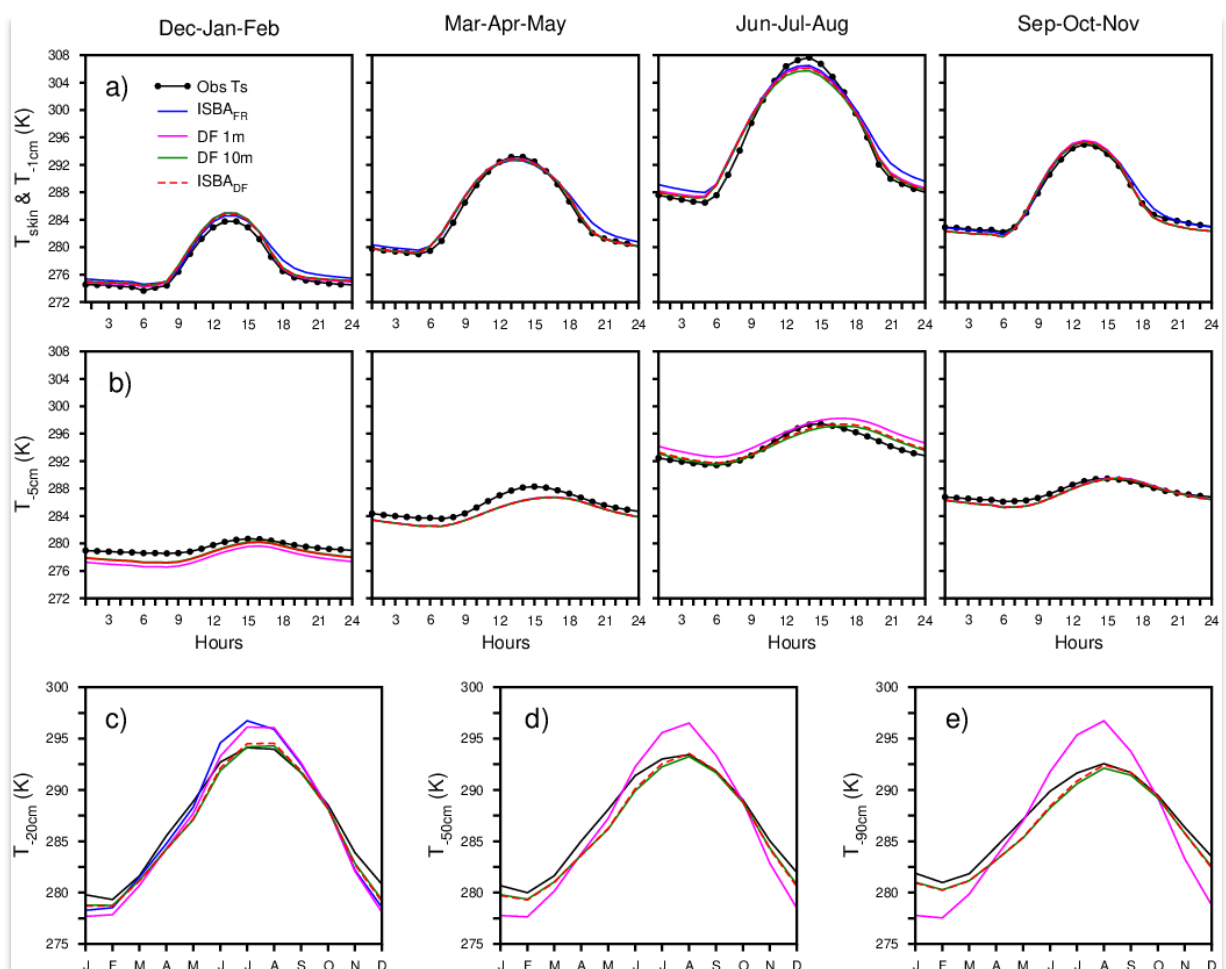


Figure 2.3 – Profil de température de 2002 à 2007 observé (noir) et simulé à SMOSREX par $ISBA_{FR}$ (magenta), $ISBA_{DF}$ résolvant 1m de profondeur (bleu), $ISBA_{DF}$ sur 12m de profondeur (vert) et $ISBA_{DF}$ aujourd'hui (rouge tireté). (a) Cycles diurnes climatologiques de la température de surface et (b) de la température à -5cm dans le sol ; (c), (d) et (e) Cycles saisonniers moyens des températures mensuelles à -20cm, -50cm et -90cm respectivement. D'après *Decharme et al. (2011)*.

C'est donc à la suite de ce travail que j'ai proposé la version à **14 couches** d' $ISBA_{DF}$ qui permettait : (1) d'avoir une discrétisation fine dans le premier mètre du sol tout en conservant un temps de calcul acceptable ; et (2) une représentation cohérente entre hydrologie et thermique du sol. En effet, j'ai développé une méthode physique qui permettait de simuler conjointement un sol « thermique » de 12m de profondeur et un sol « hydrologique » plus superficiel dont la base dépendait de la profondeur des racines définie pour chaque type de végétation présent dans la maille (**Figure 2.4a**). Le calcul de la température en chaque nœud de la grille du sol dépend de ses propriétés thermiques (capacité et conductivité). Or ces dernières dépendent aussi du profil d'humidité dans le sol. J'ai donc extrapolé la teneur en eau du sol sous la profondeur « hydrologique » en utilisant l'hypothèse d'équilibre hydrostatique entre les forces de gravité et capillaires (Decharme *et al.* 2013), hypothèse bien souvent utilisée par le passé pour développer la version « force-restore » d'ISBA. Ce schéma a d'abord été validé sur le site de SMOSREX où le profil de température simulé avec cette méthode apparut aussi proche des observations qu'avec un sol entièrement résolu sur 12m de profondeur (**Figure 2.3**). J'ai ensuite utilisé la chaîne hydrométéorologique SIM, et donc un forçage atmosphérique de bonne qualité à haute résolution (8km) issues de l'analyse SAFRAN, pour évaluer ce nouveau schéma à l'échelle régionale sur une longue période de temps (1992-2002) grâce à un réseau dense d'observations de températures dans le sol et de débits journalier (**Figure 2.4b**).

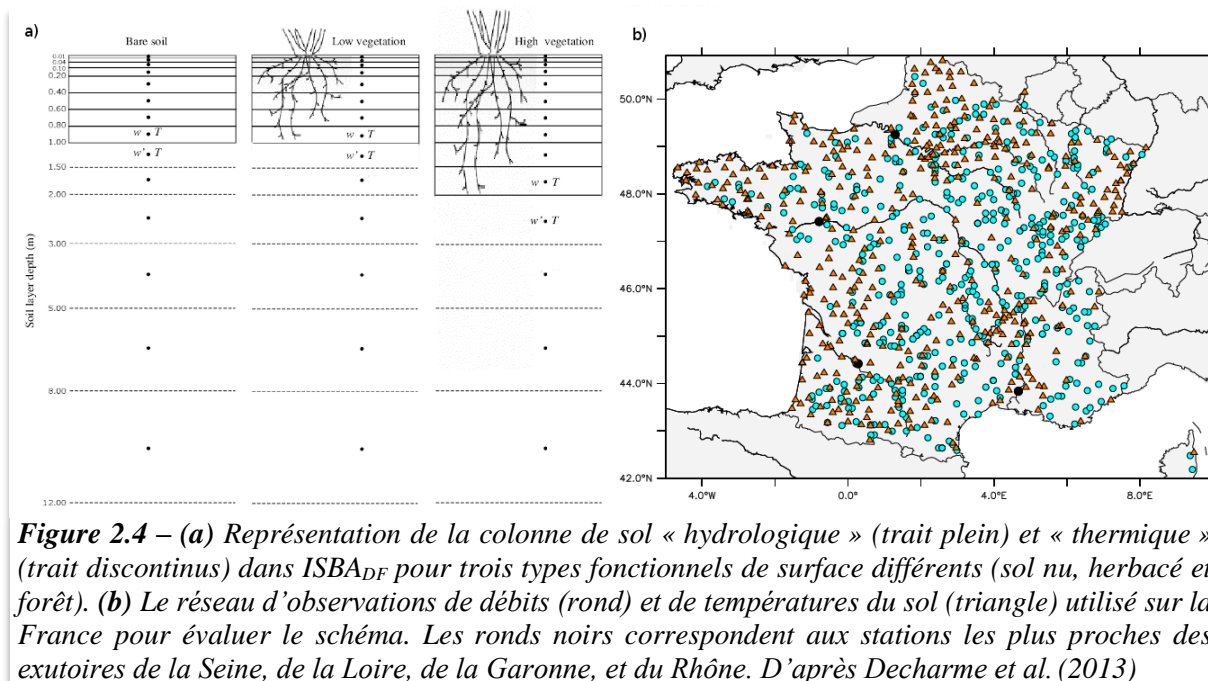


Figure 2.4 – (a) Représentation de la colonne de sol « hydrologique » (trait plein) et « thermique » (trait discontinu) dans $ISBA_{DF}$ pour trois types fonctionnels de surface différents (sol nu, herbacé et forêt). (b) Le réseau d'observations de débits (rond) et de températures du sol (triangle) utilisé sur la France pour évaluer le schéma. Les ronds noirs correspondent aux stations les plus proches des exutoires de la Seine, de la Loire, de la Garonne, et du Rhône. D'après Decharme *et al.* (2013)

Considérons trois expériences. La première correspond à une configuration d' $ISBA_{DF}$ où on va résoudre l'hydrologie et la thermique sur 2m de profondeur partout sur la France. Dans la deuxième, l'hydrologie et la thermique sont résolues sur 12m de profondeur. Et pour finir, on utilise la version finale d' $ISBA_{DF}$ schématisée par la **Figure 2.4a**. La **Figure 2.5a** présente la climatologie saisonnière du profil de température simulé par ces trois expériences. Ces climatologies sont obtenues en moyennant l'ensemble des profils simulés à chaque station. Comme sur SMOSREX, on se rend bien compte qu'avec un sol de seulement 2m, il est impossible de bien modéliser cette température dans le premier mètre du sol. En simulant un sol profond ce problème est résolu. Regardons maintenant la simulation des débits aux stations les plus proches des exutoires de la Seine, de la Loire, de la Garonne, et du Rhône. La **Figure 2.5b** présente la comparaison des climatologies des débits journaliers. Paradoxalement, avec un sol de 12m de profondeur il est ici impossible de bien représenter les observations ce qui n'est pas le cas pour un sol de 2m. Cette étude a donc confirmé à l'échelle régionale que le sol doit

être assez profond pour simuler de manière réaliste la température dans le sol. Inversement, elle confirma aussi que ce même sol doit être assez fin pour assurer une bonne représentation de la dynamique du drainage gravitationnel et des débits simulés en rivière. L'approche simple développée dans $ISBA_{DF}$ consistant à « séparer » la profondeur hydrologique et la profondeur thermique a permis de résoudre ce paradoxe en minimisant l'erreur faite sur le profil de température simulé par rapport à un sol profond de 12m où l'hydrologie et la thermique sont simulées entièrement tout en assurant une simulation réaliste des débits en rivière. C'est d'ailleurs cette configuration d' $ISBA_{DF}$ qui est aujourd'hui utilisée dans les applications hydrométéorologiques opérationnelles de Météo-France.

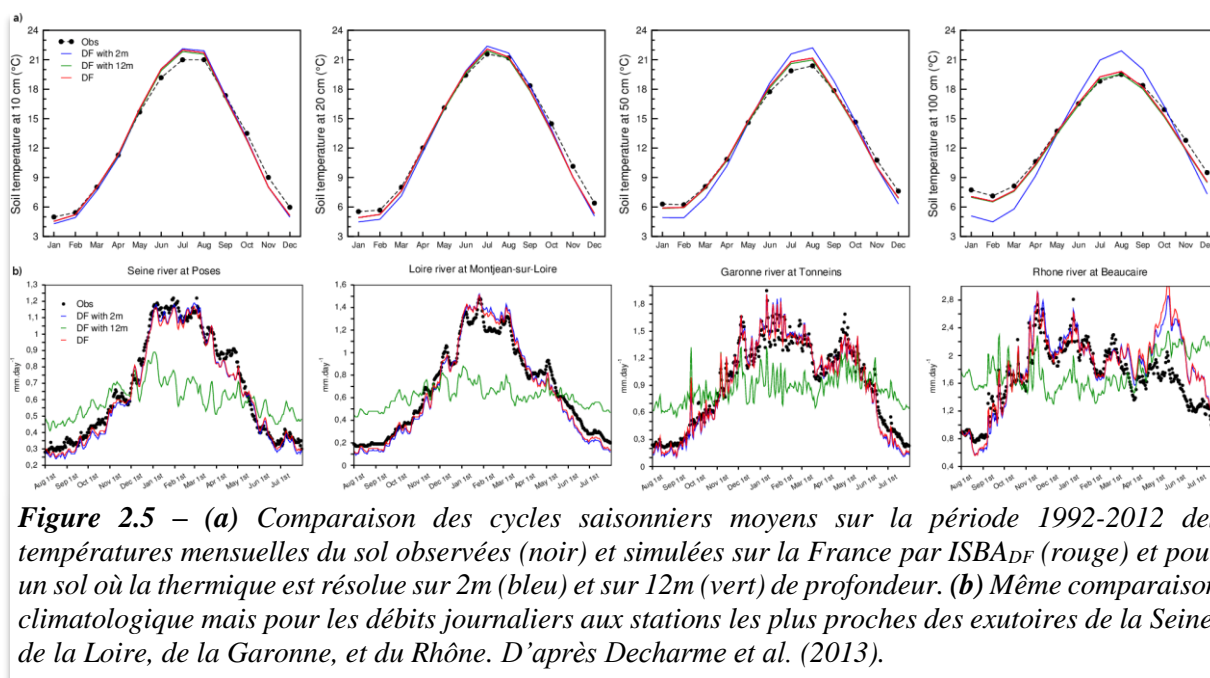


Figure 2.5 – (a) Comparaison des cycles saisonniers moyens sur la période 1992-2012 des températures mensuelles du sol observées (noir) et simulées sur la France par $ISBA_{DF}$ (rouge) et pour un sol où la thermique est résolue sur 2m (bleu) et sur 12m (vert) de profondeur. (b) Même comparaison climatologique mais pour les débits journaliers aux stations les plus proches des exutoires de la Seine, de la Loire, de la Garonne, et du Rhône. D'après Decharme et al. (2013).

2.2.2 - Vitesse d'écoulement et plaines inondées

Les observations sur les bassins boréaux montrent que les vitesses d'écoulement des fleuves peuvent varier de $0.2-0.3\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ en saison de basses eaux à plus de $2.5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ lors de la fonte printanière (Kääb et al. 2013; Kääb & Prowse 2011). Des variations importantes – de l'ordre de $0.1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ à $1.5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ environ – sont aussi observées sur les bassins des zones tempérées (Schulze et al. 2005). Comme je l'ai déjà évoqué à la fin de la [section 1.3.1](#), j'ai donc implémenté à la fin des années 2000 dans TRIP – puis dans CTRIP – une paramétrisation de la vitesse d'écoulement de l'eau qui varie en fonction de la hauteur de la rivière reposant sur l'équation de Manning (1891) ([équation 16](#) dans Decharme et al. (2019)). Une forme rectangulaire était imposée à la rivière ce qui permettait de calculer simplement sa hauteur d'eau et donc sa vitesse d'écoulement en fonction de sa masse (Decharme et al. 2010). Des expériences de sensibilité que j'avais menées montraient que la forme de la rivière jouait peu sur la valeur de la vitesse simulée, du moins pour des résolutions grossières de 0.5° à 1° . Comme on peut le voir sur la [Figure 2.7](#), la simulation avec une vitesse uniforme de $0.5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ($sfxcm5$ équivalente à la version $ISBA_{FR}$ -TRIP de CNRM-CM5) présente un retard plus ou moins marqué des pics de crue. La prise en compte d'une vitesse variable permet alors un meilleur phasage de ces pics sur une bonne partie des fleuves du monde (simulation $sfxcm5$ -vvar équivalente à $sfxcm5$ _pgf dans Decharme et al. (2019)). Ne restait plus qu'à s'attaquer aux problèmes de surestimation des pics de crue et de sous-estimation des débits d'étiage que l'on observe aussi sur la [Figure 2.7](#). Une partie de la solution résida alors dans la représentation des plaines inondées et des nappes aquifères comme discuté dans Decharme et al. (2019).

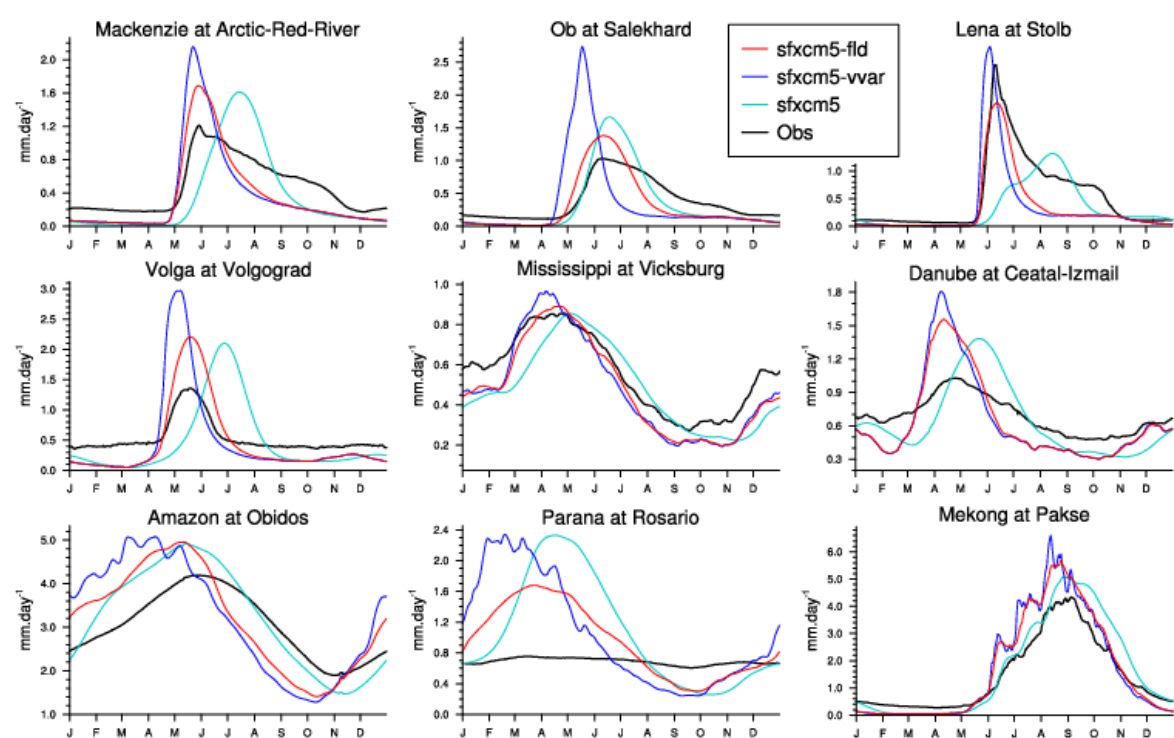


Figure 2.7 – Comparaison entre les cycles annuels saisonniers moyens (mm jour^{-1}) des débits quotidiens simulés et observés (ligne noire) de 1979 à 2010 près de l'exutoire de certain grand fleuve du monde. ISBA est utilisée dans sa version « force-restore » et protocole expérimental (CTRIP à 0.5° et forçage PGF) est le même que dans Decharme et al. (2019). La simulation sfxcm5 (cyan) correspond à une vitesse d'écoulement constante de $0.5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, la simulation sfxcm5-vvar (bleu) à la version de référence (sfxcm5_pgf) utilisée dans Decharme et al. (2019) avec vitesse d'écoulement variable et la simulation sfxcm5-fld (rouge) à la version avec prise en compte des inondations saisonnières proche de la version utilisée dans Decharme et al. (2012).

La paramétrisation des plaines d'inondations saisonnières dans ISBA-CTRIP découle d'un prototype que j'avais développé à la fin de ma thèse sur l'Amérique du Sud dans TRIP à la résolution de 1° (Decharme et al. 2008). Grâce au forçage fourni par le projet GSWP2, il démontra des performances acceptables pour reproduire la saisonnalité et la variabilité interannuelle des débits mesurés de l'Amazonie et du Paraná ainsi que des surfaces inondées estimées par satellites (Prigent et al. 2007). Au début des années 2010, j'ai alors porté cette paramétrisation à l'échelle globale (Decharme et al. 2012). La crue des rivières survient lorsque la hauteur de la rivière est supérieure à la hauteur critique du lit du fleuve (Figure 2.6). A l'inverse,

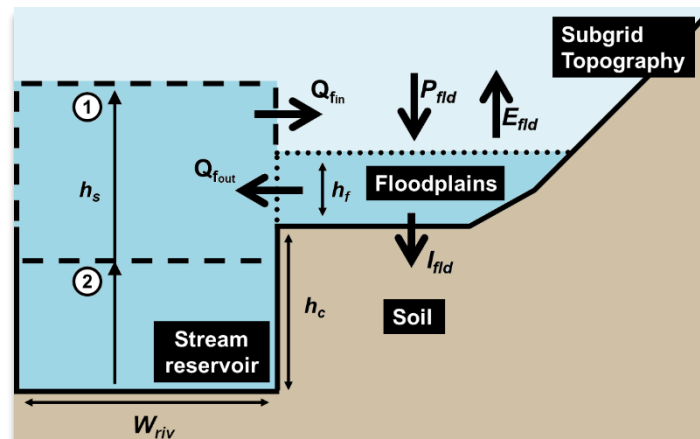


Figure 2.6 – Schéma de la dynamique des inondations simulées dans ISBA-CTRIP. (1) lorsque la hauteur de la rivière, h_s , est supérieure à la hauteur critique du lit du fleuve, h_c , un flux de crue, Q_{fin} , est calculé ; (2) lorsque l'inondation diminue, h_s devient plus bas que la hauteur d'inondations, h_f , et un flux de décrue, Q_{fout} , est simulé. Le schéma calcule aussi le captage des pluies, P_{fld} , par la plaine inondée, sa ré-évaporation, E_{fld} , vers l'atmosphère et sa ré-infiltration, I_{fld} , dans le sol. D'après Decharme et al. (2012).

la décrue s'amorce lorsque la hauteur d'eau dans la plaine inondée est supérieure à celle de la rivière. La masse d'eau pouvant potentiellement quitter ou rejoindre la rivière est proportionnelle à la différence entre la hauteur de la rivière et la somme des hauteurs du lit du fleuve et de la plaine inondée. Les flux de crue ou de décrue sont alors calculés en fonction de cette masse et d'une vitesse de transfert déterminée à l'aide de l'équation de *Manning* (1891). Via des fonctions sous-mailles liées à la topographie, le volume d'eau inondé calculé dans la maille va permettre de déterminer la hauteur d'eau des plaines inondées et leur superficie. C'est sur cette fraction inondée au sein de la maille que vont être calculés dans ISBA le captage des précipitations, l'évaporation de cette eau libre de surface et la ré-infiltration dans le sol.

Comme nous venons de le voir dans *Decharme et al.* (2019), ces processus vont avoir deux effets bien distincts sur la simulation des débits (**Figure 2.7**) : (1) l'augmentation de l'évapotranspiration continentale va limiter la surestimation des débits simulés entrevue dans nos études antérieures ; et (2) en stockant de l'eau, les plaines d'inondation permettent de lisser les pics de débits. Ces deux processus tendent à améliorer la simulation des débits de ces fleuves de manière significative surtout sur les bassins des régions boréales et tropicales. On notera aussi que dans toutes les études que j'ai menées (*Decharme et al.* 2008, 2012, 2019), la distribution spatio-temporelle des zones inondées simulées à l'échelle du globe est restée cohérente avec les estimations satellites fournies par *Prigent et al.* (2007). Le taux de ré-évaporation vers l'atmosphère dû à l'évaporation de l'eau libre en surface et à l'humidification de la zone vadose du sol via la ré-infiltration des inondations apparaît certes négligeable à l'échelle globale, de l'ordre de + 1% à + 2%, mais pas à l'échelle régionale. A cette échelle, ce taux peut être supérieur à + 25%, particulièrement sous les tropiques ou sur les plaines de l'Ob en Sibérie occidentale ou du McKenzie au nord-ouest du Canada (*Decharme et al.* 2008, 2012, 2019). Enfin, outre le modèle de *Coe et al.* (2002) à 10km de résolution sur l'Amazonie mais qui utilisait des réservoirs prédéfinis pour simuler des inondations, le schéma présenté ici fut à cette époque le premier à l'international à proposer une représentation dynamique et sous maille des plaines inondées puis à les coupler avec le bilan d'énergie des surfaces continentales. Bien que d'autres paramétrisations existent aujourd'hui à l'échelle régionale (*Beighley et al.* 2009; *Coe et al.* 2002; *Dadson et al.* 2010; *Getirana et al.* 2012) et à l'échelle globale (*Yamazaki et al.* 2011), ce schéma reste le seul à simuler l'impact des inondations saisonnières sur les bilans d'eau et d'énergie des surfaces continentales (*Casse et al.* 2015; *Decharme et al.* 2008, 2012, 2019; *Emery et al.* 2016, 2018; *Pedinotti et al.* 2012) et à être couplé à l'atmosphère dans un modèle de climat (*Voldoire et al.* 2019).

2.2.3 - Les eaux souterraines

La paramétrisation des eaux souterraines dans ISBA-CTRIP s'appuie sur la thèse de [Jean-Pierre Vergnes](#)¹ (*Vergnes* 2012) que j'avais proposée et encadrée de 2009 à 2012. Cette thèse portait sur la représentation et l'influence des nappes aquifères sur les bilans d'eau et d'énergie continentaux à l'échelle globale. Pour se faire Jean-Pierre a proposé un schéma bidimensionnel simple basé sur l'équation de diffusion des écoulements pour une nappe libre, combinaison de la loi de Darcy avec la loi de conservation de la masse, écrite en coordonnées sphériques ([équation 15](#) dans *Decharme et al.* (2019)). Cette équation est discrétisée en différences finies et résolue via un schéma numérique implicite utilisant la méthode itérative de Gauss-Seidel comme dans le modèle hydrogéologique régional MODCOU développé à l'Ecole des Mines de Paris dans les années 80 (*Ledoux et al.* 1984, 1989). Comme un cours d'eau est représenté dans chaque maille de la grille de CTRIP, les échanges de la nappe avec la rivière doivent être représentés de manière cohérente car ils contrôlent la bonne restitution des étiages.

¹ Aujourd'hui ingénieur de recherche au Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)

Ces échanges sont caractérisés par 3 situations distinctes (**Figure 2.8**) : (1) la nappe et la rivière étant totalement déconnectée, l'écoulement s'effectue uniquement de la rivière vers la nappe ; (2) une fois connectée, le niveau de la nappe est inférieur à celui de la rivière et l'écoulement s'effectue toujours de la rivière vers la nappe ; (3) la hauteur de la nappe est supérieure au niveau de la rivière et l'écoulement s'effectue de la nappe vers la rivière. Ces échanges sont alors décrits par le produit entre le gradient hydraulique nappe-rivière et une « transmissivité » d'échange. Celle-ci est équivalente au produit de la conductivité hydraulique du matériau du lit de la rivière par le ratio entre l'aire de la rivière dans la maille et l'épaisseur supposée du lit. Ces paramètres étant très difficiles à mesurer, cette transmissivité nappe-rivière est généralement calibrée en fonction des étiages observés. Jean-Pierre a lui choisi une forme originale où cette dernière est donnée par le ratio entre l'aire de la rivière dans la maille et un temps de transfert caractéristique. Ce temps de transfert varie arbitrairement de 5 jours dans les mailles amont du réseau hydrographique de CTRIP à 30 jours dans les mailles plus en aval (Vergnes *et al.* 2012; Vergnes & Decharme 2012). Lorsque la nappe et la rivière sont totalement déconnectées, ces échanges cessent si la hauteur de la rivière passe en dessous de 10 cm pour ne pas simuler une rivière complètement vide ou des débits négatifs.

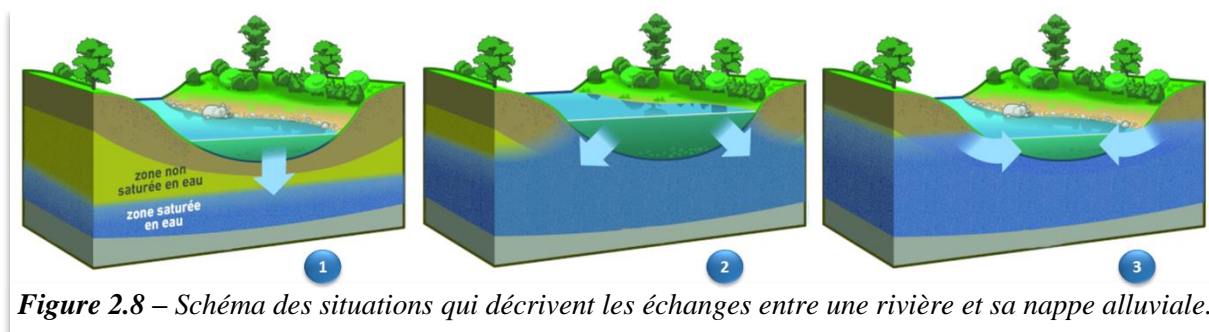


Figure 2.8 – Schéma des situations qui décrivent les échanges entre une rivière et sa nappe alluviale.

Seuls les aquifères non-confinés concernés par des mouvements diffusifs sont représentés par ce schéma. Il s'agit principalement d'aquifères à large extension situés dans (1) les bassins sédimentaires constitués de roches perméables poreuses ou fracturées ; et (2) les plaines alluviales caractérisées par des matériaux constitués de gravier et de sable, donc hautement perméables. La localisation et les propriétés hydrodynamiques de ces aquifères ont été déterminées grâce à des informations topographiques, lithologiques et géologiques. La méthode mise en place par Jean-Pierre a d'abord été testée à l'échelle régionale sur un domaine bien connu et contraint, la France, avant d'être généralisée à l'échelle globale. Outre les observations de débits, le choix de la France fut motivé par la présence d'un réseau dense de mesures *in situ* de hauteur de nappe, ainsi que par la possibilité de comparer nos résultats avec le système hydrométéorologique SIM finement calibré sur la Seine et le Rhône. Sur ce domaine, Jean-Pierre a tout d'abord construit sa modélisation à haute résolution, $1/12^\circ$ (~8 à 9km) avant de la porter et de la comparer à la résolution standard plus basse (0.5°) de CTRIP (**Figure 2.9**). CTRIP a ensuite été forcé avec le ruissellement de surface et le drainage provenant d'une réanalyse SIM indépendante réalisée sur la période d'août 1958 à août 2010 (Vidal *et al.* 2010). Quel que soit la résolution, la prise en compte des eaux souterraines a permis d'améliorer les débits d'étiage dans les régions où les aquifères sont connus pour jouer un rôle majeur, notamment le bassin versant de la Seine, sans pour autant dégrader les débits dans les autres régions (**Figure 2.9**). La comparaison des variations de nappes d'eau simulées avec celles observées ou estimées via SIM avaient aussi montré des résultats tout à fait acceptables (Vergnes *et al.* 2012).

Le schéma d'aquifère a ensuite été adapté à l'échelle globale à 0.5° de résolution en utilisant les mêmes types d'information que sur la France (Vergnes & Decharme 2012) : les

données topographiques globales [GMTED2010](#)¹ (Danielson & Gesch 2011), la carte mondiale de lithologie établie par Dürr *et al.* (2005) et la carte hydrogéologique des ressources en eau souterraine mondiales [WHYMAP](#)². La carte de lithologie est utilisée pour estimer la distribution spatiale des paramètres de porosité et de transmissivité selon le type de roche rencontré (cf. [Figure 2](#) dans Decharme *et al.* (2019)). La carte hydrogéologique WHYMAP permet, en combinaison avec la topographie globale, de délimiter les contours des principaux aquifères à l'échelle globale. Ces contours ont par ailleurs été raffinés sur les États-Unis à l'aide d'une carte fournie par l'USGS. Des simulations CTRIP à 0.5° ont été réalisées grâce aux

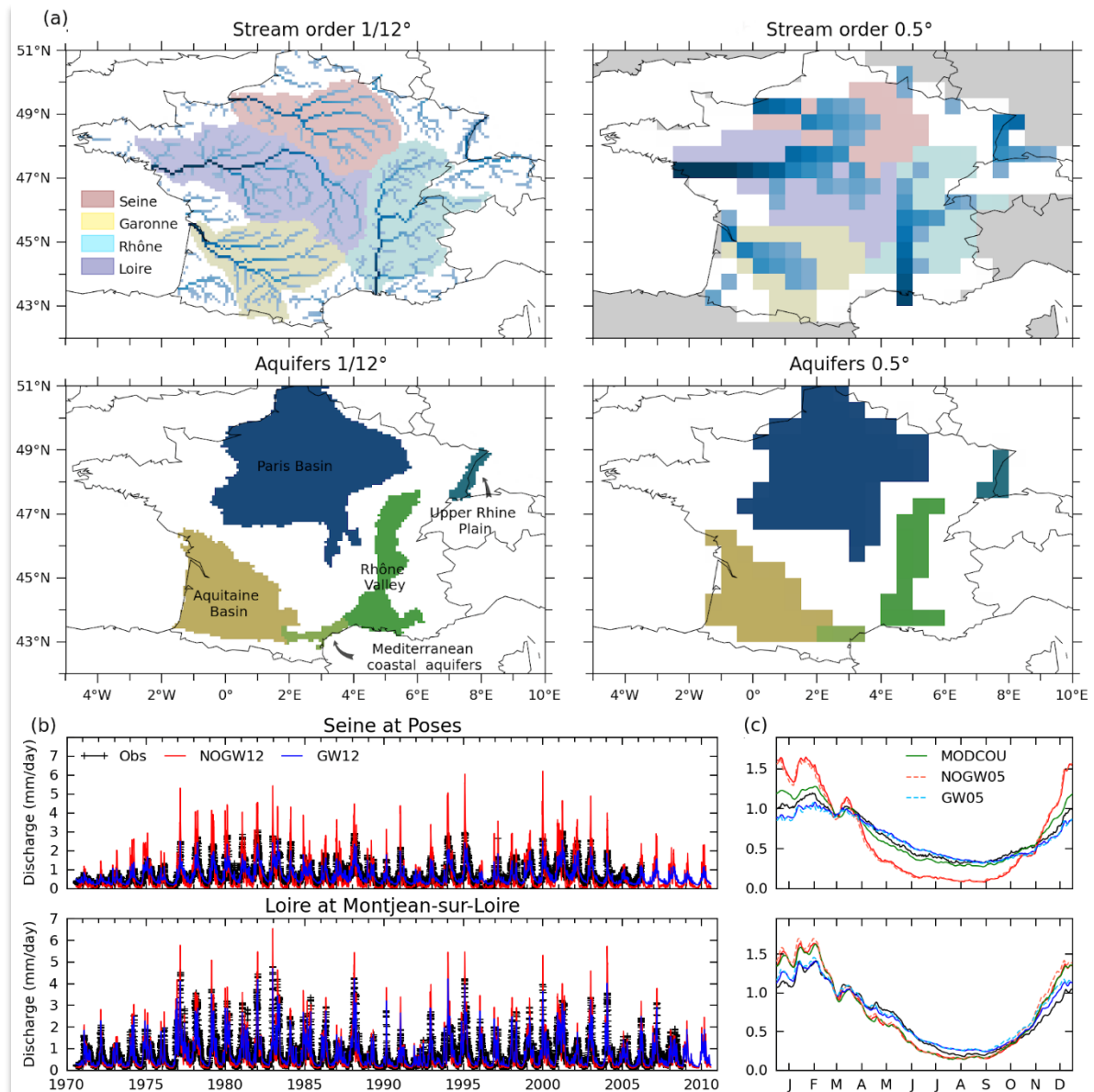


Figure 2.9 – (a) Réseaux hydrographiques, bassins majeurs et aquifères géologiques représentés dans CTRIP à haute (1/12°) et basse (0.5°) résolutions sur la France ; (b) Séries temporelles des débits observés (noir), estimés par la réanalyse SIM (vert) et simulés par CTRIP à 1/12° avec (GW12, bleu) et sans (NOGW12, rouge) aquifère sur la période 1970-2010 aux stations proches des embouchures de la Seine et la Loire ; (c) Cycles annuels moyens de ces mêmes débits calculés sur la période couverte par les observations, incluant aussi les simulations à basse résolution avec (GW05, tirets bleu) et sans (NOGW05, tirets rouge) aquifère. D'après Vergnes *et al.* (2012).

¹ « Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 »

² « World-wide Hydrogeological Mapping and Assessment Programme »

ruissellements de surface et aux drainages désagrégés à partir de la simulation indépendante ISBA-TRIP réalisée à 1° de résolution par *Alkama et al.* (2010) sur la période 1950-2008 en utilisant le forçage de l'université de Princeton (cf. [section 1.3.1](#)). Jean-Pierre a alors utilisé deux sources de données pour évaluer son schéma d'aquifères dans CTRIP. La première est constituée d'un réseau dense de mesures de débits in situ (3500 stations) compilé en regroupant les observations de plusieurs organismes invoquées plus avant (cf. [section 1.3.1](#)). La deuxième provient des données de gravimétrie fournies par le satellite GRACE permettant d'évaluer les variations du stock d'eau continental. De manière générale, la prise en compte des aquifères a amélioré les débits simulés sur les principaux bassins du monde (**Figure 2.10a**). Il en va de même pour la simulation des variations du stock d'eau continental en comparaison des estimations GRACE (**Figure 2.10b**). Ces résultats démontrèrent la robustesse du schéma développé par Jean-Pierre et l'utilité de la prise en compte des aquifères à l'échelle du globe (*Vergnes & Decharme 2012*).

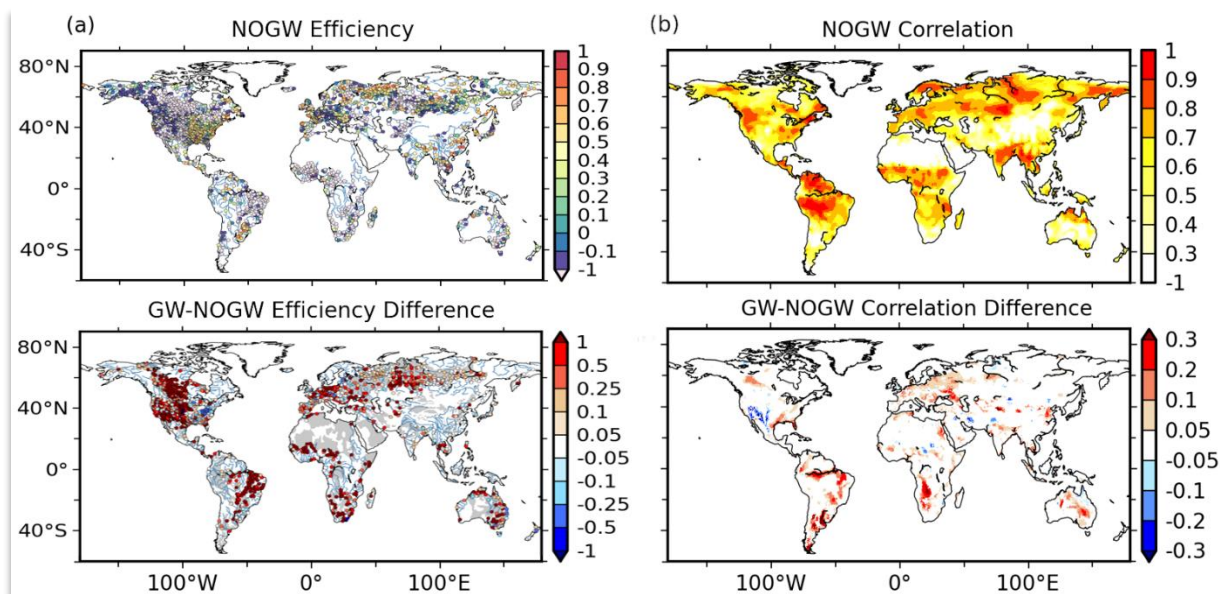


Figure 2.10 – (a) Comparaison des scores d'efficacité des débits mensuels simulés de 1960 à 2008 à 3500 stations par CTRIP avec (GW) et sans (NOGW) aquifères, le masque en grisé correspond aux bassins aquifères définis à l'échelle du globe (cf. [Figure 2](#) dans *Decharme et al. (2019)*) ; (b) Comparaison en termes de corrélations mensuelles des variations du stock d'eau continental estimées par GRACE et simulées avec (GW) et sans (NOGW) aquifères. D'après *Vergnes et Decharme (2012)*.

Le couplage avec la zone vadose du sol simulé par $ISBA_{DF}$ (**Figure 2.11**) a été réalisé à l'aide d'une approche originale qui prend en compte les hétérogénéités de topographie au sein de la maille (*Vergnes et al. 2014*). Comme le profil à l'équilibre du potentiel hydrique du sol est linéaire, il est possible de représenter le flux de capillarité entre la nappe et la base du sol via l'équation de Richards ([Equation 13](#) dans *Decharme et al. (2019)*). Ce flux est calculé seulement sur la fraction de la maille où ces remontées capillaires se produisent ([Figure 8](#) dans *Decharme et al. (2019)*). En effet, ces flux ascendants sont générés près des rivières dans les vastes plaines alluviales ou dans les creux des valons mais rarement au sommet des collines ou des montagnes. Pour déterminer cette fraction, nous utilisons une distribution à haute résolution de la topographie (1km ou 250m) dans une maille à 1/12°. Nous calculons ensuite la moyenne de cette topographie pour chaque pixel inférieur ou égal au décile considéré dans la maille pour déterminer la distribution sous-maille de l'élévation moyenne dans la maille. Par exemple, la moyenne du 10^e et dernier décile correspond à l'élévation moyenne dans la maille. L'élévation du toit de la nappe est ensuite comparée tous les jours à cette distribution pour déterminer la fraction correspondante via une interpolation linéaire entre les deux déciles englobant cette

élévation de la nappe. Par exemple, si dans des régions très plates l'élévation de la nappe simulée par CTRIP atteint la valeur de la topographie moyenne de la maille alors la fraction sera égale à 1 dans ISBA. Comme énoncé dans *Decharme et al. (2019)*, une fois déterminée à $1/12^\circ$, cette distribution est agrégée à 0.5° afin de conserver l'information acquise à plus fine résolution. Notons que comme la topographie de la rivière est déterminée comme étant la topographie moyenne du premier décile dans la maille (*Vergnes et al. 2012*), la fraction où les remontées de nappe se produisent est toujours au minimum égale à 10% de la maille. Notons que cette méthode est légèrement différente de celle mise en place dans *Vergnes et al. (2014)* qui utilisait directement la distribution cumulée de la topographie dans la maille ce qui pouvaient engendrer une légère sous-estimation de cette fraction. On comprend bien qu'au maximum, l'élévation représentative d'une maille est son élévation moyenne, qu'il en va de même pour l'élévation de la nappe simulée dans une maille de CTRIP – qui ne pourra donc jamais dépasser cette élévation moyenne – et qu'il faut donc comparer ce qui est comparable.

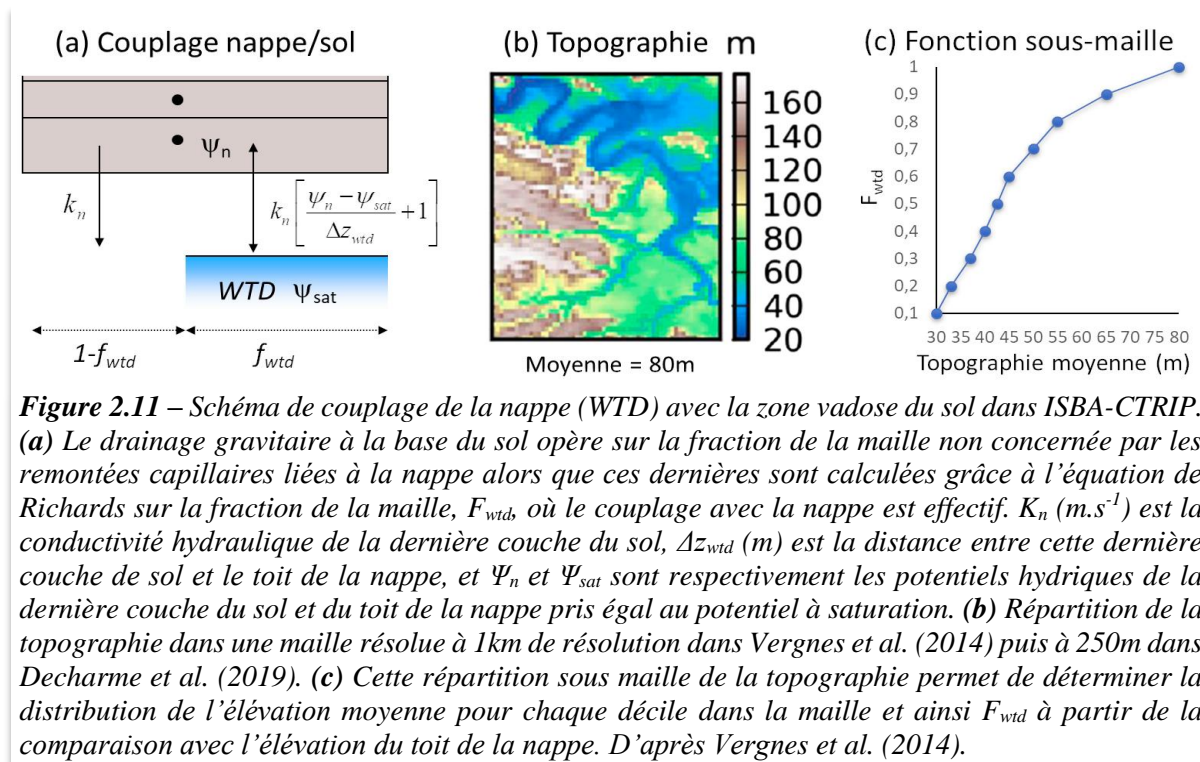


Figure 2.11 – Schéma de couplage de la nappe (WTD) avec la zone vadose du sol dans ISBA-CTRIP. (a) Le drainage gravitaire à la base du sol opère sur la fraction de la maille non concernée par les remontées capillaires liées à la nappe alors que ces dernières sont calculées grâce à l'équation de Richards sur la fraction de la maille, F_{wtd} , où le couplage avec la nappe est effectif. K_n ($m.s^{-1}$) est la conductivité hydraulique de la dernière couche du sol, Δz_{wtd} (m) est la distance entre cette dernière couche de sol et le toit de la nappe, et Ψ_n et Ψ_{sat} sont respectivement les potentiels hydriques de la dernière couche de sol et du toit de la nappe pris égal au potentiel à saturation. (b) Répartition de la topographie dans une maille résolue à 1km de résolution dans *Vergnes et al. (2014)* puis à 250m dans *Decharme et al. (2019)*. (c) Cette répartition sous maille de la topographie permet de déterminer la distribution de l'élévation moyenne pour chaque décile dans la maille et ainsi F_{wtd} à partir de la comparaison avec l'élévation du toit de la nappe. D'après *Vergnes et al. (2014)*.

Ce schéma de couplage a été mis en place et finement évalué sur la France toujours à $1/12^\circ$ et à 0.5° de résolution (*Vergnes et al. 2014*). ISBA-CTRIP a été forcé par la réanalyse SAFRAN et évalué sur la période 1979-2009 grâce aux mesures des débits des rivières (158 stations), à un vaste réseau de niveaux piézométriques¹ (400 stations) mesurant les profondeurs de nappes fournies par la base de données [ADES](#)², et aux estimations du stock d'eau continental via GRACE. Les flux de remontées capillaires ont induit une diminution de la recharge simulée par *ISBA_{DF}* vers les aquifères, un renforcement de la mémoire en humidité du sol et donc une augmentation de l'évapotranspiration continentale – localement forte et en moyenne non négligeable (~1% à 2%) – comparable à celle obtenue à l'échelle du globe ([Figure 13](#) dans *Decharme et al. (2019)*). Tout ceci engendra logiquement une légère diminution des débits annuels moyens simulés. Grâce aux débits simulés, nous pouvions donc nous assurer que le couplage nappe-sol ne dégradait pas la qualité des simulations tant à haute qu'à basse résolution comme on peut l'observer par exemple sur le bassin de la Seine dans la **Figure 2.12**. Nous

¹ Profondeur de la nappe par rapport à la surface du sol

² « Accès aux Données sur les Eaux Souterraines » en France

avons alors montré que la non prise en compte de la fraction sous-maille dans le couplage nappe-sol dégradait considérablement les simulations comme on peut le voir par exemple sur les débits de la Seine sur cette même **Figure 2.12**. De plus, le fait que les profondeurs de nappes simulées par ISBA-CTRIP coïncidèrent mieux avec les observations situées près des rivières (Vergnes *et al.* 2014) renforça notre hypothèse préalable, c'est-à-dire que ces profondeurs simulées par ISBA-CTRIP sont en grande partie représentatives des nappes peu profondes situées dans les plaines alluviales proches des rivières. Tout ceci confirma donc la nécessité de prendre en compte les hétérogénéités de topographie pour représenter les couplages nappe-sol dans les modèles. On notera pour finir que la limitation principale de ce couplage est que l'[Equation 13](#) dans Decharme *et al.* (2019) ne permet pas à la nappe de « pénétrer » dans le sol d'ISBA puisque comme noté dans Vergne *et al.* (2014) cette équation n'est résolue que pour une profondeur de nappe limitée au minimum à la profondeur « hydrologique » du sol d'ISBA. Néanmoins, ce schéma hydrogéologique simple représentant les aquifères des plaines alluviales et couplant la nappe et la zone vadose du sol est un des rares à pouvoir être implémenté aujourd'hui à l'échelle globale dans un modèle de climat.

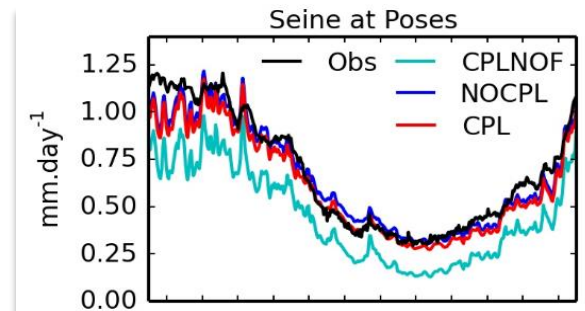


Figure 2.12 – Cycle annuel moyen des débits journaliers observés (noir) sur la période 1979-2009 et simulés par ISBA-CTRIP à 1/12° proche de l'embouchure de la Seine pour des simulation et sans couplage nappe-sol (NOCPL, bleu), avec (CPL, rouge) et avec mais sans prendre en compte la fraction sous maille (CPLNOF, cyan). D'après Vergnes *et al.* (2014).

2.3 - Et dans notre modèle de climat alors ?

Tous les développements en liens avec ISBA-CTRIP, le coupleur OASIS-MCT ou le serveur d'entrée/sortie XIOS ont été mis en place dans la version 8.0 de SURFEX par mes collègues et moi-même. On soulignera aussi l'effort important de mes collègues du groupe de modélisation à méso-échelle du CNRM afin de développer et d'implémenter dans SURFEX la base de données physiographiques ECOCLIMAP-II ainsi que le modèle de lac FLake. Comme nous allons aussi le voir, grâce à ce dernier j'ai aussi pu me pencher sur la modélisation des lacs à l'échelle globale et sur leurs impacts sur le climat. Cette configuration de SURFEX associées à la version 6.3 du modèle atmosphérique ARPEGE-Climat, à la version 3.6 du modèle océanique NEMO et à la version 6 du modèle de glace de mer GELATO constitue aujourd'hui le modèle CNRM-CM6 (Voldoire *et al.* 2019), la sixième version du modèle de climat du CNRM-CERFACS (**Figure 2.13**). Ce modèle vient de participer à CMIP6 et donc « contribuera » à l'élaboration du 6^e rapport du GIEC.

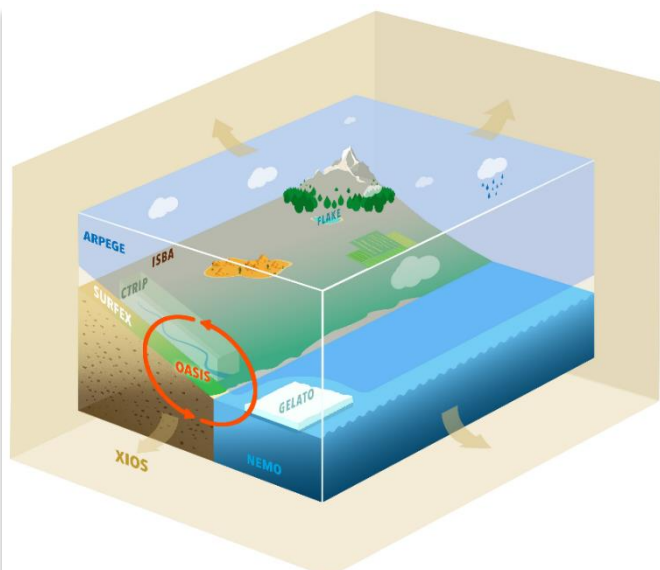


Figure 2.13 – Représentation schématique du modèle de climat CNRM-CM6. D'après Voldoire *et al.* (2019).

2.3.1 - L'impact des lacs

Plusieurs études ont montré que les lacs, surtout ceux de l'hémisphère Nord, peuvent avoir une influence non négligeable sur l'atmosphère en humidifiant et refroidissant ses basses couches (Balsamo et al. 2012; Bonan 1995; Krinner 2003; Lofgren et al. 2002). Notre ancien modèle de climat, CNRM-CM5, ne représentait que quelques grands Lacs en Amérique du Nord et en Afrique ou plutôt seulement les flux d'eau et d'énergie vers l'atmosphère qui en sont issus en imposant une température de surface d'eau provenant de réanalyses ou extrapolée à partir des températures de surface de la mer les plus proches. C'est comme cela, par exemple, que de manière peu réaliste se retrouvait sur le lac Victoria la température de surface de la mer d'une maille de l'océan indien. Ce constat m'a mené à m'intéresser à la thermique des lacs et plus particulièrement au modèle FLake (Mironov 2008) inclus dans SURFEX en étroite collaboration avec Patrick Le Moigne. En 2013, nous avons monté le projet SWOT-LAKE afin de quantifier l'importance de la représentation des lacs pour la modélisation du climat à l'échelle globale, du moins avec notre modèle. En effet, certaines régions du globe disposent d'une couverture de lacs importante. C'est le cas par exemple en Amérique du Nord dans la région des grands lacs, mais aussi plus au nord, dans les régions boréales où la densité de lacs est également très forte (**Figure 2.14**). Dans ces régions, le gel en début d'hiver et le dégel au printemps modifient sensiblement la nature même des échanges d'énergie entre la surface et l'atmosphère. Lorsque le gel se forme à la surface d'un lac, il en modifie les propriétés radiatives comme sa température en surface, son albédo ou son émissivité. Lorsque la neige s'accumule sur la surface englacée d'un lac, toutes ces propriétés évoluent aussi. De plus, le manteau neigeux va isoler le lac de l'atmosphère lui permettant de garder une température « interne » proche de 0°C.

A cette époque au CNRM, FLake était généralement utilisé à l'échelle locale sur des lacs bien connus des moyennes latitudes. FLake simule l'évolution du profil de température de l'eau sur la verticale de la surface jusqu'au fond du lac, de son gel en surface et du manteau neigeux au-dessus. Le projet SWOT-LAKE était donc une étude de faisabilité afin de porter FLake à l'échelle globale. Une première étape importante fut de modifier la base globale de données physiographiques à 1km de résolution ECOCLIMAP-II pour séparer les lacs des rivières et pour améliorer les estimations des profondeurs des lacs. Pour ce faire nous nous sommes appuyés sur la base de données [GLWD](#)¹ qui

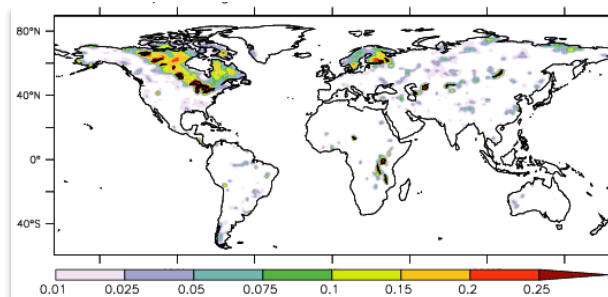


Figure 2.14 – Distribution globale des fractions de couverture de lacs dans CNRM-CM à ~1.4° de résolution dérivée de la base de données ECOCLIMAP-II à 1km de résolution. D'après Le Moigne et al. (2016).

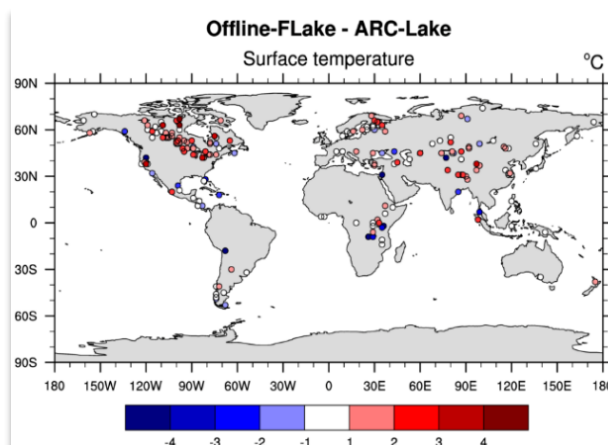


Figure 2.15 – Biais annuels (°C) des températures de surface des lacs simulés en mode forcé par ERA-Interim par rapport aux estimations ARC-Lake sur la période 1991-2010. D'après Le Moigne et al. (2016).

¹ « Global Lakes and Wetlands Database »

distingue les lacs, les réservoirs, les rivières et tout autre type de surface d'eau. En parallèle de ce travail, la base de données de profondeurs de lacs a aussi été révisée. La deuxième étape fut de proposer quelques améliorations dans FLake (Le Moigne et al. 2016). Patrick a par exemple introduit une température de « peau » en surface visant à mieux représenter la température radiative car la température en surface simulée par FLake était en fait celle de la couche de mélange pouvant atteindre plusieurs centimètres. De mon côté, je me suis plutôt concentré sur la correction de certains aspects défectueux du bilan d'énergie (non prise en compte de l'émissivité dans le bilan radiatif net en surface, densité de neige irréaliste, calcul de l'albédo, etc.). Enfin, les températures de surface de lacs modélisées par cette nouvelle version de FLake en mode forcé par la réanalyse ERA-Interim sur les 200 plus grands lacs du monde furent comparées aux températures de surface issues d'observations satellites fournies par la base de données [ARC-Lake](#)¹. Les résultats obtenus montrèrent un bon comportement général du modèle même si le biais annuel moyen de la température de surface simulée par FLake restait généralement positif de 1°C à 3°C (**Figure 2.15**), ce qui reste raisonnable au regard des incertitudes intrinsèques au forçage radiatif imposé et aux estimations satellites utilisées.

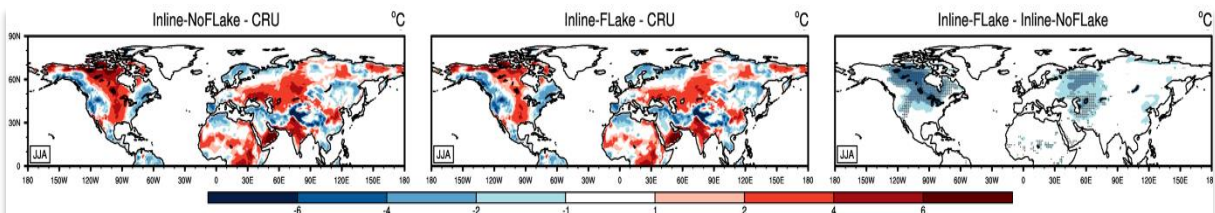


Figure 2.16 – Comparaison sur la période 1979-2010 des moyennes estivales des températures de l'air à 2m quotidiennes maximales observées par le CRU et simulées avec (Inline-Flake) et sans (Inline-NoFlake) la prise en compte des lacs dans CNRM-CM5. Les zones grisées sur le panel de droite indiquent une significativité de 95%. D'après Le Moigne et al. (2016).

Jeanne Colin a ensuite évalué sur la période 1979 à 2010 – après mise à l'équilibre du modèle – l'impact de FLake dans notre modèle de climat de l'époque, CNRM-CM5, en mode découplé de l'océan, c'est-à-dire en prescrivant des températures de surface de la mer observées (Le Moigne et al. 2016). Durant l'été dans l'hémisphère nord, la simulation de la température de surface des lacs dans CNRM-CM5 a pour principal impact de refroidir considérablement les températures quotidiennes maximales de l'air à 2 m au-dessus des Grands Lacs, d'une grande partie du Canada, de l'ouest de la Russie et, dans une moindre mesure, de la région située à l'est de la mer Caspienne. Comme ces zones sont affectées par un biais chaud systématique et relativement fort en été comparé aux données de température de l'air à 2m du [CRU](#)², l'impact de FLake apparut clairement positif ici (**Figure 2.16**).

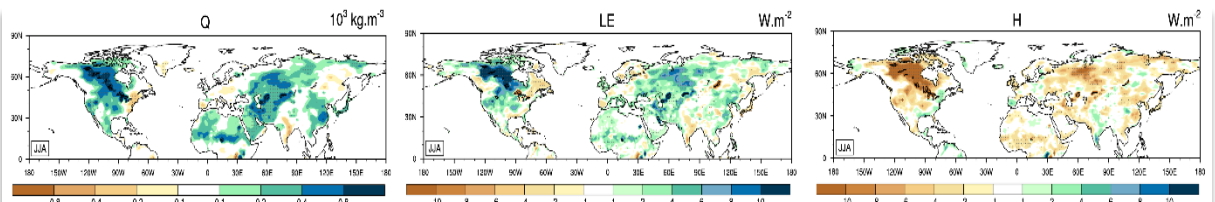


Figure 2.17 – Différences sur la période 1979-2010 des moyennes saisonnières avec et sans (Inline-Flake – Inline-noFLake) la prise en compte des lacs dans CNRM-CM5 pour l'humidité spécifique de l'air à 2m (Q à gauche), le flux de chaleur latente (LE au centre) et le flux de chaleur sensible (H à droite). Les zones grisées indiquent une significativité de 95%. D'après Le Moigne et al. (2016).

¹ « Along track scanning radiometers Reprocessing for Climate: Lake surface water temperature & ice cover »

² « Climatic Research Unit »

Les processus impliqués sont assez simples. Pendant la journée, la surface des lacs est plus froide que celle des continents environnants, le flux de chaleur sensible est ainsi réduit et l'atmosphère est moins chauffée par la surface. L'augmentation du flux de chaleur latente, due à une augmentation significative de l'évaporation au-dessus des lacs au cours de la journée, induit une humidification des basses couches de l'atmosphère qui contribue aussi à diminuer la température maximale quotidienne estivale (**Figure 2.17**). Durant l'hiver et dans une moindre mesure au printemps, dans les zones de forêts au nord du Canada, l'enneigement des lacs entraîne une augmentation de l'albédo de surface comparé à une simulation sans lacs, une diminution à la fois de la température de surface et de la température de l'air juste au-dessus et donc une réduction du biais chaud simulé par rapport aux données du CRU. Durant l'automne à l'inverse, la température de surface des lacs est plus chaude que celle sans lac à cause de la plus forte inertie thermique de l'eau que celle d'un sol ou d'une forêt. Ceci entraîne un réchauffement et une augmentation des biais chauds sur le nord du Canada et la Scandinavie. Néanmoins, comme on pouvait s'y attendre, ces résultats doivent être relativisés car les changements induits par FLake sur le climat simulé par CNRM-CM5 sont plutôt limités et restent la plupart du temps locaux et confinés aux niveaux les plus bas de l'atmosphère. On notera pour finir que (1) la configuration de FLake utilisée aujourd'hui dans CNRM-CM6 est similaire à celle mise en place par *Le Moigne et al.* (2016) ; et (2) l'impact de FLake dans CNRM-CM6 est en tout point comparable à celui explicité ici dans CNRM-CM5.

2.3.2 - L'impact de la nouvelle surface sur l'état moyen

Lors de l'évaluation de CNRM-CM6, nous avons montré dans *Voldoire et al.* (2019) et *Roehrig et al.* (2020) que les biais durant les étés boréaux étendus – Juin à Septembre – de la température de l'air (cf. **Figure 2.18**) et des précipitations (cf. **Figure 2.19**) avaient été réduits de manière significative sur les continents aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord (>35°N) dans CNRM-CM6 comparé à CNRM-CM5. Inversement, nous avons aussi noté un renforcement de biais froids hivernaux – Décembre à Mars – sur l'Amérique du nord et le sud-est asiatique ainsi qu'une aggravation d'un biais chaud sur l'est de la Sibérie. Plus au sud, sous les tropiques et les extra-tropiques, les déficits chroniques de précipitation sur l'Amérique du sud rencontrés dans CNRM-CM5 n'ont été que très partiellement réduits dans CNRM-CM6 de Juin à Septembre et légèrement creusés de Décembre à Mars. Sur l'Afrique et quelle que soit la saison, un renforcement très marqué des biais négatifs de précipitations dans CNRM-CM6 est concomitant avec l'apparition d'un fort biais chaud. Par contre, ce que nous n'avons pas montré, c'est que ces déficits chroniques de précipitation – et les biais chauds associés – sous les tropiques et les extra-tropiques semblent être corrélés avec la présence d'un biais sec généralisé d'humidité spécifique de l'air dans les basses couches atmosphériques (cf. **Figure 2.20**). La question que l'on peut alors se poser est de savoir qui a le plus contribué à tous ces changements entre la nouvelle physique continentale dans SUREX – comprenant ISBA-CTRIP, FLake et ECOCLIMAP-II – et la nouvelle physique atmosphérique dans ARPEGE-Climat-v6.3 qui a aussi beaucoup évolué ces 10 dernières années.

Pour tenter de répondre à cette question, j'ai utilisé des simulations (des ensembles de 5 membres à chaque fois) type [AMIP](#)¹ effectuées avec CNRM-CM5 et CNRM-CM6 sur la période de 1870 à 2014, c'est-à-dire des simulations continent-atmosphère couplées où les températures de surface de la mer sont prescrites par des observations. J'ai aussi réalisé le même ensemble de 5 membres en activant l'ancienne version CNRM-CM5 de SURFEX dans ARPEGE-Climat-v6.3, cet ensemble à « physique de surface intermédiaire » étant noté ARP_{CM6}-SFX_{CM5}. Ces 3 versions ont été confrontées sur la période historique 1980-2010 à la

¹ « Atmospheric Modelling Intercomparison Project »

moyenne d'ensemble de plusieurs jeux d'observations/réanalyses de température de l'air à 2m ([BEST](#)¹, [CRU-TS4](#)² et [GHCN-CAMS](#)³; **Figure 2.18**), de précipitation (GPCC, [GPCP](#)⁴, MSWEP; **Figure 2.19**) et d'humidité relative à 2m (CRU-TS4, ERA-Interim et [NCEP/NCAR](#)⁵; **Figure 2.20**). Pour déterminer les zones du globe où les différences entre deux simulations sont significatives, j'ai utilisé le test statistique FDR⁶ (*Wilks* 2016) plus discriminatoire qu'un simple t-test. Enfin, j'ai aussi quantifié la part de changement dûe à chaque nouvelle physique – atmosphérique ou surface – comme la moyenne spatiale du rapport entre chaque changement et la somme totale de tous les changements.

Comme le montre les **Figure 2.18**, les changements globaux de biais de températures estivales ainsi que la diminution du biais chaud aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord dans CNRM-CM6 comparé à CNRM-CM5 sont majoritairement dus à la nouvelle physique atmosphérique. En effet, les régions, où la différence entre $ARP_{CM6-SFX_{CM5}}$ versus CNRM-CM5 (**Figure 2.18e**) sont significatives, sont plus étendues qu'entre CNRM-CM6 versus $ARP_{CM6-SFX_{CM5}}$ (**Figure 2.18f**). De plus, si l'on considère l'ensemble des changements de ces températures estivales, en moyenne l'effet nouvelle physique atmosphérique représente alors la majorité de ces changements ($C_{gh} = \sim 57\%$) soulignant alors le rôle secondaire que joue la nouvelle surface sans tout de même que ce dernier ne soit négligeable. Même si je ne peux pas tout montrer ici, il en va de même durant l'hiver (Décembre à Février) alors que durant l'Automne (septembre à Novembre) l'effet nouvelle physique atmosphérique est un peu plus marqué et représente alors les deux tiers des changements. Au printemps (Mars à Mai), l'impact de la nouvelle surface sur les changements de température est plus proche voire supérieur à l'impact de la nouvelle physique atmosphérique. Là, le taux de changement est de 49% pour la nouvelle surface contre 51% pour la nouvelle physique atmosphérique et passe même respectivement à 62% contre 38% dans l'hémisphère Nord.

En ce qui concerne les précipitations estivales, la **Figure 2.19** montre que la diminution du biais négatif aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord (surtout Amérique et Europe du Nord) dans CNRM-CM6 comparé à CNRM-CM5 sont largement en faveur de la nouvelle physique atmosphérique ($C_{gh} = \sim 61\%$). C'est aussi le cas à l'échelle globale où le taux de changements de la nouvelle physique atmosphérique atteint 57% contre 43% pour la nouvelle surface. Ceci est généralisable aux autres saisons puisque que ce soit en automne, au printemps ou en hiver, les deux tiers des changements dans la plupart des régions du monde sont attribuables à la nouvelle physique atmosphérique. Les faibles impacts résultant de la nouvelle physique de surface vont alors s'observer principalement au-dessus des forêts tropicales d'Amazonie et d'Afrique centrale réduisant de manière non négligeable les déficits de précipitation simulés sur ces régions.

Enfin, on notera grâce à la **Figure 2.20**, que les déficits estivaux de précipitations semblent coïncider avec des basses couches atmosphériques très sèches dans CNRM-CM6. Ces biais – qui ne datent pas d'hier puisqu'ils étaient déjà présent dans CNRM-CM5 – sont sensiblement renforcés par la nouvelle physique atmosphérique. On notera tout de même que l'impact de la nouvelle physique de surface est plus que positif – et même dominant dans l'hémisphère Nord – puisqu'elle contribue sensiblement à limiter cet assèchement des basses couches atmosphériques induit par cette nouvelle physique atmosphérique dans bien des régions du monde et ceci quelle que soit la saison.

¹ « Berkeley Earth Surface Temperatures »

² « Climatic Research Unit » TS4 version

³ « Global Historical Climatology Network – Climate Anomaly Monitoring System »

⁴ « Global Precipitation Climatology Project »

⁵ « National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research »

⁶ « False Discovery Rate »

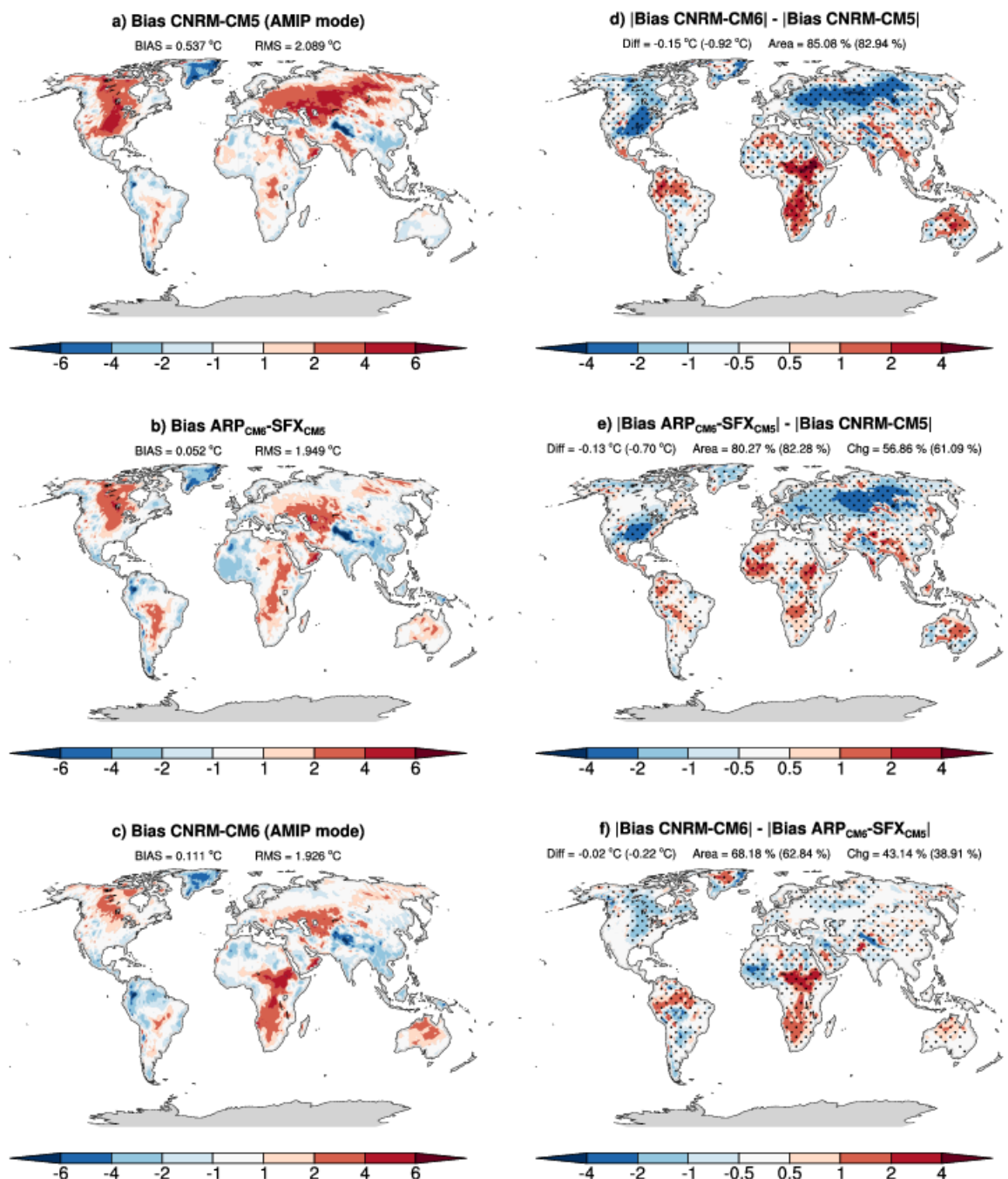


Figure 2.18 – Biais sur les continents (sauf Antarctique) de la température de l'air à 2m (en °C) durant les étés boréaux « étendus » (Juin à Septembre) simulés en mode AMIP (températures de surface de la mer prescrites) sur la période historique de 1981 à 2010 par (a) CNRM-CM5, (b) CNRM-CM6 mais avec l'ancienne version de SURFEX ($ARP_{CM6}-SFX_{CM5}$) et (c) CNRM-CM6. Ces biais sont estimés comme étant la différence entre les moyennes d'ensemble des simulations historiques de chaque modèle et la moyenne d'ensemble de 3 produits d'observations (voir texte). Les différences des valeurs absolues de ces biais sont aussi données pour (d) CNRM-CM6 versus CNRM-CM5, (e) $ARP_{CM6}-SFX_{CM5}$ versus CNRM-CM5 pour isoler l'effet « nouvelle physique atmosphérique » et (f) CNRM-CM6 versus $ARP_{CM6}-SFX_{CM5}$ pour isoler l'effet « nouvelle physique de surface ». Des valeurs négatives (bleu) indiquent que par exemple en (d) CNRM-CM6 se rapproche des observations par rapport à CNRM-CM5 et inversement pour des valeurs positives (rouges). Les zones tachetées correspondent aux régions où les différences entre les deux simulations sont statistiquement significatives (voir texte). Les moyennes spatiales des différences des valeurs absolues de ces biais (diff), des pourcentages des surfaces significatives par rapport à l'aire totale des continents (Area) et du taux de changement entre ces deux simulations par rapport au changement total (Chg) sont aussi données pour l'ensemble des continents et, entre parenthèses, le nord de l'hémisphère Nord ($>35^{\circ}N$).

En résumé, cet exercice montre que sur continent, en général, l'effet de la physique de surface sur les biais climatologiques d'un modèle de climat sont du deuxième ordre par rapport à la physique atmosphérique. Mais deuxième ordre ne signifie pas négligeable. Les températures estivales, hivernales et printanières dans l'hémisphère Nord, les précipitations au-dessus des forêts tropicales et l'humidité de l'air en toute saison semblent être tout aussi impactées par la physique de surface que par la physique atmosphérique. Il nous restera maintenant à analyser quels sont dans ARPEGE et SURFEX les processus à la base de ces impacts. Même si rien n'est encore sûr, il apparaît par exemple que la réduction des biais chaud estivaux dans l'hémisphère Nord serait majoritairement dus à la nouvelle climatologie d'aérosol atmosphérique utilisée dans ARPEGE-Climat-v6.3. Les changements des taux de précipitations et peut-être d'humidité de l'air dans les basses couches seraient eux logiquement liés à l'utilisation d'un nouveau schéma de convection. Pour tous les changements imputables à la

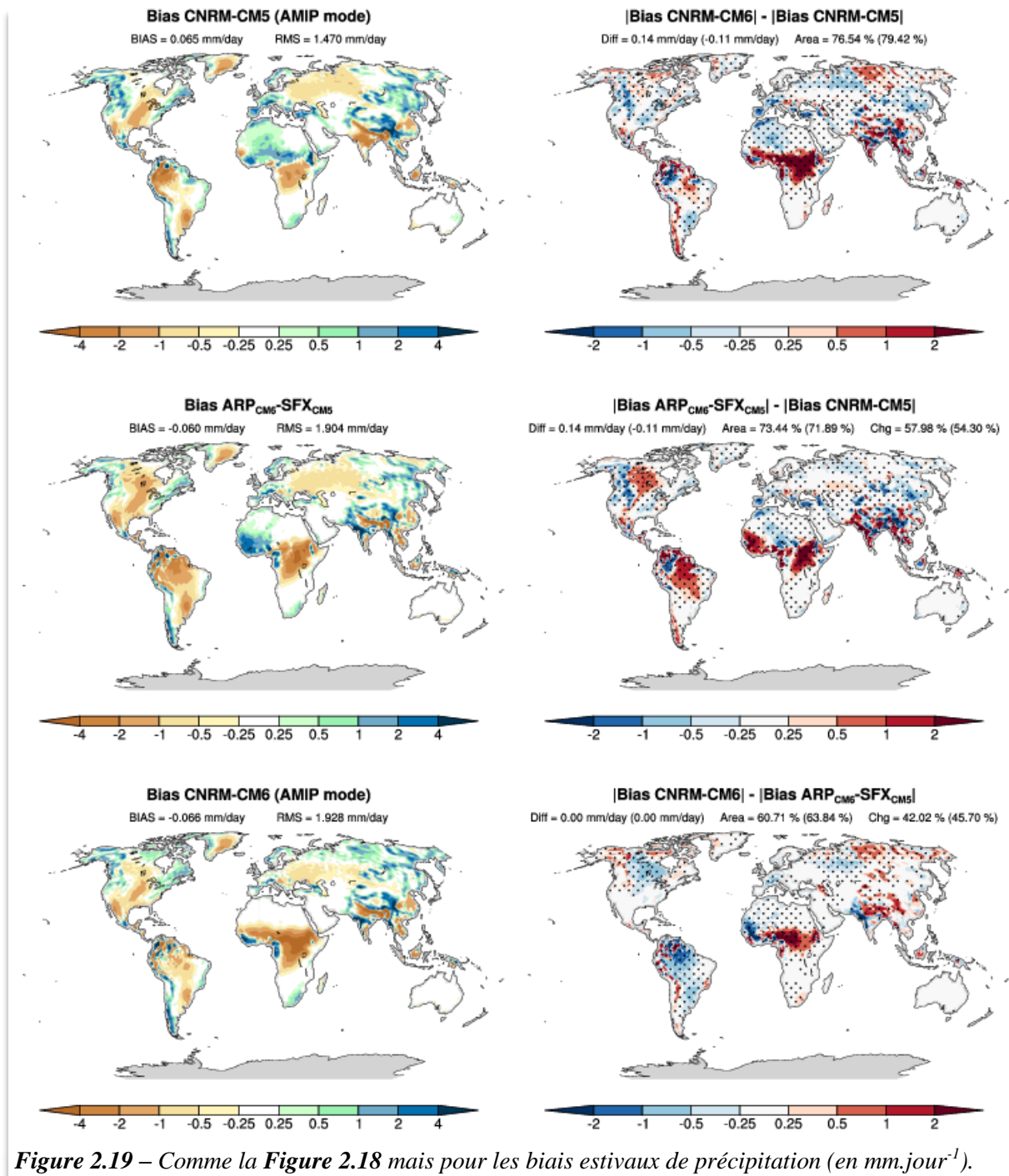
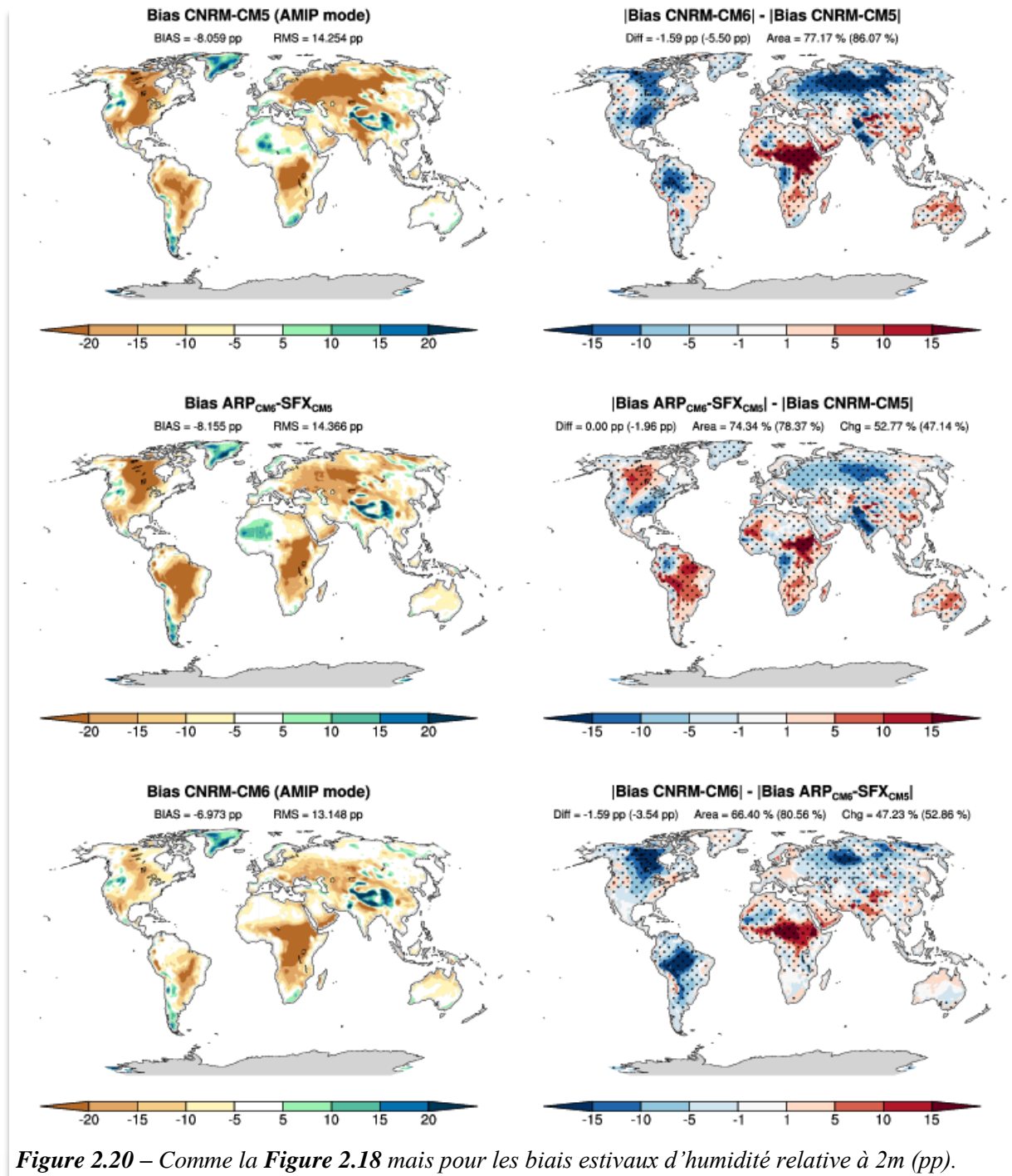


Figure 2.19 – Comme la Figure 2.18 mais pour les biais estivaux de précipitation (en mm.jour⁻¹).

surface, les mécanismes sont complexes à disséquer surtout quand il s'agit de modélisation couplée avec l'atmosphère. Une des pistes serait liée à l'augmentation de la « mémoire de l'hydrologie » imputable à FLake (Le Moigne *et al.* 2016) et ISBA-CTRIP (Decharme *et al.* 2019) qui contribuerait à augmenter l'humidité dans les basses couches atmosphériques toute l'année, une autre aux nouveaux albédos qui favoriseraient des taux de précipitations plus élevés sur les forêts tropicales mais dégraderaient ceux des régions de mousson. En hiver, les biais froids qui apparaissent en Amérique du Nord et dans le sud-est asiatique pourraient être liés à un déficit de rayonnement solaire atteignant la surface ou à des albédos de la neige un peu trop élevés (cf. [Section 3.1](#)). Quant à l'origine du biais chaud est-sibérien en hiver, il reste aujourd'hui encore un mystère. Cet exercice est assez préliminaire et les hypothèses émises ici concernant l'impact de la nouvelle physique de surface sur la climatologie de l'état moyen simulée par CNRM-CM6 devront être confirmées dans les années à venir.



2.3.3 - L'impact sur l'état moyen du cycle continental de l'eau simulé

Au-delà de l'impact des surfaces continentales sur les biais climatiques des variables atmosphériques proches de la surface, j'ai aussi cherché à savoir si les améliorations simulées par ISBA-CTRIP en mode « forcé » (Decharme et al. 2019) se retrouvaient dans CNRM-CM6. La question sous-jacente est : « Est-ce que notre nouveau modèle de climat simule de manière assez réaliste le cycle continental de l'eau pour pouvoir étudier l'évolution de ce cycle en mode couplé et donc se passer de simulations additionnelles en mode forcé ? ».

Nous avons commencé à regarder cet aspect dans Voldoire et al. (2019) sans aller très loin. Par exemple, nous avons analysé les cycles annuels climatologiques d'enneigement simulés par CNRM-CM5 et CNRM-CM6 dans les régions boréales (Figure 2.21) que nous avons comparé à deux jeux d'observations, NSIDC¹ et CanSISE², dont plus de détails sont donnés dans Voldoire et al. (2019). Nous avons alors retrouvé exactement tous les résultats obtenus en mode forcé dans Decharme et al. (2019), à savoir, une meilleure simulation de l'enneigement durant l'automne et l'hiver avec ISBA-CTRIP mais une fonte trop précoce au printemps. Cette bonne simulation de l'enneigement permet par la suite de simuler de manière assez réaliste l'étendue du pergélisol ainsi que la profondeur de sa couche active en été (Figure 2.22). On notera tout de même que cette couche active estivale est plus profonde qu'en mode forcé (Figure 6 dans Decharme et al. 2019) et son épaisseur est faiblement surestimée par rapport aux observations. Ceci s'explique par un biais chaud résiduel dans ces régions durant l'été (Figure 2.18c). Malgré cela, la représentation du pergélisol dans CNRM-CM6 sur la période présente reste assez réaliste et de bonne qualité comparé à l'état de l'art de ce que représentaient les anciens modèles CMIP5 (Lawrence et al. 2012).

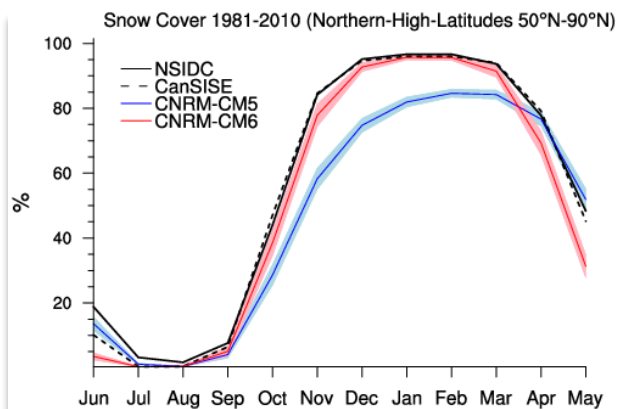


Figure 2.21 – Comparaison sur la période historique entre les cycles saisonniers moyens mensuels observés et simulés dans le nord de l'hémisphère Nord de l'étendue de la couverture neigeuse. Les observations sont en noir, CNRM-CM5 en bleu et CNRM-CM6 en rouge. La moyenne d'ensemble composé de 10 membres pour chaque modèle est montrée avec son incertitude associée ($\pm 1,64$ fois la variance entre les membres). D'après Voldoire et al. (2019).

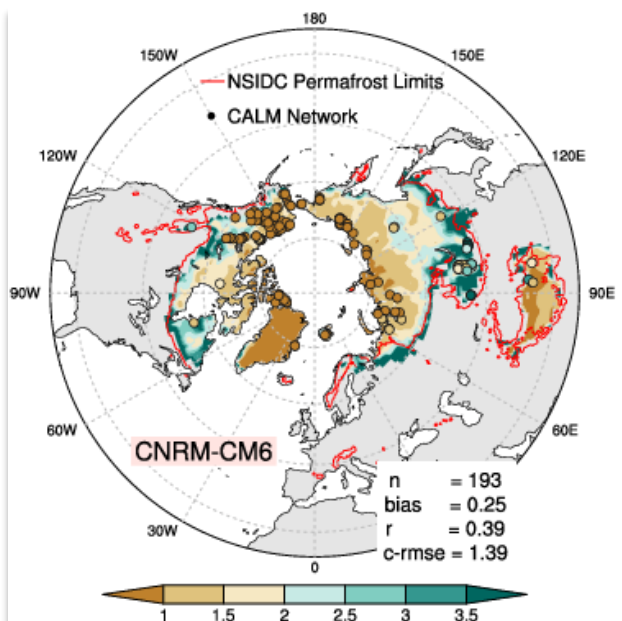


Figure 2.22 – Comparaison des caractéristiques du pergélisol observées et simulées par CNRM-CM6 sur la période historique comme dans la Figure 6 de Decharme et al (2019). Les scores obtenus par comparaison aux observations du réseau CALM sont aussi donnés.

¹ « National Snow and Ice Data Center »

² « Canadian Sea Ice and Snow Evolution »

Grâce aux mêmes diagnostics et donc aux mêmes observations/estimations utilisées dans Decharme *et al.* (2019) en [section 2.1.2](#), j'ai pu étudier le comportement hydrométéorologique de CNRM-CM6 (et donc ISBA-CTRIIP en mode couplé) en comparaison de CNRM-CM5. En effet, si on regarde par exemple la climatologie simulée des débits des grands fleuves du monde (**Figure 2.23**), il en ressort que CNRM-CM6 présente une aptitude remarquable à bien représenter les écoulements de l'ensemble des fleuves arctiques même si, comme nous l'avons déjà vu, la fonte trop précoce du manteau neigeux implique un déphasage du pic annuel de crue d'une quinzaine de jours. Ceci souligne aussi la bonne simulation de l'évapotranspiration et des précipitations dans ces régions. Plus au sud, aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord, l'amélioration de la simulation de la climatologie des précipitations dans

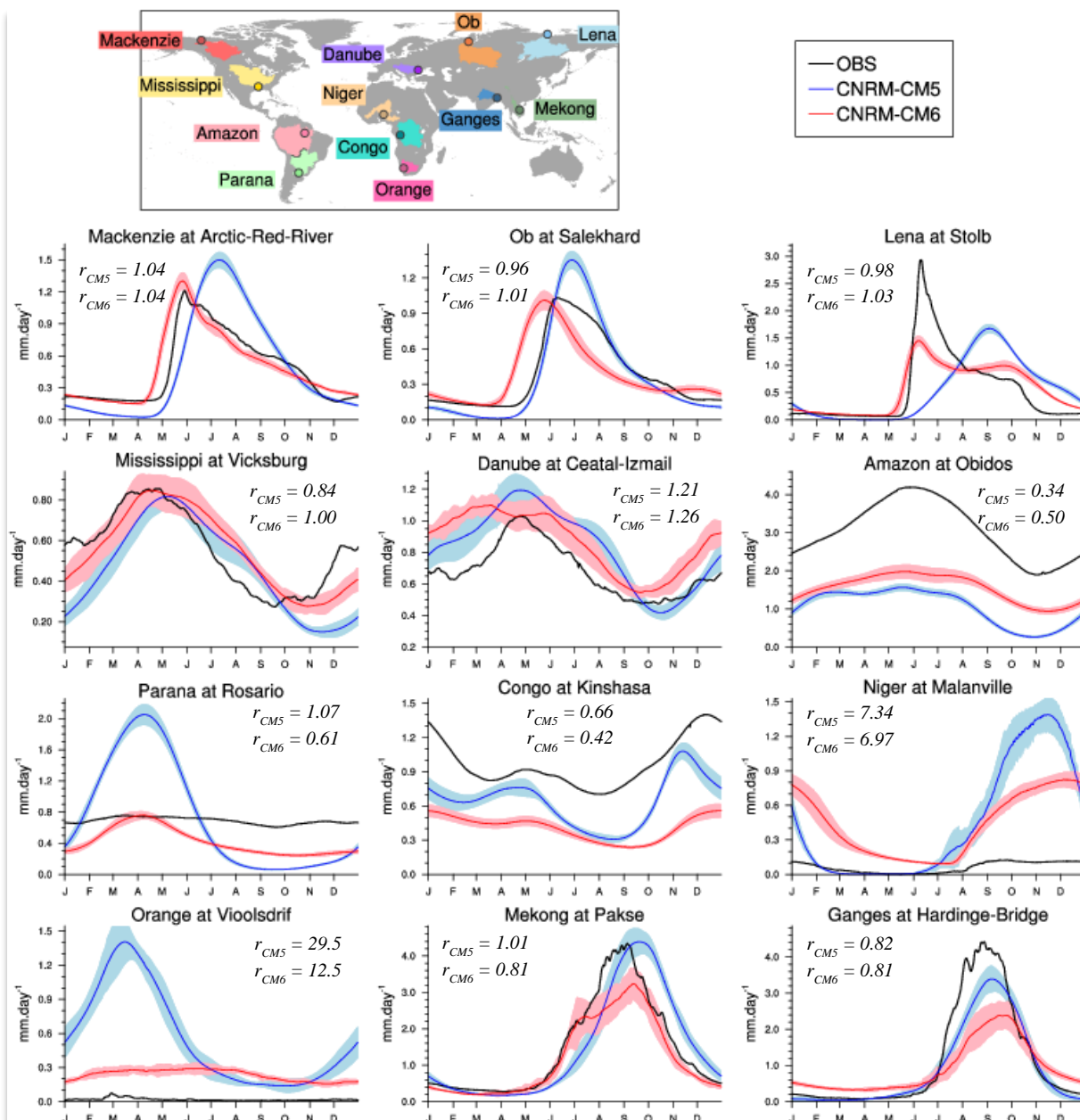


Figure 2.23 – Comparaison sur la période 1979-2010 des climatologies des cycles saisonniers des débits quotidiens (mm.jour^{-1}) simulés et observés aux mêmes stations que dans la [Figure 14](#) de Decharme *et al.* (2019). La moyenne d'ensemble des débits simulés par CNRM-CM5 est en bleu et celle des débits simulés par CNRM-CM6 est en rouge. Chaque moyenne d'ensemble composée de 10 membres est montrée avec son incertitude associée ($\pm 1,64$ fois la variance inter-membre). Les ratios annuels des moyennes d'ensembles de CNRM-CM5 (r_{CM5}) et CNRM-CM6 (r_{CM6}) sont aussi donnés.

CNRM-CM6 sur l'Est des États-Unis d'Amérique – malgré une surestimation des précipitations printanières – lui permet de mieux représenter les débits du Mississippi comparé à CNRM-CM5. En Europe, une surestimation chronique des précipitations durant l'hiver et le printemps engendre toute l'année une surestimation des débits du Danube que ce soit dans CNRM-CM5 ou, de manière un peu plus marquée, dans CNRM-CM6. On notera tout de même que la meilleure dynamique saisonnière des débits simulés sur ces deux bassins est principalement liée, comme en mode forcé, aux nouveaux processus représentés dans ISBA-CTRIP – schéma de sol diffusif, plaines inondables et aquifères – avec un effet dominant des eaux souterraines qui contribuent à retarder les débits intenses des rivières de la saison humide à la saison sèche. Sous les tropiques, bien qu'ISBA-CTRIP semble améliorer la simulation de la dynamique saisonnière des écoulements des fleuves dans CNRM-CM6 comparé à CNRM-CM5 comme en mode forcé, la forte sous-estimation des précipitations simulées toute l'année dans ces régions entraînent une forte sous-estimation des débits annuels calculés que ce soit en Amérique du Sud (cf. Amazone et Paraná) ou en Afrique centrale (Congo). A l'inverse, en Afrique du Sud, une forte surestimation des précipitations entraîne une forte surestimation des débits du fleuve Orange. Dans les zones de mousson, le cas du Niger avec ces zones endoréiques non représentées dans CTRIP posent problèmes comme discuté dans *Decharme et al. (2019)*. Ceci explique le fait que même si la mousson ouest-africaine est sous-estimée dans CNRM-CM6, les débits restent eux largement surestimés. Enfin, en Asie, une sous-estimation dans CNRM-CM6 de la mousson plus marquée dans le sud-ouest que dans le sud-est engendre une sous-estimation plus prononcée des écoulements du Gange que ceux du Brahmapoutre (non montré) ou du Mékong. En ce qui concerne la dynamique du cycle annuel, nous retrouvons dans CNRM-CM6 par rapport à CNRM-CM5 le même comportement que dans *Decharme et al. (2019)*, à savoir une forte amélioration sur le Mékong et une dégradation sur le Gange en raison d'un effet tampon trop fort des plaines d'inondation, des eaux souterraines ou des deux.

Comme je l'ai déjà abordé plus haut, les données GRACE qui estiment les variations temporelles du stock d'eau terrestre – noté ΔTWS^1 – permettent d'évaluer tous les changements qui influencent la simulation des masses d'eau continental. Dans CNRM-CM5, les ΔTWS sont composées de la somme des variations de la masse du manteau neigeux, de l'eau sur la canopée, de l'eau dans le sol – y compris le gel – et de l'eau dans les rivières, tandis que dans CNRM-CM6 sont ajoutés les masses d'eau contenues dans les plaines inondables et les aquifères. La **Figure 2.24** publiée dans *Voldoire et al. (2019)* compare le cycle annuel moyen des ΔTWS simulées par CNRM-CM5 et CNRM-CM6 aux estimations GRACE sur quatre régions : la Sibérie, l'Europe, l'Amazonie et l'Asie du Sud. Des améliorations sont clairement observées sous les tropiques – Amazonie et l'Asie du Sud – et ce alors que les précipitations y sont largement sous-estimées. Comme le montrent *Decharme et al. (2019)* en mode forcé, ce résultat est attribuable à la fois au nouveau schéma de sol diffusif dans ISBA ainsi qu'aux nouveaux schémas d'aquifères et de plaines inondables dans CTRIP. Ces derniers augmentent la mémoire du système dans CNRM-CM6 et rapprochent les maximums simulés des ΔTWS vers ceux estimés par GRACE. Cela confirme aussi le fait que les ΔTWS sous les tropiques sont principalement pilotés par la physique des modèles de surface, bien plus que par les taux de précipitation. En Sibérie, CNRM-CM6 simule un cycle annuel moyen plus proche des observations que CNRM-CM5. Ceci est principalement dû à la vitesse d'écoulement variable dans CTRIP ([section 2.2.2](#)) plutôt qu'au nouveau schéma de neige. Sur l'Europe, et plus généralement aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord, aucune amélioration flagrante n'est observée.

Au vu de ces quelques résultats, il semblerait que CNRM-CM6 simule de manière assez réaliste le cycle continental de l'eau. Ce modèle pourrait donc être utilisé pour étudier

¹ « Terrestrial Water Storage » en anglais

l'évolution de ce cycle dans le passé et le futur. Néanmoins, comme tout modèle, il faudra garder en mémoire ses limitations. C'est par exemple le cas de l'Afrique où la mauvaise simulation des précipitations ou les lacunes dans la modélisation des rivières dans CTRIP – zones endoréiques sur le Niger, géomorphologie de Congo – ne nous permettent pas d'utiliser CNRM-CM6 pour étudier ce cycle continental de l'eau sur cette région. Cette remarque rejoint en partie la conclusion du stage de Benjamin Bonrepaux, à savoir le besoin d'utiliser une grande diversité de climatologies ou de modèles pour réaliser des analyses sur la ressource en eau à l'échelle mondiale.

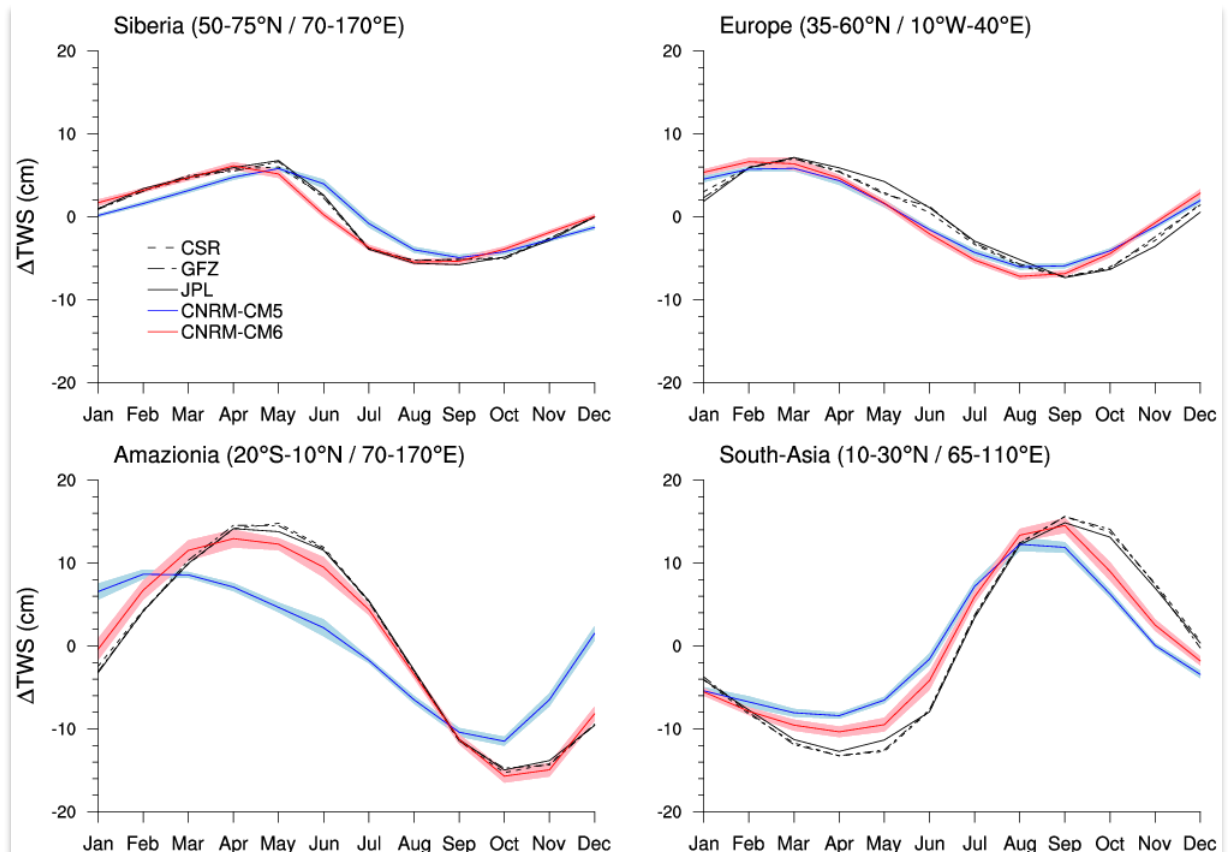


Figure 2.24 – Comparaison des cycles saisonniers climatologiques des variations du stock d'eau continental (cm) estimé sur la période 2002 à 2010 par GRACE (noir) et simulé par CNRM-CM5 (bleu) et CNRM-CM6 (rouge) sur la Sibérie, l'Europe, l'Amazonie et l'Asie du Sud. Pour chaque modèle se sont les moyennes d'ensemble qui sont montrées (10 membres) avec leurs incertitudes associées ($\pm 1,64$ fois la variance entre les membres). D'après Voltaire et al. (2019).

Synthèse du chapitre 2

Le nouveau système hydrologique global ISBA-CTRIP

Au cours des années 2010, suite aux limitations rencontrées par le système précédent, j'ai entrepris de développer une modélisation hydrologique plus ambitieuse des continents dans SURFEX en vue de la contribution de Météo-France au sixième rapport du GIEC et de la participation à CMIP6 de la nouvelle génération de nos modèles de climat CNRM-CM6 et du « système Terre » CNRM-ESM2. Une bonne partie de la physique d'ISBA a été revue alors que TRIP a été complètement remanié et s'appelle aujourd'hui CTRIP, ce qui signifie « la version CNRM de TRIP » pour le différencier d'autres versions existant dans le monde.

Questions/réponses :

1. Quelles sont les principales caractéristiques de ce nouveau système ?

A l'image de nombreux modèles de surface d'aujourd'hui, ISBA résout explicitement les lois de Fourier et de Darcy dans un sol pour simuler la diffusion de l'énergie et de l'humidité en tenant compte des propriétés thermiques et hydrauliques des parties minérales et organiques du sol. L'utilisation d'un schéma de neige multicouches de complexité intermédiaire permet de simuler des bilans hydriques et énergétiques distincts pour le sol et le manteau neigeux. Le jeu de paramétrisations sous-maillages utilisé précédemment a aussi été adapté à cette version. La vitesse d'écoulement de l'eau de la rivière est résolue de manière dynamique en la reliant à sa masse d'eau et en supposant sa section transversale comme rectangulaire. Un véritable couplage « aller-retour » entre ISBA et CTRIP a été mis en place grâce à l'introduction dans SURFEX d'une interface de couplage standardisée. Ce couplage permet l'utilisation d'un schéma d'inondations dynamiques des fleuves qui rend compte de l'interaction entre les plaines inondées, le sol et l'atmosphère via principalement l'évaporation et la ré-infiltration de l'eau libre en surface. La physique des nappes phréatiques et leurs couplages avec le sol superficiel sont aussi rendus possibles grâce à un schéma d'aquifères diffusif bidimensionnel qui échange avec les rivières et à une paramétrisation sous-maille des flux capillaires vers le sol. Aujourd'hui, ce modèle est d'ailleurs le seul à l'international à pouvoir simuler l'impact combiné des inondations saisonnières et des nappes phréatiques sur les bilans d'eau et d'énergie des surfaces continentales dans un modèle de climat.

2. Quelle est l'impact de cette nouvelle physique sur l'hydrologie simulée ?

Les principaux réservoirs continentaux (sol, neige, plaines inondées, aquifères) simulés par ISBA-CTRIP en mode forcé par des pseudo-observations météorologiques et, plus succinctement, couplé à l'atmosphère dans CNRM-CM6, sont simulés de manière assez réaliste comparé à plusieurs jeux d'observations/estimations. Les changements de représentation du sol d'ISBA d'un simple schéma « *force-restore* » à un schéma diffusif multicouches aux propriétés plus détaillées conduisent à une humidité du sol plus proche des estimations. Il en va de même pour la physique du manteau neigeux. La saisonnalité et la variabilité interannuelle des hauteurs de neige dans l'hémisphère Nord sont fortement améliorées comparé à un vaste jeu d'observations *in situ*. Grâce à cette modélisation robuste du manteau neigeux associée à une représentation détaillée des processus thermiques du sol, ISBA-CTRIP simule de manière réaliste l'étendue du pergélisol et la profondeur de sa couche active. Les distributions globales des plaines inondées et des profondeurs de nappes aquifères simulées sont aussi conformes aux estimations. Les bonnes performances que démontre ISBA-CTRIP pour simuler les débits des grands fleuves et les variations du stock d'eau continental indiquent aussi que la dynamique saisonnière et interannuelle des eaux souterraines et des inondations saisonnières est bien reproduite. Tout ceci fait d'ISBA-CTRIP un système hydrologique en très bonne place dans l'état de l'art de la modélisation hydrométéorologique ou climatique globale.

3. Quel est l'impact de la nouvelle surface dans notre modèle de climat ?

L'effet de la nouvelle physique de surface (ISBA-CTRIP + FLake + ECOCLIMAP-II) sur les biais climatologiques de température, de précipitation et d'humidité de l'air simulés par CNRM-CM6 sont généralement du deuxième ordre par rapport à la physique atmosphérique. Mais deuxième ordre ne veut pas dire négligeable et – par exemple – la nouvelle physique continentale expliquerait un peu plus de 40% de la réduction du biais chaud estival dans l'hémisphère Nord. En termes de biais de précipitation, l'impact de la nouvelle surface est largement secondaire une bonne partie de l'année, mis à part sur les forêts tropicales où son effet apparaît positif et significatif. Enfin, elle contribue à limiter l'assèchement des basses couches atmosphériques rencontré dans CNRM-CM6 dans bien des régions du monde et ceci quelle que soit la saison. Toutes ces conclusions préliminaires devront être approfondies et confirmées dans un futur proche.

4. Quelles sont pour le moment les principales retombées scientifiques ?

Au-delà des applications climatiques, la version multicouches d'ISBA est utilisée dans la nouvelle chaîne hydrométéorologique opérationnelle [SIM2](#) (Le Moigne et al. 2020) de Météo-France et dans la plateforme communautaire de modélisation pré-opérationnelle [Aqui-FR](#) qui vise à produire un suivi des prévisions et des projections de la ressource en eau souterraine en France (Vergnes et al. 2019). ISBA-CTRIP représente aussi le cœur physique du [LDAS¹-monde](#), le nouveau système d'assimilation séquentielle de la végétation et de l'humidité du sol à l'échelle globale du CNRM mis en place pour permettre une surveillance accrue des états de surface en quasi temps réel (Albergel et al. 2017). Enfin, comme son prédécesseur, ce système est aussi utilisé pour des recherches en lien avec la prévision saisonnière du temps (Ardilouze et al. 2019), les sols agricoles et leur contenu en phosphore à l'échelle globale (Ringer et al. 2017), l'évolution du niveau des océans (Cazenave et al. 2018; Dieng et al. 2017; Giffard et al. 2019), et l'hydrométéorologie euro-méditerranéenne (Albergel et al. 2019; Garrigues et al. 2015; Gelati et al. 2018).

5. Quelles sont les principales limitations de cette modélisation ?

Une première source d'erreurs de cette modélisation s'observe dans la fonte trop précoce du manteau neigeux au niveau de la forêt boréale qui implique un déphasage au printemps du pic de crue des fleuves arctiques d'une quinzaine de jours. En effet, ISBA ne résout pas de bilan d'énergie indépendant pour la végétation capable d'interagir avec la neige et de diminuer le rayonnement incident atteignant le manteau neigeux, retardant ainsi la fonte des neiges plus tard dans la saison. Toujours dans ces régions, les sols apparaissent trop humides et les débits trop faibles durant la saison chaude, ceci étant lié à la non représentation du ruissellement de subsurface dans la zone active au-dessus du pergélisol. En ce qui concerne les surfaces inondées, leurs simulations semblent sous-estimées ce qui pourrait être dû à une mauvaise représentation de la relation sous-maille reliant la masse d'eau et la fraction inondée. Une autre limitation tient dans le couplage de la nappe aquifère avec le sol superficiel où sa possible « remontée » n'est pas prise en compte puisque le couplage est limité à la base du sol d'ISBA. La simulation de l'évapotranspiration des forêts tropicales semble très incertaine et doit être mieux comprise. Les mauvaises simulations des débits sur certain fleuve comme le Congo, le Niger et le Gange méritent d'être analysées plus en profondeur pour comprendre et résoudre les problèmes. Le débit du Congo est trop élevé peut-être en raison de précipitations incertaines mais aussi d'une sous-estimation de l'évapotranspiration des forêts tropicales ou d'une mauvaise représentation géomorphologique du bassin dans CTRIP. Dans le cas du Niger, la non prise en compte des zones endoréiques et des aquifères profonds non connectés semble être responsable de la forte surestimation des débits simulés. Sur le Gange, un effet tampon trop fort de la modélisation des aquifères dans ISBA-CTRIP semble dégrader la saisonnalité des débits simulés. Enfin, la non représentation des processus anthropiques (irrigation, barrages) peut aussi apparaître comme une limitation forte de ce nouveau système.

¹ « Land Data Assimilation System »

Chapitre 3 - Focus sur la modélisation des régions boréales

La mise en place d'ISBA-CTRIIP ces dernières années ne fût pas seulement motivée par le simple développement de nos nouveaux modèles de climat. Ce système a aussi été pensé pour aborder les questions qui portent sur le lien entre le climat, l'hydrologie et les cycles biogéochimiques responsables des émissions de gaz à effet de serre dans les régions boréales. Pour ce faire il fallut s'assurer que l'on pouvait modéliser de manière réaliste la physique de la neige et des sols boréaux avant de pouvoir travailler sur la modélisation des processus biogéochimiques responsables des émissions de CO₂ et CH₄.

3.1 - La physique de la neige et du sol

La neige recouvre toutes les régions boréales jusqu'à 9 mois chaque année. Comme déjà mentionné en introduction, elle influence le bilan d'énergie en surface, le régime thermique des sols et l'apport d'eau douce dans l'océan Arctique. La neige est aussi un acteur important des écosystèmes de ces régions. Elle interagit avec la végétation, influence la migration de la faune et son accès au fourrage, et affecte l'activité biogéochimique des sols. Les sols boréaux sont riches en matière organique (cf. [Figure 2](#) dans *Decharme et al.* 2019) car les basses températures et le fort taux d'humidité dans ces sols limitent la décomposition des végétaux morts qui s'accumulent alors avec le temps. Or, la présence de matière organique en grande quantité dans ces sols va impacter leurs comportements hydrologiques et thermiques puisque leurs propriétés sont très différentes de celles des sols minéraux que l'on trouve ailleurs dans le monde.

3.1.1 - Les rejeux¹ de neige *Crocus* dans l'hémisphère Nord

J'ai commencé à m'intéresser à la neige dans les régions boréales grâce à une étude menée par [Yanick Peings](#) durant sa thèse dirigée par Hervé Douville à la fin des années 2000. Cette étude visait à étudier le rôle de l'enneigement sur la prévisibilité atmosphérique dans l'hémisphère nord (*Peings et al.* 2011). L'étude couvrait l'ensemble de la période 1950-2000 utilisant une climatologie de neige simulée via ISBA-TRIP forcé par le forçage atmosphérique global PGF de l'université de Princeton ([section 1.3](#)). Un rappel climatologique d'ARPEGE-Climat vers cette masse de neige améliorerait considérablement la prévisibilité potentielle et réelle au printemps de la température de l'air à 2m en Europe centrale et en Amérique du Nord. Néanmoins, l'impact se limita à la basse troposphère et aucune amélioration nette de la prévisibilité de la circulation atmosphérique à grande échelle ne fut simulée. Produire des climatologies ou des rejeux de neiges sur l'ensemble de l'hémisphère nord permet aussi d'établir un suivi en « quasi-continu » de l'enneigement sur les dernières décennies. Mais cela nécessite un modèle assez robuste et un forçage atmosphérique de bonne qualité pour simuler de manière réaliste l'état du manteau neigeux dans les régions boréales.

L'implémentation du schéma de neige très détaillé *Crocus* dans SURFEX par son « papa » [Éric Brun](#) nous offrit cette opportunité (*Brun et al.* 2012; *Vionnet et al.* 2012). En effet, Éric Brun coupla *Crocus* à *ISBA_{DF}* et engagea une évaluation détaillée de ce système via une étude à laquelle je pris part (*Brun et al.* 2013) visant à modéliser certaines des principales

¹ Prédiction à posteriori d'événements historiques servant à produire des climatologies sur de longues périodes

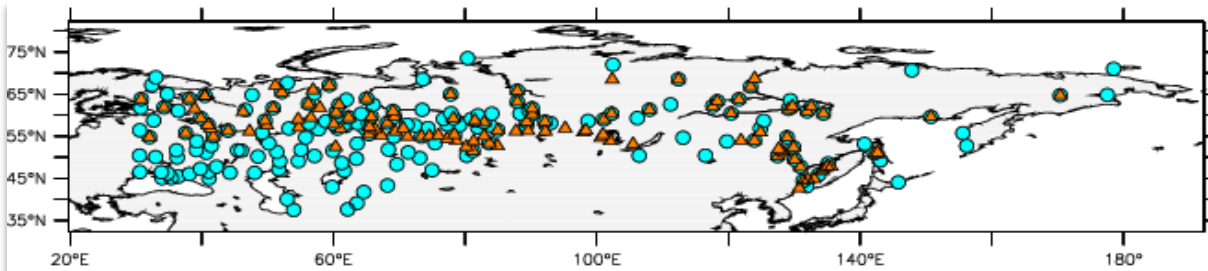


Figure 3.1 – Localisation des stations eurasiennes de mesures de hauteur de neige (cercles) et de températures du sol (triangles) utilisées dans Brun et al. (2013) puis Decharme et al. (2016).

caractéristiques du manteau neigeux sur l'Eurasie du Nord durant la période 1979-1995. Cette zone et cette période furent choisies car elles étaient très riches en observations de neige – masse, hauteur, densité – et de température dans le sol sur un domaine couvrant l'ancienne union soviétique. Eric avait mis en place une base de donnée (**Figure 3.1**) regroupant plus de 200 données journalières in situ de neige issues des bases [HSDSD](#)¹ et [FSUHSS](#)² et 160 stations de mesures mensuelles de profils de températures dans les sols issues de la base [RHSTD](#)³. La limite principale de cette base de données, et donc de cette étude, est qu'elle ne concerne pas l'enneigement en présence de végétation, difficile à observer et à modéliser. Nous entreprîmes alors de réaliser un ensemble de plusieurs simulations en mode forcé par plusieurs jeux de forçages météorologiques. Trois grandes conclusions découlèrent de cette étude. Premièrement, le schéma *Crocus* permet de simuler de façon très réaliste la hauteur, la masse et donc la densité du manteau neigeux. Il en va de même pour la résistance thermique de la neige. Associée à la qualité du couplage avec le schéma de sol multicouches *ISBA_{DF}*, *Crocus* a permis d'atteindre des performances supérieures à celles de simulations faites avec des schémas de neige moins détaillés (*Dankers et al. 2011; Gouttevin et al. 2012b; Wang et al. 2013*) pour modéliser la température du sol à 20 cm de profondeur (**Figure 3.2**). On notera tout de même une surestimation chronique des températures du sol en été. Deuxièmement, l'utilisation d'un forçage issu d'ERA-Interim montra des performances bien meilleures que les simulations utilisant le forçage PGF de l'Université de Princeton qui était jusque-là privilégié dans la plupart des études hydrométéorologiques à grande échelle du CNRM ([section 1.3.1](#)). Troisièmement, les performances de la simulation en termes d'équivalent en eau du manteau neigeux furent très similaires à celles des estimations [Globsnow](#) mélangeant télédétection micro-ondes et assimilation de hauteur de neige au sol. En d'autres termes, ce produit n'apparut pas plus performant que *Crocus* qui n'utilisait aucune information sur l'enneigement observé.

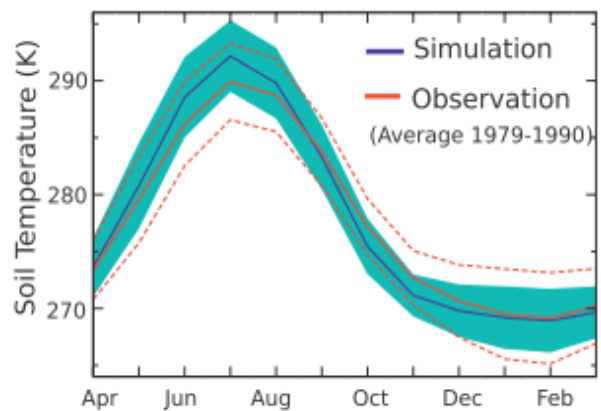


Figure 3.2 – Comparaison au cours de la période 1979-1990 entre les températures du sol observées à 20 cm de profondeur en Eurasie (**Figure 3.1**) et simulées par *Crocus* en mode forcé par ERA-Interim. La climatologie des moyennes mensuelles des températures du sol observées (rouge) est comparée à celle simulée (bleu). La zone bleue est une estimation de la variabilité interannuelle simulée. De même, les lignes rouges pointillées donnent une estimation de la variabilité interannuelle observée. D'après Brun et al. (2013).

¹ « Historical Soviet Daily Snow Depth »

² « Former Soviet Union Hydrological Snow Surveys »

³ « Russian Historical Soil Temperature Data »

Au vu de ces bons résultats, un « *rejeu idéalisé* » du manteau neigeux *Crocus* couplé à *ISBA_{DF}* et forcé par ERA-Interim à 0.5° de résolution vit le jour sur l'ensemble de l'hémisphère nord. Je parle de « *rejeu idéalisé* » car dans cette configuration, comme dans *Brun et al. (2013)*, nous ne tenons pas compte des forêts pour simuler l'évolution des caractéristiques de la neige des régions boréales. Ce rejeu est mis à jour chaque année, couvrant la période de 1979 à nos jours. Après les départs d'Éric Brun et de [Vincent Vionnet](#) du CNRM, je repris cette activité en 2018. Ce rejeu permet d'alimenter dès 2015 la base de données Can-SISE mise en place à l'université de Toronto (*Mudryk et al. 2015; Mudryk & Derksen 2017*). Ce produit qui estime la masse de neige dans l'hémisphère nord – et surtout sa variabilité interannuelle sur la période récente de 1979 à nos jours – résulte d'une combinaison de données quotidiennes, satellitaires et de modèles de neige, basées sur plusieurs produits indépendants. Depuis 2017, ce rejeu contribue aussi au suivi annuel de l'état de l'enneigement dans les régions boréales comme étudié par le [programme Arctique de la NOAA](#)¹ dans différents rapports édités chaque année. Ces rapports confirment qu'au cours des 30 dernières années, la neige a fondu plus tôt au printemps par rapport aux décennies précédentes. Le manteau neigeux est lui apparu moins profond (*Mudryk et al. 2018, 2019*). De plus la masse de neige au mois d'avril montre globalement une tendance à la diminution depuis les années 1980 même si sur l'Eurasie une tendance à la hausse sur les 5 dernières années est observée (**Figure 3.3**). Ceci est dû à un enneigement particulièrement fort durant l'hiver 2017-2018 alors que la valeur de 2018-2019 revient proche de la normale. Enfin, ces rapports ont estimé que la tendance à la baisse de la masse de neige de l'Arctique est de $-2,7 \pm 2,0\%$ par décennie, ce qui donne une diminution de plus de 10% sur l'ensemble de l'Arctique depuis 1981.

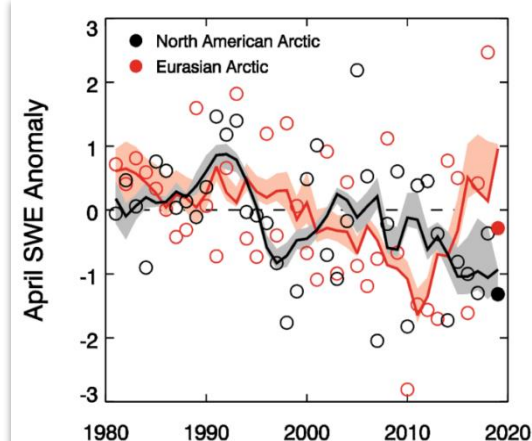


Figure 3.3 – Anomalies moyennes de la masse de neige (SWE) en Avril dans l'Arctique pour les secteurs nord-américain (noir) et eurasien (rouge). Les anomalies sont relatives à la moyenne 1981-2010 et normalisée par leurs écart-types (donc sans unité). Les cercles pleins sont utilisés pour mettre en évidence l'année 2019. Les lignes noires et rouges représentent les moyennes glissantes sur 5 ans pour les régions d'Amérique du Nord et d'Eurasie. Ces moyennes glissantes sont données avec leurs incertitudes relatives à l'utilisation de 4 produits indépendants de masse de neige dont nos « *rejeux idéalisés Crocus* » (d'après *Mudryk et al. 2019*).

3.1.2 - La paramétrisation de la neige dans *ISBA*

A la suite de cette étude, *Brun et al. (2013)*, qui consistait à évaluer les performances du système *Crocus-ISBA_{DF}* à reproduire l'enneigement et les températures du sol observés sur l'Eurasie, nous entreprîmes de faire de même avec le schéma de neige multicouche de complexité intermédiaire développé par Aaron Boone durant sa thèse (*Boone & Etchevers 2001*). Ce schéma, que nous appellerons *ES*², était lui déjà couplé à *ISBA_{DF}* et donc voué à être utilisé dans le nouveau système *ISBA-CTRIP* que j'étais en train de développer (cf. [section 2.1](#)). A l'époque, le choix de ne pas prendre *Crocus* dans une perspective de modélisation climatique à grande échelle était motivé par le manque de recul que nous avions sur son comportement à des résolutions spatiotemporelles assez grossières en raison de sa complexité et de son coût numérique élevé. La version originale d'*ES*, plus simple et plus efficace

¹ « National Oceanic and Atmospheric Administration » - snow chart Climate Data Record (CDR)

² « Explicit Snow »

numériquement, reposait sur une discrétisation verticale en 3 couches de neige dans lesquelles étaient calculées l'évolution de leurs caractéristiques propres telles l'albédo, la masse, la densité, le contenu en eau liquide qui gèle ou dégèle et l'enthalpie massique qui permet de diagnostiquer le profil de température. J'entrepris alors de tester le comportement d'*ES* sur le site instrumenté du col de Porte – massif de la Chartreuse, altitude 1325m – où sont mesurés la hauteur et la masse de neige, l'albédo en surface et toutes les variables météorologiques requises pour forcer un modèle de surface (*Morin et al. 2012*). Comme le montre la **Figure 3.4**, les premiers tests effectués avec la version originale d'*ES* montrèrent que ce schéma n'était pas au niveau de *Crocus* pour simuler la hauteur, la masse et l'albédo de la neige. Néanmoins, il apparut largement supérieur au schéma de neige monocouche utilisé dans nos modèles climatiques auparavant (cf. [section 1.3](#)) et ici appelé *D95* en référence à *Douville et al. (1995)*.

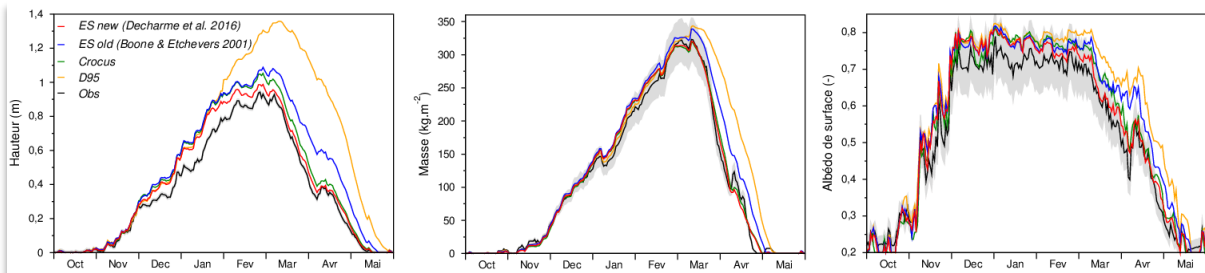


Figure 3.4 – Cycles annuels moyens journaliers de la hauteur de la neige, de la masse de neige et de l'albédo de surface simulés (couleurs) et observés (noir) au Col de Porte sur la période 1993-2001. La simulation *Crocus* est en vert, la version originale d'*ES* en bleu et la nouvelle version en rouge.

Dans le même temps, il apparut important de s'assurer qu'*ES* était capable de bien représenter la neige dans un environnement polaire très froid représentatif d'une partie non négligeable des étendues continentales à l'échelle globale (Arctique, Antarctique et Groenland). Avec Patrick Le Moigne et Éric Brun, nous entreprîmes alors d'évaluer *ES* sur le site polaire bien instrumenté franco-italienne de Concordia à Dôme C en Antarctique. Nous avons utilisé le cas [GABLS-4](#)¹ qui permet, entre autres, de faire tourner les modèles de surfaces – et donc *ISBA* – en mode forcé par des observations météorologiques sur une période d'une quinzaine de jours à compter du 11 décembre 2009. Les profils de températures dans le manteau neigeux simulés par la version originale d'*ES* ont ensuite été confrontés aux observations et à une simulation *Crocus* de référence (**Figure 3.5**). Les conditions initiales (densité, enthalpie, etc.) étaient les mêmes pour les deux schémas avec une stratification du manteau neigeux discrétisée en 19 couches de neige. Alors que *Crocus* simulait avec succès le profil de température sur les 15 jours de l'expérience, il n'en était pas de même pour *ES*.

Grâce à la simulation *Crocus*, nous avons compris que cette mauvaise simulation était liée à plusieurs facteurs. La limitation principale fut attribuée aux calculs de l'albédo de la neige et de l'absorption du rayonnement solaire incident dans le manteau neigeux. L'albédo dans la version originale d'*ES* qui était calculé « seulement » en fonction du temps (*Douville et al. 1995*) tendait rapidement vers des valeurs trop faibles entraînant alors une pénétration trop intense de l'énergie solaire incidente et un réchauffement du manteau neigeux. *Crocus*, qui lui calcule l'albédo en surface et l'absorption progressive du rayonnement solaire en profondeur en fonction de l'âge et des propriétés optiques de la neige, ne montra pas de réchauffement aussi peu réaliste. Le deuxième effet était lié à l'algorithme de stratification d'*ES*. À chaque pas de temps du modèle, la compaction du manteau neigeux impliquait un réajustement de la grille verticale et donc le « mélange » des caractéristiques de la neige simulée au pas de temps précédent dans les couches adjacentes aux nouveaux points de grille du pas de temps courant. Ceci entraînait une augmentation importante de la densité en surface et donc aussi de la

¹ « GEWEX Atmospheric Boundary Layer Study case 4 »

conductivité thermique de la neige, ces deux caractéristiques du manteaux neigeux étant intimement liées. Ce problème n'était pas présent dans la simulation *Crocus*. Ce dernier possède un algorithme plus original et assez complexe de la stratification qui lui permet de ne mélanger que très rarement deux horizons adjacents dans le manteau neigeux et donc de garder plus longtemps l'historique des caractéristiques physiques de chaque couche de neige.

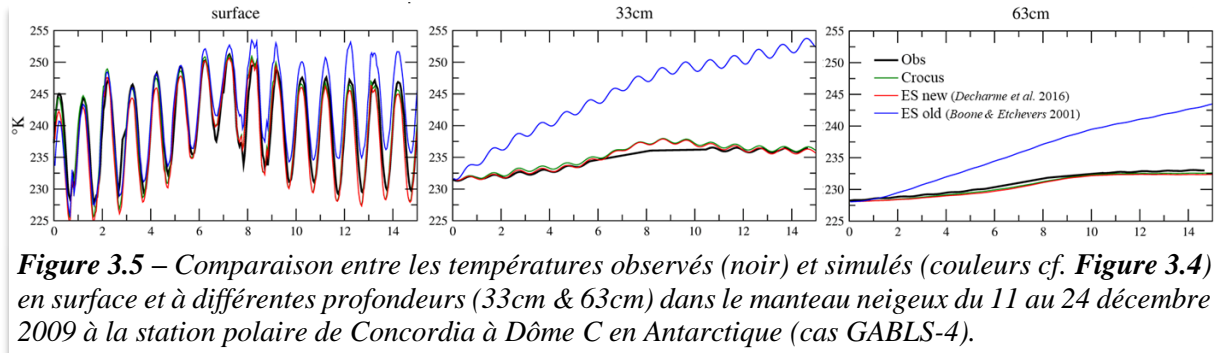


Figure 3.5 – Comparaison entre les températures observés (noir) et simulés (couleurs cf. **Figure 3.4**) en surface et à différentes profondeurs (33cm & 63cm) dans le manteau neigeux du 11 au 24 décembre 2009 à la station polaire de Concordia à Dôme C en Antarctique (cas GABLS-4).

Courant 2014, dans le cadre du projet international collaboratif sans financement PCN – plus précisément dans le groupe de travail sur la modélisation du pergélisol et de son contenu en carbone – nous avons contribué avec Christine Delire à une intercomparaison de modèle de surface sur l'ensemble des régions boréales. C'était la première fois que nous utilisions sur l'ensemble des régions boréales : (1) la version originale du schéma de neige *ES* couplée à *ISBA_{DF}* ; et (2) le schéma qui simule le cycle du carbone dans la végétation et le sol dont je vous reparlerai par la suite (cf. [section 3.2.1](#)). Il s'agissait de fournir une simulation couvrant la période 1960 à 2009 en utilisant les forçages [WATCH](#)¹ (*Weedon et al.* 2011) et [WFDEI](#)² (*Weedon et al.* 2014) à 0.5° de résolution sur l'ensemble des régions boréales. Au passage, les résultats de ces simulations ont donné lieu à six études auxquelles nous avons participé sur : (1) les échanges entre la surface et l'atmosphère de CO₂ dans le nord de l'Eurasie (*Rawlins et al.* 2015) ; (2) la simulation du pergélisol sur le plateau Tibétain (*Wang et al.* 2016a) ; (3) la dynamique à long terme de la thermique des sols boréaux (*Peng et al.* 2016) ; (4) la relation entre la température de l'air et celle du sol en hiver au niveau du pergélisol (*Wang et al.* 2016b) ; (5) la vulnérabilité du carbone dans le pergélisol sur les cinquante dernières années (*McGuire et al.* 2016) ; et enfin (6) la productivité primaire³ de biomasse végétale dans les régions de pergélisol (*Xia et al.* 2017a). En ce qui concerne la neige dans *ISBA*, ce projet nous permit d'évaluer pour la première fois la qualité des hauteurs de neige simulées dans les régions boréales par cette version originale d'*ES*. Bien que celles-ci apparaissent assez bien modélisées, il n'en fut pas de même pour le profil de température dans le sol simulé par *ISBA*. Un biais froid généralisé et assez marqué était alors simulé dans tous les sols d'Eurasie en hiver (*Wang et al.* 2016b, 2016a), biais que nous avons rapidement attribué à une mauvaise représentation de l'effet isolant de la neige. Comme nous allons le voir (cf. [section 3.1.3](#)), le problème fut confirmé par *Decharme et al.* (2016) sur l'Eurasie utilisant le même protocole expérimental que *Brun et al.* (2013). Grâce aux tests effectués sur les sites instrumentés du col de porte, de Dôme C et de l'ensemble de l'Eurasie, nous en sommes venu à pointer du doigt quatre processus majeurs à améliorer dans *ES* : la stratification, l'albédo, la compaction, et dans une moindre mesure, la conductivité thermique de la neige.

En 2015, j'ai donc entrepris avec l'aide d'une fine équipe – Christine Delire, Éric Brun, Aaron Boone et Patrick Le Moigne – un travail spécifique sur la physique de la neige dans *ES* en s'inspirant des paramétrisations de *Crocus* (**Tableau 3.1**). Pour mieux décrire les gradients

¹ « WATer and global Change »

² « WATCH-Forcing-Data-ERA-Interim »

³ Bilan entre l'assimilation – via la photosynthèse – et la respiration de CO₂ par les plantes

verticaux de transferts d'énergie et d'eau dans le manteau neigeux, une discrétisation utilisant 12 couches a été préférée à l'ancienne version n'utilisant que 3 couches. Cette discrétisation dispose de deux couches très fines en surface et d'une toute aussi fine à la base du manteau neigeux afin de bien représenter les échanges d'énergie avec l'atmosphère et le sol sous-jacent. Afin que les couches de neige gardent le plus longtemps possible leurs caractéristiques propres (masse, densité, âge, énergie), leurs épaisseurs ne sont mises à jour que si les deux premières ou la dernière deviennent trop petites ou trop grandes. L'albédo et l'absorption du rayonnement solaire dans le manteau neigeux sont calculés en fonction de l'âge et des propriétés optiques de la neige dans les spectres visible et proche infrarouge. La vitesse de compaction d'une couche de neige est exprimée en fonction de la contrainte exercée par les couches qui la surplombent (leur poids) et dépend de la viscosité de la neige. Comme dans *Crocus*, cette viscosité est maintenant fonction de son contenu en eau liquide en plus de sa température et de sa densité. En effet, la présence d'eau liquide tend à diminuer la viscosité de la neige accélérant ainsi le tassement du manteau neigeux. La compaction tient aussi compte de la densification des couches de surface en fonction de l'intensité du vent, processus particulièrement important en milieux polaire. En effet, un transport de neige fraîche par le vent s'observe généralement lorsque ce dernier dépasse un certain seuil. La neige ainsi transportée va subir des rebonds multiples en surface augmentant sa masse volumique et celle de la neige restée en surface (Brun *et al.* 1997, 2012). Enfin la conductivité de la neige est maintenant calculée comme dans *Crocus* suivant l'approche la plus souvent usitée dans les schémas de neige détaillés (Yen 1981). Ces paramétrisations dans cette nouvelle version d'*ES* sont explicités avec plus de détails dans la section suivante et dans Decharme *et al.* (2016).

Tableau 3.1 – Principaux changements apportés à la physique de la neige dans le schéma de neige *ES* utilisé dans ISBA-CTrip. D'après Decharme *et al.* (2016).

Processus	Version originale (Boone & Etchevers 2001)	Nouvelle version basée sur <i>Crocus</i> (Decharme <i>et al.</i> 2016)
Stratification	3 couches d'épaisseurs assez grossières ajustées à chaque pas de temps	12 couches assez fines ajustées seulement si les couches 1, 2 et 12 deviennent trop fines ou trop épaisses
Albédo	Diminue avec le temps qui passe de 0.85 à 0.50 (Dowille <i>et al.</i> 1995)	3 bandes spectrales (1 visible et 2 proche infrarouge) fonction de l'âge et de la taille de grain (Brun <i>et al.</i> 1992)
Compaction	Viscosité et compaction fonction de la température et de la densité (Anderson 1976)	Viscosité fonction de la température, de la densité et du contenu en eau liquide (Brun <i>et al.</i> 1989) & Compaction fonction de l'intensité du vent (Brun <i>et al.</i> 1997)
Conductivité thermique	Augmente avec la densité (Anderson 1976)	Augmente avec la densité (Yen 1981)

3.1.3 - La modélisation de la neige et des sols organiques sur l'Eurasie

Cette nouvelle version du schéma *ES* a été évaluée grâce au même protocole explicité plus haut et regroupant les sites instrumentés sur l'ensemble de l'Eurasie, celui du col de Porte et celui de Dôme C. Sur ce dernier, le profil de température fut alors simulé avec succès exhibant des résultats proches de ceux obtenus avec *Crocus* (**Figure 3.5**). Une meilleure simulation de l'albédo en surface et de l'absorption du rayonnement solaire incident dans le manteau neigeux en était la cause principale. La hauteur, la masse et l'albédo de la neige simulés au Col de Porte ont aussi été significativement améliorés par cette nouvelle version d'*ES* (**Figure 3.4**). Comme nous allons le voir dans l'article qui suit (Decharme *et al.* 2016), les résultats obtenus sur ce site expérimental nous ont permis de souligner : (1) qu'une simulation adéquate de la stratification et, plus encore, des processus de compaction/densification étaient de toute première importance en hiver pour bien simuler la hauteur et la masse du manteau neigeux alpin

; et (2) que l'albédo de la neige est l'acteur majeur de la bonne simulation des caractéristiques du manteau neigeux et du timing de sa fonte au printemps.

Ce dernier processus apparut aussi majeur pour simuler correctement la hauteur de neige sur l'ensemble de l'Eurasie au printemps. Sur ces régions, le biais froid qui prenait place dans le sol durant l'hiver mis en évidence lors du projet PCN a lui aussi été réduit sans pour autant totalement disparaître. Cette amélioration était liée à une meilleure prise en compte de la stratification et du tassement du manteau neigeux même si les hauteurs de neige simulées furent faiblement sous-estimées. Néanmoins, comme pour la simulation *Crocus-ISBA_{DF}* (**Figure 3.2**), des températures estivales trop élevées furent mises en évidence dans tous les sols eurasiens. Ce biais entraînait une mauvaise simulation de la couche active du pergélisol qui apparaissait alors trop profonde comparée aux observations (*Decharme et al. 2016*). La cause principale de ce problème sur les sites eurasiens considérés était liée à la non prise en compte de l'impact des sols organiques sur les propriétés hydriques et thermiques des sols. Historiquement, ces propriétés sont seulement reliées aux textures des sols minéraux (*Clapp & Hornberger 1978; Cosby et al. 1984; Decharme et al. 2011; Noilhan & Lacarrere 1995*). Or, plusieurs études montrent que plus un sol est organique, plus ses propriétés divergent de celles des sols minéraux (*Boelter 1969; Letts et al. 2000*). M'inspirant de travaux antérieurs réalisés sur l'Amérique du Nord (*Lawrence & Slater 2008; Letts et al. 2000*), j'ai alors proposé une paramétrisation originale qui permet de tenir compte du carbone organique sur toute la colonne de sol d'*ISBA_{DF}*. Grâce à cette approche, nous avons alors pu simuler avec plus de succès les profils estivaux des températures dans les sols eurasiens ainsi que la profondeur maximum annuelle de la couche active du pergélisol.

The Cryosphere, 10, 853–877, 2016
 www.the-cryosphere.net/10/853/2016/
 doi:10.5194/tc-10-853-2016
 © Author(s) 2016. CC Attribution 3.0 License.



The Cryosphere  Open Access

Impacts of snow and organic soils parameterization on northern Eurasian soil temperature profiles simulated by the ISBA land surface model

Bertrand Decharme¹, Eric Brun^{1,a}, Aaron Boone¹, Christine Delire¹, Patrick Le Moigne¹, and Samuel Morin²

¹GAME-CNRM – UMR3589, CNRS/Météo-France, Toulouse, France

²CEN ,GAME-CNRM – UMR3589, CNRS/Météo-France, Grenoble, France

^anow at: ONERC, Ministry of Ecology, Paris, France

Correspondence to: Bertrand Decharme (bertrand.decharme@meteo.fr)

Received: 5 November 2015 – Published in The Cryosphere Discuss.: 10 December 2015

Revised: 25 March 2016 – Accepted: 29 March 2016 – Published: 18 April 2016

Abstract. In this study we analyzed how an improved representation of snowpack processes and soil properties in the multilayer snow and soil schemes of the Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere (ISBA) land surface model impacts the simulation of soil temperature profiles over northern Eurasian regions. For this purpose, we refine ISBA's snow layering algorithm and propose a parameterization of snow albedo and snow compaction/densification adapted from the detailed Crocus snowpack model. We also include a dependency on soil organic carbon content for ISBA's hydraulic and thermal soil properties. First, changes in the snowpack parameterization are evaluated against snow depth, snow water equivalent, surface albedo, and soil temperature at a 10 cm depth observed at the Col de Porte field site in the French Alps. Next, the new model version including all of the changes is used over northern Eurasia to evaluate the model's ability to simulate the snow depth, the soil temperature profile, and the permafrost characteristics. The results confirm that an adequate simulation of snow layering and snow compaction/densification significantly impacts the snowpack characteristics and the soil temperature profile during winter, while the impact of the more accurate snow albedo computation is dominant during the spring. In summer, the accounting for the effect of soil organic carbon on hydraulic and thermal soil properties improves the simulation of the soil temperature profile. Finally, the results confirm that this last process strongly influences the simulation of the permafrost active layer thickness and its spatial distribution.

1 Introduction

Snowpack properties are known to be of primary importance for understanding the water and energy budgets of the land surface, especially in mountainous and boreal regions. From autumn to spring, solid precipitation is stored within the snowpack, thereby modifying the terrestrial albedo and roughness length, and impacting the radiative and energy fluxes at the soil/atmosphere interface. During spring, the fresh water released by snowmelt contributes to soil infiltration, intense streamflow, and large seasonal flood events, and it directly modulates the land surface evapotranspiration (Poutou et al., 2004; Niu and Yang, 2006; Decharme and Douville, 2007). Snowpack also acts as an insulating layer at the surface which prevents significant heat loss in the winter. Over northern Eurasian regions, as discussed by Paquin and Sushama (2015), this last process controls the temperature of the permafrost. It is defined as a soil that remains below 0 °C for 2 or more consecutive years, and it has a significant influence on the summer permafrost active layer thickness, defined as the maximum annual thaw depth. In summary, snowpack properties drastically influence soil/atmosphere interactions during a large part of the year through their impacts on many land surface processes.

Beside the importance of snowpack properties for understanding the water and energy budgets of the land surface in northern regions, the physical properties of soil organic carbon (or peat soil) also play a significant role. Northern Eurasian soils are very rich in organic carbon because the low soil temperatures in this region inhibit decomposition of

dead plant material that accumulates over time, thereby forming peat deposits. Soil organic carbon exhibits very different hydraulic and thermal properties than mineral soil (Boelter, 1969; Letts et al., 2000). It is characterized by a very high porosity, a weak hydraulic suction, and a sharp vertical hydraulic conductivity profile from high values at the surface to very low values at the subsurface. This generally induces a relatively wet soil with a shallow water table (Letts et al., 2000). Its low thermal conductivity and its relatively high heat capacity act as an insulator for soil temperature that prevents the soil from significant warming during the summer (Bonan and Shugart, 1989; Lawrence and Slater, 2008). Over permafrost regions, the hydraulic and thermal properties of soil organic carbon partly control the soil depth reached by the 0°C isotherm which, in turn, defines the thickness of the active layer during summer (Paquin and Sushama, 2015). Through its influence on soil temperature and wetness, it impacts the continental part of the carbon cycle and the land surface CO₂ and CH₄ emissions to the atmosphere (Walter et al., 2006; Zimov et al., 2006).

In atmospheric, climate, and hydrological models, the dynamics of the snowpack and the evolution of water and heat profiles within the soil are simulated using so-called land surface models (LSMs). These LSMs, like the simple bucket scheme of Manabe (1969), were initially developed over 4 decades ago in order to simulate realistic land surface water and energy budgets in atmospheric general circulation models. Now, LSMs are used in many applications such as hydrological and meteorological forecasts, global hydrological and biogeochemical studies, and climate evolution prediction. Many LSMs use multilayer soil schemes in which the vertical transport of moisture and heat into the soil is explicitly solved for using diffusion equations (e.g., Decharme et al., 2011). Because the total soil depth is discretized using multiple layers, these schemes allow the representation of the vertical root distribution (Zeng et al., 1998; Feddes et al., 2001; Braud et al., 2005), as well as the surface/groundwater capillary exchanges (e.g., Vergnes et al., 2014). Finally, their coupling with a multilayer snowpack scheme permits a representation of the interaction between cold physical processes, such as the effect of snow on soil temperature, hydrology, and freezing (Slater et al., 2001; Luo et al., 2003; Gouttevin et al., 2012).

Three major classes of snowpack schemes exist in LSMs: single-layer schemes, multilayer schemes of intermediate complexity, and detailed snowpack models. The first class was used preferentially in the past within forecast and climate models. The snowpack was represented with only one layer that evolves seasonally, which is characterized as having a high albedo, a low thermal conductivity, and a low thermal capacity (Manabe, 1969; Versegny, 1991; Douville et al., 1995). More recently, these simple single-layer schemes have been replaced by intermediate complexity models inspired by the pioneering work of Anderson (1976). These schemes use a multilayer approach with the minimum number of lay-

ers needed to simulate all of the macroscopic physical properties of the snowpack such as albedo, compaction, density, and water refreezing (Lynch-Stieglitz, 1994; Loth and Graf, 1998; Boone and Etchevers, 2001; Brown et al., 2006; Oleson et al., 2010; Dutra et al., 2010; Shrestha et al., 2010; Best et al., 2011; Kuipers Munneke et al., 2011). Finally, more complex snowpack models have been developed primarily in support of avalanche forecasting, and more generally for all applications (including process studies) requiring a detailed representation of the vertical profile of the physical properties of snow. In addition to simulating macroscopic snowpack physical properties, they explicitly account for the time evolution of the snow microstructure driven by snow metamorphism, and the multiple feedback loops involving internal snow processes and the energy and mass balance at the air/snow and snow/ground interface (Brun et al., 1989, 1992; Jordan, 1991; Bartelt and Lehning, 2002). In addition, these models can serve as a reference for the development and evaluation of intermediate complexity snowpack schemes.

The Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere (ISBA) LSM developed at Météo France currently uses a multilayer approach for the snowpack (Boone and Etchevers, 2001) and the soil (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011). ISBA is the land surface model embedded in the SURFEX (SURFace EXternalized) modeling platform (Masson et al., 2013), which is used in all of the atmospheric mesoscale, regional-scale, and global-scale models of Météo France, as well as in regional hydrological forecasting systems, global hydrological models, and model chains in support of avalanche hazard warning (e.g., Lafaysse et al., 2013; Vernay et al., 2016). The ISBA multilayer version was evaluated over many local or regional field data sets (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011, 2013; Canal et al., 2014; Parrens et al., 2014; Vergnes et al., 2014; Joetzjer et al., 2015), increasing our confidence in the model's capability to simulate realistic land surface processes under a variety of climate conditions. However, over cold regions, winter top soil temperatures tend to be underestimated (Wang et al., 2016), while during summer they are generally too warm. The first biases are attributable to the ISBA multilayer snowpack scheme of intermediate complexity developed by Boone et al. (2000) and based on Anderson (1976). Indeed, when the ISBA multilayer soil scheme is coupled with the detailed Crocus snowpack model, the winter soil temperature simulated at 20 cm depth better matches observations over the northern Eurasian regions (Brun et al., 2013). Secondly, ISBA only accounts for mineral soil properties, while many studies pointed out that the specific properties of soil organic carbon are required to realistically simulate the soil thermal regime over cold regions (Nicolsky et al., 2007; Beringer et al., 2001; Lawrence and Slater, 2008; Lawrence et al., 2008; Dankers et al., 2011).

The present study focuses on the impact of improving the representation of snowpack and soil properties in the ISBA LSM to reproduce snow characteristics and soil temperature profiles over cold regions. We replaced the original

Boone and Etchevers (2001) representation of snow layering, albedo, and snow compaction by adapting some parameterizations used in the Crocus snowpack model (e.g., Vionnet et al., 2012). In addition, we added a parameterization of the organic carbon effect on hydraulic and thermal soil properties based on the pedotransfer function of Boelter (1969) and inspired by works of Letts et al. (2000) and Lawrence and Slater (2008). The changes in the snowpack parameterizations are first evaluated at the Col de Porte field site located in the French Alps (Morin et al., 2012). This data set includes many observations at a daily time step such as snow depth, snow water equivalent, surface albedo, and soil temperature at 10 cm from 1993 to 2011. In addition the meteorological observations required to drive the model are given at a 3-hourly time step over the same period. The new parameterizations were evaluated next over the northern Eurasian region using the same experimental design as Brun et al. (2013) using in situ evaluation data sets of snow depth and soil temperature profile measurements and meteorological driving data from a global reanalysis. To quantify the model's ability to simulate the permafrost characteristics, two additional data sets were used that estimate the location of permafrost boundaries and the active layer thickness over the Yakutia region. A brief review of the ISBA multilayer model is given in Sect. 2; all of the snowpack and soil parameterization improvements and updates are presented in Sect. 3; Sects. 4 and 5 describe the model evaluation over the Col de Porte field site and the northern Eurasian region, respectively. Finally, a discussion and the main conclusions are given in Sect. 6.

2 Review of the ISBA land surface model

2.1 Soil processes

The ISBA multilayer model solves the one-dimensional Fourier law and the mixed-form of the Richards equation explicitly to calculate the time evolution of the soil energy and water budgets (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011). In each layer i , the closed-form equations between the soil liquid water content, w ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), and the soil hydrodynamic parameters, such as the soil matric potential, ψ (m), and the hydraulic conductivity, k (m s^{-1}), are determined according to the Brooks and Corey (1966) model adapted by Campbell (1974) as follows:

$$\psi(i) = \psi_{\text{sat}}(i) \left(\frac{w(i)}{w_{\text{sat}}(i)} \right)^{-b(i)} \quad \text{and} \\ k(i) = k_{\text{sat}}(i) \left(\frac{\psi(i)}{\psi_{\text{sat}}(i)} \right)^{-\frac{2b(i)+3}{b(i)}}, \quad (1)$$

where b represents the dimensionless shape parameter of the soil water retention curve, w_{sat} ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) the soil porosity, and ψ_{sat} (m) and k_{sat} (m s^{-1}) the soil matric potential and hydraulic conductivity at saturation, respectively. In this study,

the heat and soil moisture transfers within the soil are computed using 14 layers up to a 12 m depth. The depth of the 14 layers (0.01, 0.04, 0.1, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1.0, 1.5, 2.0, 3.0, 5.0, 8.0, 12.0 m) have been chosen to minimize numerical errors in solving the finite-differenced diffusive equations, especially in the uppermost meter of the soil (Decharme et al., 2011). Saturated hydraulic conductivity, matric potential at saturation, and porosity of the mineral soil are related to the soil texture (Noilhan and Lacarrère, 1995). The total heat capacity of the mineral soil in each layer is computed as the sum of the soil matrix, water, and ice heat capacities, weighted by the volumetric water and ice content (Peters-Lidard et al., 1998). The thermal conductivity of the mineral soil is computed via a more complex combination of water, ice, and soil conductivities as proposed by Peters-Lidard et al. (1998).

The soil ice content tendency (partial time derivative) is solved explicitly in each layer of the soil and accounts for ice sublimation and vegetation insulation effect at the surface (e.g., Boone et al., 2000). The liquid water content that can freeze is limited by a maximum value, w_{lmax} ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), computed as a function of temperature based on the Gibbs free-energy method (Fuchs et al., 1978):

$$w_{\text{lmax}}(i) = w_{\text{sat}}(i) \times \min \left[1.0, \left(\frac{L_f}{g\psi_{\text{sat}}(i)} \frac{T_g(i) - T_f}{T_g(i)} \right)^{-1/b(i)} \right], \quad (2)$$

where w_{sat} ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) is the soil porosity in each layer i , T_g (K) the soil temperature, g (m s^{-2}) the terrestrial gravity constant, T_f (273.16 K) is the triple-point temperature for water, and L_f ($3.337 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$) the latent heat of fusion. The total water content in each soil layer is conserved during phase changes. When the soil freezes, the liquid water content will decrease, owing to a corresponding increase in soil ice content. Finally, the maximum temperature, T_{max} (K), used for phase changes can be determined via the same Gibbs free-energy method:

$$T_{\text{max}}(i) = \frac{L_f T_f}{L_f - g\psi(i)}, \quad (3)$$

where the soil matric potential ψ is defined using Eq. (1). Thus, this scheme induces dependencies of water phase changes on soil textures and on the degree of soil humidity. The coarser the soil texture, the larger the quantity of water that will freeze at a given temperature. As the soil becomes dry, the temperature that allows freezing drops. More details can be found in the supplementary material of Masson et al. (2013).

2.2 Snowpack internal processes

The original ISBA explicit multilayer snow scheme developed by Boone and Etchevers (2001) is a snowpack scheme

of intermediate complexity made in order to take some processes into account such as snow mass and heat vertical redistribution, snow compaction, water percolation and re-freezing, and explicit heat conduction at the snow/soil interface. Many of these processes, such as snow compaction or absorption of solar energy, are based on works of Anderson (1976) and Loth et al. (1993). The thermal conductivity of snow (Appendix A) is computed via the snow density (Yen, 1981). An additional term depends on the snow temperature to account for vapor transfer through the snowpack (Sun et al., 1999). The time evolution of the snow mass is linked to snowmelt, water freezing, evaporation, and liquid flow. The liquid water content into the snowpack is simulated as a succession of bucket-type reservoirs. A maximum liquid-water-holding capacity (W_{lmax}) is computed in each layer. It varies from 3 to 10% of the snow mass according to a decrease in snow density after Anderson (1976). A liquid water flux is generated when the liquid water content exceeds this threshold. More details can be found in Boone and Etchevers (2001) and only internal physical processes of the snowpack discussed in this study are described below.

2.2.1 Snow layering

In the original ISBA explicit snow scheme, three layers are used for snow layering because it is considered to be the minimum number required to resolve adequately the snow thermal profile within the snowpack (Lynch-Stieglitz, 1994; Loth and Graf, 1998; Boone and Etchevers, 2001). The algorithm that computes the snow grid thicknesses Δz of each layer, i , is described as follows:

$$\begin{cases} \Delta z(1) = \delta 0.25 h_{\text{sn}} + (1 - \delta) 0.05 \\ \Delta z(2) = \delta 0.5 h_{\text{sn}} + (1 - \delta) \times \min[0.5, 0.05 + 0.34(h_{\text{sn}} - \Delta z(1))] \\ \Delta z(3) = \delta 0.25 h_{\text{sn}} + (1 - \delta)(h_{\text{sn}} - \Delta z(1) - \Delta z(2)) \end{cases} \text{ with } \begin{cases} \delta = 1 & \forall (h_{\text{sn}} \leq 0.2) \\ \delta = 0 & \forall (h_{\text{sn}} > 0.2) \end{cases} \quad (4)$$

where h_{sn} (m) is the total snow depth. As long as the snow remains below 0.2 m, the fraction of the total depth that defines the thickness of each layer remains with a fine resolution at the top and the base of the snowpack. When the snow depth exceeds 0.2 m, the thickness of the first layer remains equal to 0.05 m, in order to adequately solve the diurnal cycle of the surface energy balance. In addition, for large snow depth values, the second layer thickness cannot exceed 0.5 m because density and heat vertical gradients are generally the largest near the top of the snowpack. The vertical grid is updated at the beginning of each time step before the computation of the other snowpack internal processes.

2.2.2 Snow compaction

The evolution of snow density, ρ_{sn} (kg m^{-3}) in each layer, i , is the sum of snow compaction due to the change in snow viscosity, η (Pa s), and settling due to freshly fallen snow, ξ (s^{-1}), following Anderson (1976) and Loth et al. (1993):

$$\begin{aligned} \frac{1}{\rho_{\text{sn}}(i)} \frac{\partial \rho_{\text{sn}}(i)}{\partial t} &= \frac{\sigma(i)}{\eta(i)} + \xi(i) \text{ with } \sigma(i) \\ &= g \sum_{j=1}^i [\Delta z(j) \rho_{\text{sn}}(j)], \end{aligned} \quad (5)$$

where σ (Pa) is the snow vertical stress. The snow viscosity and settling of new snow are solved using two empirical exponential functions of snow density and temperature, T_{sn} (K):

$$\begin{cases} \eta(i) = v_0 \exp(v_1 (T_{\text{f}} - T_{\text{sn}}(i)) + v_2 \rho_{\text{sn}}(i)) \\ \xi(i) = s_0 \exp(-s_1 (T_{\text{f}} - T_{\text{sn}}(i)) - s_2 \times \max(0, \rho_{\text{sn}}(i) - \rho_{\text{d}})) \end{cases} \quad (6)$$

where $v_0 = 3.7 \times 10^7 \text{ Pa s}$, $v_1 = 0.081 \text{ K}^{-1}$, $v_2 = 0.018 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, $s_0 = 2.8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, $s_1 = 0.04 \text{ K}^{-1}$, $s_2 = 0.046 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, and $\rho_{\text{d}} = 150 \text{ kg m}^{-3}$ are empirical parameters calibrated by Anderson (1976). The minimum density of snow is constrained to be 50 kg m^{-3} . The snowfall density, ρ_{snow} (kg m^{-3}), is expressed as a function of wind speed, V_{a} (m s^{-1}), and air temperature, T_{a} (K), following an experimental study of Pahaut (1976):

$$\rho_{\text{snow}} = a_{\rho} + b_{\rho} (T_{\text{a}} - T_{\text{f}}) + c_{\rho} V_{\text{a}}^{1/2}, \quad (7)$$

where the coefficients $a_{\rho} = 109 \text{ kg m}^{-3}$, $b_{\rho} = 6 \text{ kg m}^{-3} \text{ K}^{-1}$, and $c_{\rho} = 26 \text{ kg s}^{1/2} \text{ m}^{-7/2}$.

2.2.3 Transmission of solar radiation and snow albedo

The absorption of incident shortwave solar radiation, R_{sw} (W m^{-2}), within the snowpack is solved over a single spectral band. It uses an exponential decrease of incoming radiation with snow depth (Anderson, 1976; Loth et al., 1993). Therefore, the net shortwave radiation Q_{sn} (W m^{-2}) absorbed by the snow level, i , is given by

$$Q_{\text{sn}}(i) = (1 - \alpha_{\text{sn}}) R_{\text{sw}} \exp\left(-\sum_{j=1}^i [\beta_{\text{sn}}(j) \Delta z(j)]\right), \quad (8)$$

where α_{sn} is the dimensionless snow albedo, and β_{sn} (m^{-1}) the extinction coefficient of snow which is given by

$$\beta_{\text{sn}}(i) = C_{\text{v}} \rho_{\text{sn}}(i) / \sqrt{d_{\text{opt}}(i)}. \quad (9)$$

As shown by Bohren and Barkstrom (1974), this extinction of snow is directly related to its density, the optical diameter d_{opt} (m), and a constant $C_{\text{v}} = 3.8 \times 10^{-3} \text{ m}^{5/2} \text{ kg}^{-1}$. The optical diameter is empirically linked to the snow density following a simple polynomial regression established by Anderson (1976):

$$d_{\text{opt}}(i) = \min\left(d_{\text{max}}, g_1 + g_2 \times \rho_{\text{sn}}(i)^4\right), \quad (10)$$

where d_{max} (m) is the maximum value equal to $2.796 \times 10^{-3} \text{ m}$, and the coefficients $g_1 = 1.6 \times 10^{-4} \text{ m}$,

and $g_2 = 1.1 \times 10^{-13} \text{ m}^{13} \text{ kg}^{-4}$ were calibrated by Anderson (1976). The time evolution of snow albedo is modeled in a simple way using time constants after Douville et al. (1995). A linear decrease rate is used for dry snow and an exponential decrease is used for wet snow, while the snow albedo increases linearly with snowfall intensity (Boone and Etchevers, 2001). The snow albedo is constrained to be between its minimum value, $\alpha_{\min} = 0.5$, and its maximum, $\alpha_{\max} = 0.85$.

3 Changes in explicit snow and soil schemes

3.1 Changes in snowpack internal processes

3.1.1 Snow layering

Detailed snowpack models use more than a dozen layers to simulate the snow thermal profile and the snowpack stratigraphy well (Armstrong and Brun, 2008; Vionnet et al., 2012). This configuration allows a good computation of the diurnal cycle through the use of fine top layers, while bottom layers are also sufficiently thin to ensure a good computation of the heat conduction at the snow/soil interface. However, these models were rarely used in global atmospheric, climate, and/or hydrological models due to their high computational costs, partly due to the use of a large number of layers. For this reason, the multilayer snow scheme in ISBA was developed using only three layers, representing a good compromise between a reasonable simulation of the snow thermal profile (Boone and Etchevers, 2001) and a low computing time. Today, such computational limitations are less of a constraint and a larger number of layers can be used in this scheme. The number of snow layers in ISBA was increased to 12 with two fine layers at the top and the bottom of the snowpack using the following simple algorithm:

$$\begin{cases} \Delta z(i) = \min\left(\delta_i, \frac{h_{\text{sn}}}{12}\right) \forall i \leq 5 \text{ or } \forall i \geq 9 \\ \Delta z(6) = 0.3d_r - \min[0, 0.3d_r - \Delta z(5)] \\ \Delta z(7) = 0.4d_r + \min[0, 0.3d_r - \Delta z(5)] + \min[0, 0.3d_r - \Delta z(9)], \\ \Delta z(8) = 0.3d_r - \min[0, 0.3d_r - \Delta z(9)] \\ d_r = h_{\text{sn}} - \sum_{i=1}^5 \Delta z(i) - \sum_{i=9}^{12} \Delta z(i) \end{cases} \quad (11)$$

where the constants are defined as $\delta_1 = 0.01 \text{ m}$, $\delta_2 = 0.05 \text{ m}$, $\delta_3 = 0.15 \text{ m}$, $\delta_4 = 0.5 \text{ m}$, $\delta_5 = 1 \text{ m}$, $\delta_9 = 1 \text{ m}$, $\delta_{10} = 0.5 \text{ m}$, $\delta_{11} = 0.1 \text{ m}$, and $\delta_{12} = 0.02 \text{ m}$. For a snow depth below 0.1 m, each layer has the same thickness of 0.00833 m. When the snow depth is above 0.2 m, the thicknesses of the first and the last layers reach their constant values of 0.01 and 0.02 m respectively to reasonably resolve the diurnal cycle and the snow/soil heat exchanges. However, to keep the information of an historical snowfall event for as long as possible, the grid thicknesses are updated only if the two first layers or the last layer become too small or too large. This condition can be summed up as follows:

$$\Delta z(i) < \frac{1}{2} \min\left(\delta_i, \frac{h_{\text{sn}}}{12}\right) \text{ or } \Delta z(i) > \frac{3}{2} \min\left(\delta_i, \frac{h_{\text{sn}}}{12}\right) \quad \forall i = \{1, 2, 12\}. \quad (12)$$

For example, for a total snow depth of 1 m, if the thickness of the top layer becomes lower than 0.005 m or greater than 0.015 m at the beginning of a time step, the layer thicknesses of the entire snowpack are recalculated with Eq. (11) and the snow mass and heat are redistributed accordingly. A similar algorithm was also developed for the six and nine layer cases, but these results are not reported here. In terms of snowpack layering, the main difference with the Crocus scheme is the fact that the total number of layers is constant, while in Crocus only the maximum number of layers is specified (typically 20 or 50) and the model dynamically uses a number of layers which varies in time within this predefined constraint (Vionnet et al., 2012).

3.1.2 Snow compaction

In the new version of the snow scheme, the evolution of snow density in each layer is due to snow compaction resulting from changes in snow viscosity (Brun et al., 1989) and wind-induced densification of near-surface snow layers (Brun et al., 1997). This wind-driven compaction process is assumed to occur when wind velocity exceeds a threshold value that depends on snow surface characteristics. This process is especially important for simulating the evolution of the snow density over polar regions. Brun et al. (1997) pointed out that this process is also critical for reproducing the snow thermal conductivity and the snow temperature profile over these regions. Therefore, the time tendency of snow density in each layer is computed as follows:

$$\frac{\partial \rho_{\text{sn}}(i)}{\partial t} = \rho_{\text{sn}}(i) \frac{\sigma(i)}{\eta(i)} + \max\left(0, \frac{\rho_{\text{wmax}} - \rho_{\text{sn}}(i)}{\tau_{\text{w}}(i)}\right), \quad (13)$$

where ρ_{wmax} (kg m^{-3}) is the maximum density equal to 350 kg m^{-3} below which the snow densification occurs during wind-driven compaction, τ_{w} (s) the compaction rate of this process (Appendix B), and σ (Pa) the vertical stress in each layer. This stress is computed as the weight of the overlying layers. At the top of the snowpack, half the mass of the uppermost layer is used. The vertical stress in each layer is then given by

$$\begin{cases} \sigma(1) = \frac{g \Delta z(1) \rho_{\text{sn}}(1)}{2} \\ \sigma(i) = g \sum_{j=1}^{i-1} [\Delta z(j) \rho_{\text{sn}}(j)] \quad \forall i > 1 \end{cases} \quad (14)$$

The snow viscosity is a function of snow density, temperature, and liquid water content, W_1 (kg m^{-2}), and it is given as follows:

$$\left\{ \begin{array}{l} \eta(i) = \frac{\eta_0}{f_W(i)} \frac{\rho_{\text{sn}}(i)}{\rho_0} \exp(a_\eta \times \min(\Delta T_\eta, T_f - T_{\text{sn}}(i)) + b_\eta \rho_{\text{sn}}(i)) \\ f_W(i) = 1 + 10 \times \min\left(1.0, \frac{W_1(i)}{W_{1\text{max}}(i)}\right) \end{array} \right. , \quad (15)$$

where η_0 (Pa s) is a reference viscosity equal to 7 622 370 Pa s, ρ_0 (kg m^{-3}) is a reference density equal to 250 kg m^{-3} , $W_{1\text{max}}$ (kg m^{-2}) represents the maximum liquid-water-holding capacity (e.g., Sect. 2.2) and the constants $a_\eta = 0.1 \text{ K}^{-1}$, $b_\eta = 0.023 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, and $\Delta T_\eta = 5 \text{ K}$. The viscosity dependence on snow temperature is limited according to Schleef et al. (2014) who pointed out that the impact of snow temperature on snow densification becomes negligible at low temperatures. The last dimensionless function, f_W , describes the decrease of viscosity in the presence of liquid water. Finally, the snowfall density is computed as previously shown (Eq. 7).

3.1.3 Transmission of solar radiation and snow albedo

The absorption of incident shortwave solar radiation, R_{sw} (W m^{-2}), within the pack is now solved over three spectral bands according to Brun et al. (1992). The first band ($[0.3\text{--}0.8] \mu\text{m}$) represents the ultraviolet and visible range, while the two others ($[0.8\text{--}1.5]$ and $[1.5\text{--}2.8] \mu\text{m}$) represent two near-infrared ranges. The total net shortwave radiation, Q_{sn} , absorbed by the snow level i , is the sum of the absorption in each spectral band, k , and is given by

$$Q_{\text{s}}(i) = R_{\text{sw}} \sum_{k=1}^3 [\omega(k) (1 - \alpha_{\text{sn}}(k)) \exp\left(-\sum_{j=1}^i [\beta_{\text{sn}}(k, j) \Delta z(j)]\right)], \quad (16)$$

where ω is the empirical weight of each spectral band equal to 0.71, 0.21, and 0.08 for $[0.3\text{--}0.8]$, $[0.8\text{--}1.5]$ and $[1.5\text{--}2.8] \mu\text{m}$, respectively. As previously shown, the extinction coefficient of snow, β_{sn} , depends on the density and optical diameter of snow. The snow albedo, α_{sn} , is a function of the snow optical diameter and of the age of the first layer of the snowpack. The age dependency is limited to the first band (visible range) and aims to represent the decrease of the snow albedo by impurities from deposition in a very simple way. Indeed, trace amount of light-absorbing impurities can significantly reduce snow albedo in the visible range but have no effect on the near-infrared range (Warren 1982). In each band, both the albedo and the extinction coefficient of snow are computed according to Brun et al. (1992) as follows:

$$\left\{ \begin{array}{l} \alpha_{\text{sn}}(1) = \max\left[0.6, \min(0.92, 0.96 - 1.58\sqrt{d_{\text{opt}}(1)})\right] - \min\left(1, \max\left(\frac{1}{2}, \frac{P_a}{P_{\text{ref}}}\right)\right) \times 0.2 \frac{A_{\text{sn}}(1)}{A_{\text{ref}}}\right] \\ \beta_{\text{sn}}(1, i) = \max\left[40, 0.00192\rho_{\text{s}}(i)/\sqrt{d_{\text{opt}}(i)}\right] \\ \alpha_{\text{sn}}(2) = \max\left[0.3, 0.9 - 15.4\sqrt{d_{\text{opt}}(1)}\right] \\ \beta_{\text{sn}}(2, i) = \max\left[100, 0.01098\rho_{\text{s}}(i)/\sqrt{d_{\text{opt}}(i)}\right] \\ \alpha_{\text{sn}}(3) = 0.88 + 346.2d' - 32.31\sqrt{d'} \text{ with } d' = \min\left[0.0023, d_{\text{opt}}(i)\right], \\ \beta_{\text{sn}}(3, i) = +\infty \end{array} \right. , \quad (17)$$

where A_{sn} is the age of the first snow layer expressed in days, A_{ref} a reference age set to 60 days that modulates the snow albedo decrease due to impurities, P_a (Pa) is the near-surface atmospheric pressure, and P_{ref} (Pa) a reference pressure equal to 870 hPa. The optical diameter of snow is simply given by Eq. (10) but is now also dependent on snow age:

$$d_{\text{opt}}(i) = \min\left[d_{\text{max}}, g_1 + g_2 \times \rho_{\text{sn}}(i)^4 + g_3 \times \min(15, A_{\text{sn}}(i))\right], \quad (18)$$

where g_3 is the rate of increase of the optical diameter of snow with snow age. It is set to $0.5 \times 10^{-4} \text{ m day}^{-1}$ through calibration. The motivation to account for this snow age dependency on snow optical diameter is discussed in Sect. 6.

The snow age for each layer is the time, in days, since the snow has fallen. When a snowfall event occurs, the fresh snow characteristics including its age (0 at time of snowfall) are averaged out with the snow already present in the first layer according to their respective masses. Finally, when the layer thicknesses of the entire snowpack are recalculated with Eqs. (11) and (12), the snow age is redistributed accordingly. Typically, the age of snow in the first shallower layers remains between 0 and approximately 2 weeks during winter and increases during spring, while the last deeper layers age continuously.

3.2 Effects of soil organic carbon on soil hydraulic and thermal properties

Northern Eurasian soils are rich in organic carbon, as shown in Fig. 1. This figure represents the soil organic carbon content of two soil horizons (0–30 and 30–70 cm) aggregated at a 0.5° by 0.5° horizontal resolution and estimated from the Harmonized World Soil Database (HWSD; <http://webarchive.iiasa.ac.at/Research/LUC/External-World-soil-database/HTML/>, FAO/IIASA/ISRIC/ISSCAS/JRC, 2012) at a 1 km resolution from the Food and Agricultural Organization (FAO/IIASA/ISRIC/ISSCAS/JRC, 2012). The parameterization of the impact of soil organic carbon on hydraulic and thermal properties in ISBA is based on pedotransfer functions of Boelter (1969), and on the work by Letts et al. (2000) and Lawrence and Slater (2008). The pedotransfer functions of Boelter (1969) link the soil water retention at different pressure levels to the fiber content of a peat soil. Letts et al. (2000) describe the vertical profile of hydraulic properties such as soil matric potential and hydraulic conductivity at saturation for a typical organic

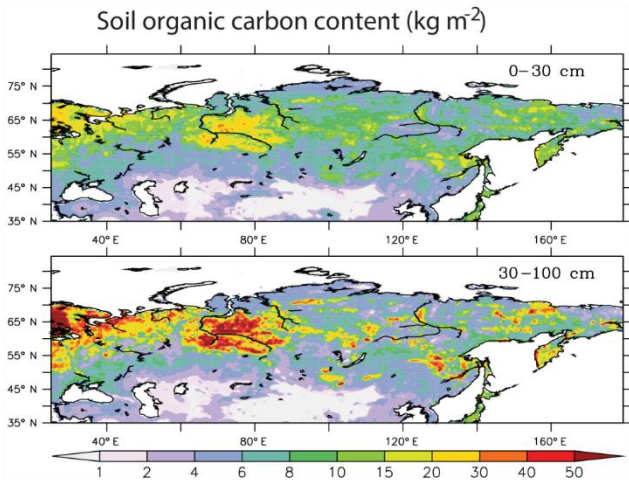


Figure 1. Spatial distribution of the observed soil organic carbon content over two soil horizon (0–30 and 30–70 cm) at 0.5° by 0.5° resolution. Observations come from the Harmonized World Soil Database at 1 km resolution of the Food and Agricultural Organization.

soil. The hydraulic properties change sharply from the near surface where peat is weakly decomposed (fibric soil) to the subsurface with moderately and well decomposed peat (hemic and sapric soils respectively). Lawrence and Slater (2008) proposed a linear combination of such soil organic properties with the standard mineral soil properties.

In ISBA, before averaging soil organic properties with mineral properties, a typical peat soil profile is computed for the model soil grid using a power function for each hydraulic property, α_{peat} , found in Table 1. For each soil layer i , this function is described as

$$\alpha_{\text{peat}}(i) = \alpha_{\text{fibric}} z(i)^\beta \text{ with } \beta = \frac{\ln(\alpha_{\text{sapric}}/\alpha_{\text{fibric}})}{\ln(d_{\text{sapric}}/d_{\text{fibric}})}, \quad (19)$$

where z (m) is the depth of the considered soil grid node, α_{fibric} and α_{sapric} the fibric and sapric parameter values (Table 1), d_{fibric} (m) the depth arbitrarily set to 0.01 m where the profile starts to depart from fibric values, and d_{sapric} (m) the depth of 1 m where the soil properties reach the sapric values according to Letts et al. (2000).

To determine the organic fraction of soil, the density profile of the soil carbon must be known for the entire soil grid. Using the HWSD database, the soil carbon densities in the first 0.3 m, ρ_{top} (kg m^{-3}), and the remaining 0.7 m below, ρ_{sub} (kg m^{-3}), are known:

$$\rho_{\text{top}} = \frac{S_{\text{top}}}{\Delta d_{\text{top}}} \text{ and } \rho_{\text{sub}} = \frac{S_{\text{sub}}}{\Delta d_{\text{sub}}}, \quad (20)$$

where S_{top} and S_{sub} (kg m^{-2}) are the topsoil and subsoil organic carbon contents respectively, Δd_{top} and Δd_{sub} (m) the thicknesses of each observed soil horizon (0.3 and 0.7 m respectively). We extrapolate the density present below 1 m

from this observed near-surface profile (Eq. 20). The extrapolation assumes that the carbon profile decreases sharply with soil depth according to a power function. The shape of this function is given by the observed profile if the topsoil organic carbon density is superior to the subsoil density. Otherwise, the density of soil carbon below a 1 m depth, ρ_{deep} (kg m^{-3}), is taken to be equal to the subsoil density:

$$\rho_{\text{deep}} = (1 - \delta)\rho_{\text{sub}} + \delta \frac{S_{\text{top}} + S_{\text{sub}}}{\Delta d_{\text{deep}} - \Delta d_{\text{top}} - \Delta d_{\text{sub}}} \left[\left(\frac{\Delta d_{\text{deep}}}{\Delta d_{\text{top}} + \Delta d_{\text{sub}}} \right)^\beta - 1 \right],$$

$$\delta = \begin{cases} 0 & \forall \rho_{\text{top}} \leq \rho_{\text{sub}} \\ 1 & \forall \rho_{\text{top}} > \rho_{\text{sub}} \end{cases} \text{ and } \beta = \frac{\ln[S_{\text{top}}/(S_{\text{top}} + S_{\text{sub}})]}{\ln[\Delta d_{\text{top}}/(\Delta d_{\text{top}} + \Delta d_{\text{sub}})]} \quad (21)$$

where Δd_{deep} (m) is an infinite soil thickness taken to be arbitrarily equal to 1000 m.

Finally, the soil carbon density profile, ρ_{soc} (kg m^{-3}), over the entire soil grid is computed using these three soil horizons and a simple linear interpolation at each grid node that conserves the total soil carbon mass (Fig. 2). The fraction of the soil that is organic, f_{soc} , in each layer is determined assuming this simple relationship:

$$f_{\text{soc}}(i) = \frac{\rho_{\text{soc}}(i)}{(1 - w_{\text{sat,peat}}(i)) \rho_{\text{om}}}, \quad (22)$$

where ρ_{om} (kg m^{-3}) is the pure organic matter density equal to 1300 kg m^{-3} (Farouki, 1986) and $w_{\text{sat,peat}}$ the porosity of the peat soil profile computed using Eq. (19) and Table 1. As in Lawrence and Slater (2008), this fraction is used to combine the standard mineral soil properties with soil organic properties using weighted arithmetic or geometric averages, depending on the parameter (Table 1). An example of this method is shown in Fig. 2 for soil porosity, soil saturated hydraulic conductivity, and soil heat capacity.

4 Local-scale evaluation of snow processes at the Col de Porte site (France)

4.1 Experimental data set

The Col de Porte field site (45°17' N, 05°45' E) is located at an elevation of 1325 m in the French Alps near Grenoble (Morin et al., 2012). It consists of a 50 m by 50 m square covered by grass, mowed approximately once a month in summer depending on its growth rate. Soil textures (30 % clay, 60 % sand) are characteristic of a sandy clay loam soil that is very poor in organic carbon. For this reason, this site is only used to evaluate the effect of changes in snow parameterizations, while changes in soil physics cannot be tested. The atmospheric forcing variables (air temperature, rain and snow rates, air humidity, atmospheric pressure, wind speed, long-wave and shortwave incident radiation) are available at a 1 h time step from 1 August 1993 to 31 July 2011. It consists of a combination of in situ measurements, roughly from September to June each year, and the regional reanalysis SAFRAN

Table 1. The peat soil hydraulic and thermal parameter values used in ISBA for fibric and sapric soil. w_{sat} ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) is the porosity, w_{fc} ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) the water content at field capacity specified as matric potential at -0.1 bar for peat soil, w_{wilt} ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) the water content at wilting point (matric potential of -15 bar), b the dimensionless shape parameter of the soil water retention curve, ψ_{sat} (m) the soil matric potential, k_{sat} (m s^{-1}) the soil hydraulic conductivity at saturation, c ($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$) the soil heat capacity of organic matter, λ_s ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) the thermal conductivity of soil matrix, and λ_{dry} ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) the dry soil thermal conductivity. For pedotransfer functions of Boelter (1969), the fiber content in fibric soil is assumed to be equal to 76.8% against 21.8% in sapric soil in order to reach soil porosity values close to Letts et al. (2000). The method for averaging mineral soil properties with peat soil values using the fraction of soil that is organic is also given for each parameter.

α_{peat}	Fibric soil	Sapric soil	Sources	Mineral/peat average
w_{sat}	0.930	0.845	Letts et al. (2000) and Boelter (1969)	Arithmetic
w_{fc}	0.369	0.719	PTF from Boelter (1969)	Arithmetic
w_{wilt}	0.073	0.222	PTF from Boelter (1969)	Arithmetic
b	2.7	12	Letts et al. (2000)	Arithmetic
ψ_{sat}	-0.0103	-0.0101	Letts et al. (2000)	Arithmetic
k_{sat}	2.8×10^{-4}	1.0×10^{-7}	Letts et al. (2000)	Geometric
c	2.5×10^{-6}	2.5×10^{-6}	Farouki (1986)	Arithmetic
λ_s	0.25	0.25	Farouki (1986)	Geometric
λ_{dry}	0.05	0.05	Farouki (1986)	Geometric

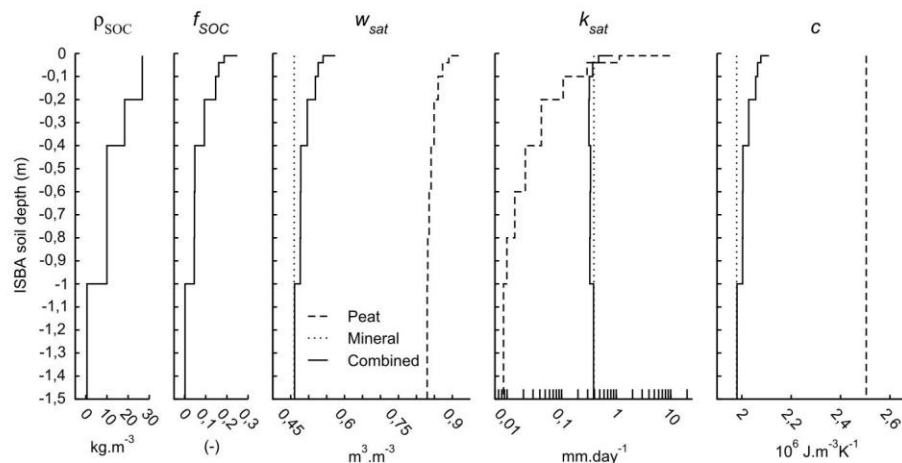


Figure 2. Parameterization of the effect of soil organic carbon (SOC) on soil hydraulic and thermal properties. The soil organic carbon density profile, ρ_{SOC} , is given by Eq. (21) using a top soil organic carbon content of 10 kg m^{-2} , a subsoil content of 15 kg m^{-2} , and via a simple linear interpolation at each soil grid nodes that conserves the total soil carbon mass. The fraction of the soil that is organic, f_{SOC} , in each layer is determined assuming a simple relationship between this last soil organic carbon density profile and an idealized peat soil density profile (Eq. 22). Examples for the soil porosity, w_{sat} , the soil saturated hydraulic conductivity, k_{sat} , and the soil heat capacity, c , are given. Dotted lines represent vertical homogeneous mineral soil properties, dashed lines the idealized peat soil properties, and plain lines the resulting combined soil properties using the averaging method summed up in Table 1.

from June to September each year (see Morin et al. (2012) for details).

The Col de Porte data set includes many observations at a daily time step for evaluating land surface models. In this study, the observed snow depth, surface albedo, and soil temperature at 10 cm are used to evaluate model simulations over the entire period. The snow water equivalent (SWE) is also used for this model evaluation but daily values are only available from 2001 to 2011. Snow depth is measured using ultrasound depth gauges with an accuracy of 1 cm. Surface albedo

is computed as the total daily reflected solar flux divided by the total daily incoming solar flux. We estimate the uncertainty in surface albedo to be about 10% based on the 10% uncertainty in observed radiative fluxes reported by Morin et al. (2012). Soil temperature is measured using automatic probes with an accuracy of 0.1 K. SWE is measured using a cosmic ray sensor placed on the ground and exhibits an uncertainty of 10%. Three skill scores are used to compare model results to the observations. The mean annual bias measures the capability of the model to represents the observed

mean. To evaluate the model ability to represent the observed day to day variability, two statistical quantities are used: the square correlation (r^2), and the centered root mean square error (c-rmse). It is computed by subtracting the simulated and observed annual means from their respective time series before computing a standard root mean square error.

4.2 Model configuration

Four simulations were carried out to evaluate the effect of the different changes in the snow parameterization detailed in Sect. 3.

- The control simulation, named CTL, uses Boone and Etchevers' (2001) formulation for snow layering (three layers), snow compaction, and snow albedo as described in Sect. 2.2.
- The second simulation, SNL, is similar to CTL in terms of snow compaction and albedo but uses the new snow layering with 12 snow layers described in Sect. 3.1.1.
- The third simulation, CPT, uses 12 snow layers as in SNL but the compaction and the wind-induced densification of near-surface snow layers are computed using formulations of Brun et al. (1989, 1997), both described in Sect. 3.1.2.
- The last simulation, NEW, uses all the package of snow equations described in Sect. 3.1: 12 snow layers, the new snow compaction/densification, but also the spectral representation of the snow albedo (Sect. 3.1.3).

For all of the simulations, the snow is assumed to cover the entire grid cell (the snow fraction set to 1) as long as the snow remains present. The effective roughness length of snow is set to its usual value of 0.001 m. The grid cell is assumed to be entirely covered by grass with a root depth of 1 m, the leaf area index varies from 0.1 in winter to 1 in summer, and the snow-free surface albedo is prescribed as 0.2. The model calculates soil temperature, moisture, and ice content in each of the 14 soil layers corresponding to a soil depth of 12 m. The model was run with a 15 min time step from 1 August 1993 to 31 July 2011. The model was spun-up by performing 50 iterations of the first 2 years (August 1993 to July 1995). This spin-up represents a total of 100 years, and this was determined to guarantee that the water and heat profiles were equilibrated over the 12 m soil depth of ISBA. Results are then evaluated over the entire period.

4.3 Results

Figures 3 and 4 show an overview of the four simulations performed at the Col de Porte in terms of snow depth, SWE, surface albedo, and soil temperature at 10 cm. A quick look at the time series indicates that all of the model versions match the observations relatively well. However, an-

nual statistics show a clear hierarchy between the four experiments. The snow depth statistics show that the new snow compaction/densification algorithm has a positive impact on the snowpack simulation. Indeed, both the CPT and NEW experiments exhibit the lowest bias and c-rmse for 12 of the 18 years. However, the comparison to SWE data does not allow a discrimination between the four simulations, even if the c-rmse of the NEW experiment is the best for 7 of the 10 years. The surface albedo from the NEW simulation is clearly better than the albedo from the other experiments; bias and c-rmse are the best for all years (Fig. 4). The soil temperature bias and c-rmse are also reduced by the NEW experiment (for 10 of 17 years) compared to the other simulations. Thus, accounting for different spectral bands within the snow albedo calculation has a significant positive impact on the energy balance of the snow–soil system.

The average seasonal cycle of snow depth, SWE, surface albedo, and soil temperature at 10 cm represented in Fig. 5 highlights the qualities and weaknesses of the different parameterizations by focusing on the snow season (October to May). The corresponding statistics for the winter (DJF), spring (MAM), and the entire period are given in Table 2. The comparison of SNL to CTL indicates that the increase in number of snow layers from 3 to 12 improves the snow depth, SWE, and winter soil temperature simulation. Change in snow compaction (from SNL to CPT) improves the seasonal cycle of snow depth and SWE and especially the maximum value. The seasonal and total biases in Table 2 verify this result and show the same behavior for winter soil temperature, although it is difficult to see visually from Fig. 5. For these three variables, the simulated time variability is also improved from CTL to SNL to CPT, as shown by the other seasonal and total scores (c-rmse and r^2) in Table 2. Finally, the new spectral albedo scheme (from CPT to NEW) has a drastic impact on the snowpack simulation in spring. As shown by Fig. 5 and Table 2, the new spectral albedos clearly improve the simulation of other variables during this period. They induce a sharp springtime snowmelt with a strong decrease in snow depth and SWE. The snow insulation during spring is thus less important and allows the soil surface to warm up faster. As a result, the model is capable of reproducing the strong soil warming observed in April (Fig. 5). Not surprisingly, the soil temperature skill scores for spring and the whole period are drastically improved, although there is a slight degradation in winter.

Figure 6 shows daily mean time series of the snow density and temperature profiles averaged over the snow season for each experiment. With only three snow layers (CTL), the density distribution is more uniform than using the new snow layering scheme with 12 layers (SNL). The significant densification of the bottom layers in SNL is the main process responsible for the snow depth and SWE improvements observed in Fig. 5 and Table 2. In addition, the better representation of the vertical density profile, that results in less dense and thus more insulating surface snow layers from Novem-

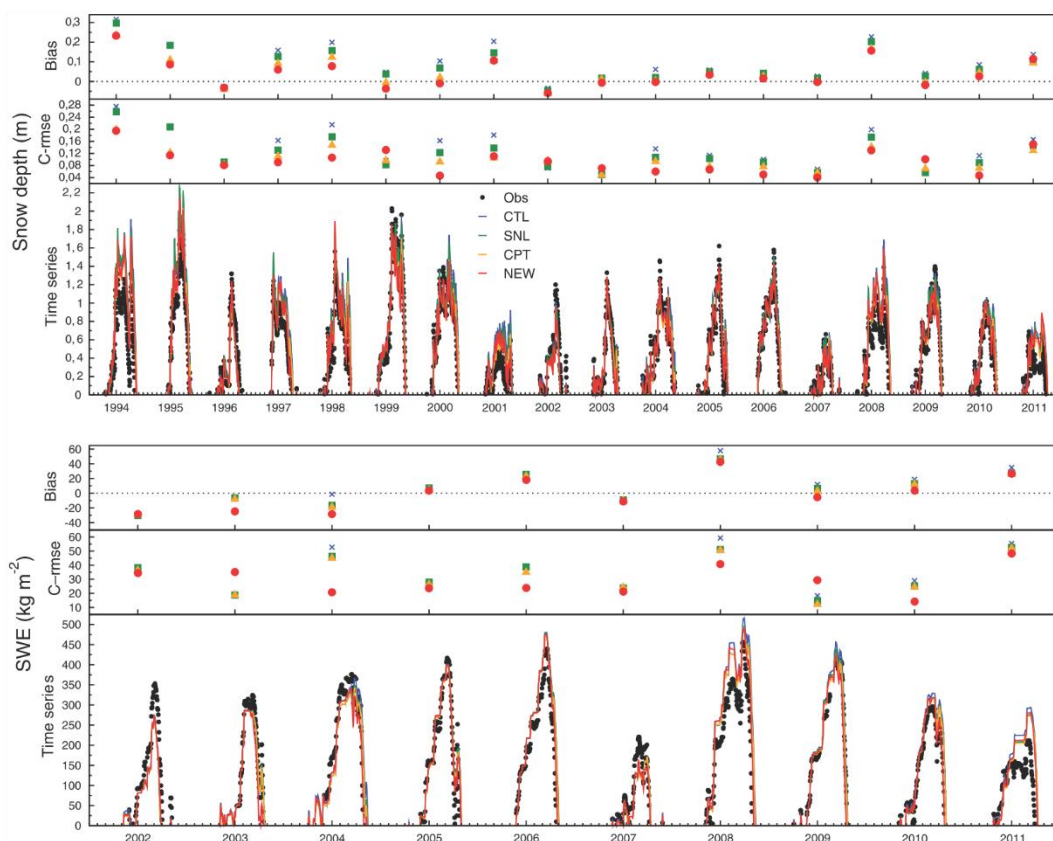


Figure 3. Overview of the four experiments performed at the Col de Porte field site. Daily simulated and observed data for snow depth (top panel) and SWE (bottom panel) are provided for 18 and 10 years respectively. In situ observations are in black, the CTL simulation in blue, SNL in green, CPT in orange, and NEW in red. The corresponding statistics are given in terms of annual bias and c-rmse for each year by measurements periods.

ber to February, leads to a better insulation of the bottom snow layer from the atmosphere and thus to higher temperatures of the bottom snow and top soil layers. This explains the skill scores improvement found in winter soil temperature in Table 2. The new snow compaction scheme (CPT) tends to increase the density contrast between the top and the bottom snow layers. The snowpack is also denser than with SNL, leading to the strong decrease in snow depth observed in Fig. 5 and to the better skill scores in snow depth over each period (Table 2).

CPT also results in a small warming at the bottom of the snowpack which slightly heats the soil temperature compared to SNL. Finally, the spectral albedo scheme (NEW) has a limited effect on the snow density profile but results in a slightly colder snowpack than in CPT and even SNL (not shown) due to the large daily winter albedos seen in Fig. 5. This is the main reason for the lower winter soil temperatures with NEW than CPT and SNL (Table 2).

5 Simulations over northern Eurasia

5.1 Numerical experiment design and observational data set

The experimental design used here is close to that proposed by Brun et al. (2013). The region considered (35 to 85° N, 25 to 180° E) covers eastern Europe, Russia, and Siberia (Fig. 7). The ISBA land surface model is run at a 0.5° by 0.5° spatial resolution using the Interim Reanalysis (ERA-I; <http://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis/era-interim>, Dee et al., 2011). ERA-I meteorological variables are extracted with a 3-hourly frequency in order to represent the diurnal cycle. This reanalysis covers the time period from 1979 to the present. Many details about ERA-I can be found in Dee et al. (2011) and an evaluation of its performance is provided in Berrisford et al. (2011). For precipitation, the monthly ERA-I precipitation values are rescaled to match the observed Global Precipitation Climatology Center (GPCC) Full Data Product V5 (<http://gpcc.dwd.de>, Schneider et al., 2006) as proposed by Decharme and Douville (2006a). This method conserves the

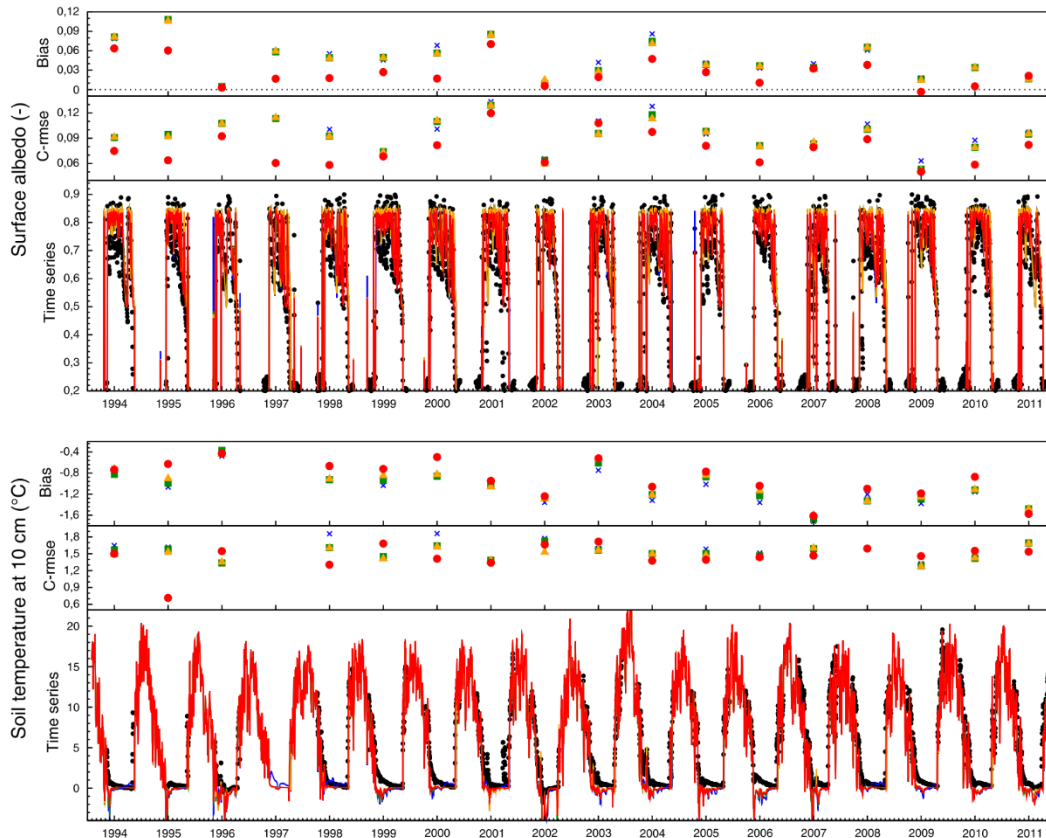


Figure 4. As Fig. 3 but for surface albedo (top panel) and soil temperature at 10 cm depth (bottom panel).

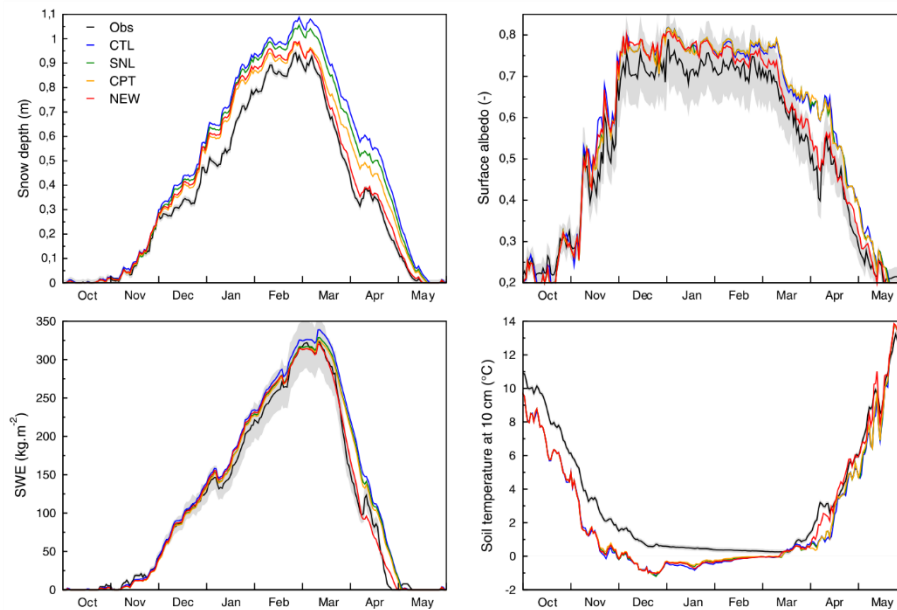


Figure 5. Daily mean annual cycles of snow depth, SWE, surface albedo, and soil temperature at 10 cm depth simulated (colors) and observed (black) at the Col de Porte field site. The corresponding skill scores are given in Table 2. Over all panels, the grey shadow corresponds to the uncertainty in in situ measurements as discussed in Sect. 4.1. The observed snow depth exhibits an accuracy of ± 1 cm, the soil temperature is measured with a precision of ± 1 K, while uncertainties in SWE and surface albedo are near ± 10 %.

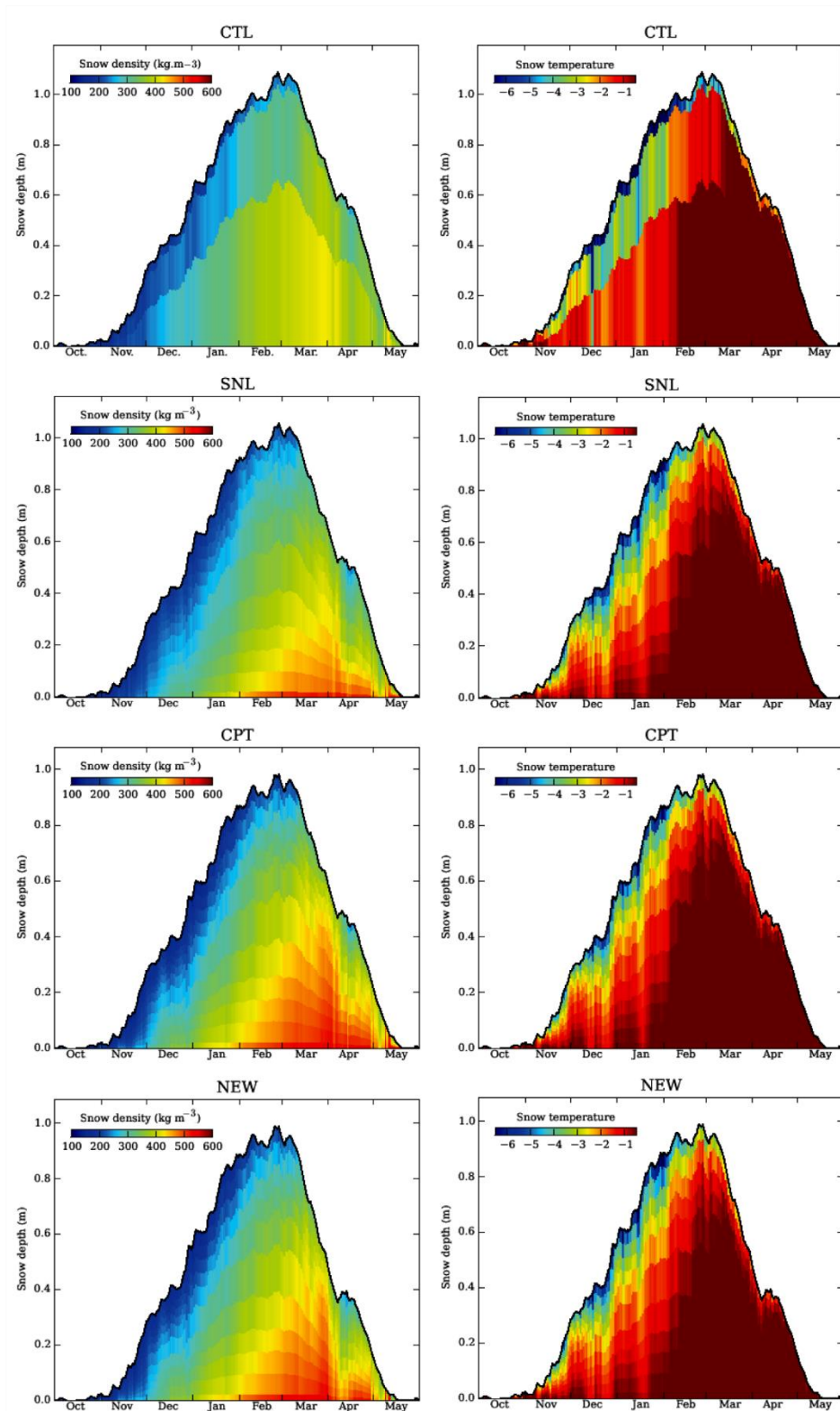


Figure 6. Daily mean annual cycles of snow density (kg m^{-3}) and snowpack internal temperature ($^{\circ}\text{C}$) simulated by the four experiments over 18 years at the Col de Porte field site.

Table 2. Daily skill scores simulated by each experiment at Col de Porte for snow depth, SWE, albedo, and soil temperature at 10 cm over the number of point measurement, n . The bias, centered root mean square error (c-rmse) and square correlation (r^2) described in Sect. 4.1 are shown. The best scores are given in bold.

Period	Criterion	Experiments			
		CTL	SNL	CPT	NEW
Snow depth (m)					
DJF ($n = 1624$)	bias	0.126	0.108	0.074	0.089
	c-rmse	0.159	0.157	0.126	0.130
	r^2	0.863	0.870	0.907	0.900
MAM ($n = 1656$)	bias	0.165	0.127	0.077	0.027
	c-rmse	0.223	0.192	0.169	0.155
	r^2	0.845	0.878	0.884	0.900
All ($n = 4737$)	bias	0.102	0.082	0.053	0.041
	c-rmse	0.176	0.157	0.130	0.126
	r^2	0.889	0.908	0.923	0.927
SWE (kg m^{-2})					
DJF ($n = 835$)	bias	12.329	6.196	4.934	8.887
	c-rmse	38.331	35.004	34.476	36.079
	r^2	0.901	0.913	0.915	0.911
MAM ($n = 887$)	bias	25.022	19.064	16.352	0.334
	c-rmse	61.138	57.204	55.699	49.583
	r^2	0.861	0.872	0.876	0.900
All ($n = 2310$)	bias	13.851	9.169	7.648	2.981
	c-rmse	45.641	42.267	41.134	38.100
	r^2	0.902	0.910	0.913	0.924
Albedo (-)					
DJF ($n = 1456$)	bias	0.047	0.047	0.047	0.045
	c-rmse	0.076	0.076	0.076	0.074
	r^2	0.528	0.535	0.533	0.506
MAM ($n = 1516$)	bias	0.077	0.077	0.076	0.023
	c-rmse	0.119	0.117	0.115	0.080
	r^2	0.768	0.785	0.792	0.889
All ($n = 4101$)	bias	0.048	0.046	0.045	0.026
	c-rmse	0.101	0.098	0.098	0.082
	r^2	0.858	0.869	0.871	0.905
Soil temperature 10 cm (K)					
DJF ($n = 1323$)	bias	-1.082	-1.009	-0.962	-1.032
	c-rmse	0.892	0.837	0.797	0.811
	r^2	0.234	0.234	0.272	0.279
MAM ($n = 838$)	bias	-0.646	-0.624	-0.606	-0.199
	c-rmse	2.109	1.995	1.967	1.701
	r^2	0.827	0.848	0.852	0.896
All ($n = 2237$)	bias	-1.121	-1.079	-1.049	-0.936
	c-rmse	1.650	1.591	1.569	1.519
	r^2	0.871	0.880	0.883	0.894

3-hourly chronology of the ERA-I precipitation but ensures a reasonable monthly amount (Szczypta et al., 2012). Brun et al. (2013) pointed out the significantly better performance of this ERA-I-scaled GPCP forcing product in simulating northern Eurasian snowpack variables compared to the ERA-I precipitation or other state-of-the-art global-scale atmospheric forcings.

To evaluate snow and soil temperature simulations, several in situ data sets are used. As in Brun et al. (2013), the His-

torical Soviet Daily Snow Depth (HSDSD; http://nsidc.org/data/docs/noaa/g01092_hsdsd/index.html, Armstrong, 2001) compiled by Armstrong (2001) was used in the current study. It consists of daily snow depth measurements taken at synoptic stations following the World Meteorological Organization (WMO) standards. WMO requires the measurements to be taken in bare ground open areas or clearings with regular grass cutting. These snow depth data are therefore representative of open areas of bare ground or those covered with very short grass. This data set starts in 1881 with a few stations and ends in 1995. Considering that ERA-I starts in 1979, the model simulations are done from 1979 according to Brun et al. (2013). 263 HSDSD stations are available over this period with approximately half of them without any missing data. We chose to use only the stations where the difference between the local and the ERA-I elevation is less than 100 m, to avoid temperature biases for instance that would be directly due to the low resolution of ERA-I. We also only kept the stations where the number of days with a nonzero snow depth measurement over the entire period is superior to 100 days, and that have at least 8 days with snow measurement per year. With this filter, the number of available stations decreases to 158, which remains acceptable. Most stations are located in Russia and western Siberia with only a few in eastern Siberia (Fig. 7).

The second source of observations is the Russian Historical Soil Temperature (RHST) data set compiled by Zhang et al. (2001) over Siberia (<http://data.eol.ucar.edu/codiac/dss/id=106.ARCSS078>, Zhang et al., 2001). Data coverage extends from the 1800s through 1990, but is not continuous. We compared our model results over the 1979–1990 period. Similar to snow depth, soil temperature stations are subject to WMO standards and are located in open area sites. We used the same criteria as for snow depth. Only stations with local elevations close to the ERA-I altitude (less than 100 m difference) are used. In addition, only stations with at least 36 months of observations (at least 3 years out of 12) are kept. Most soil temperature sites are collocated with snow depth sites (Fig. 7). Measurements were taken at depths of 20, 80, 160, and 320 cm. For each depth, 95, 48, 48, and 82 stations, respectively, were available for model evaluation. The spatial distribution of these stations is shown in Fig. 7 for depths of 20 and 160 cm.

To quantify the capability of the model to simulate the permafrost characteristics, three data sets are used. The first data set is the Circumpolar map of permafrost and ground ice conditions (<http://nsidc.org/data/ggd318>, Brown et al., 2002) edited by Brown et al. (2002). This data set is available at a 0.5° by 0.5° resolution and shows the continuous, discontinuous, isolated, and sporadic permafrost boundaries. The second data set gives access to in situ observations on active layer thickness collected by the Circumpolar Active Layer Monitoring network (CALM; <http://www.gwu.edu/~calm/>, Brown et al., 2000) from the 1990s to 2015 (Brown et al., 2000). Over the studied domain, 233 monitoring sites

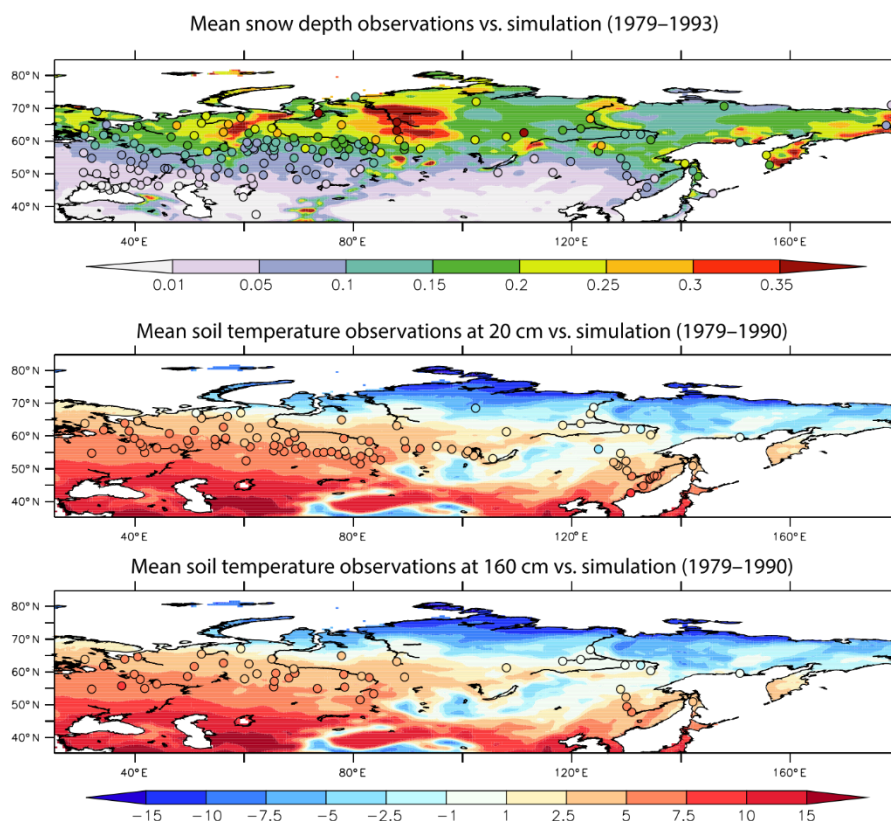


Figure 7. Quantitative comparison between observed (plain circles) and simulated (plain fields) daily snow depth and monthly soil temperature at 20 and 160 cm depths over northern Eurasia. Only the results from the bare soil sub-grid patch of the NEW-SOC simulation are presented because in situ measurements have been collected in open areas following the WMO standards as mentioned in Sect. 5.1.

are available. To compare with simulations performed at a 0.5° by 0.5° resolution, 89 virtual stations have been computed from the 233 original sites by averaging all stations in each 0.5° by 0.5° grid cells. The last data set is an estimate of the active layer thickness over northwest Siberia before the 1990s. This data set is based on the map of landscapes and permafrost conditions in Yakutia (Beer et al., 2013; doi:10.1594/PANGAEA.808240). It gives access to the mean and standard deviation of the most probable active layer thickness in each grid box at 0.5° by 0.5° resolution. All details can be found in Beer et al. (2013).

5.2 Model configuration

Three experiments using the ISBA land surface model forced by the ERA-I-scaled GPCP atmospheric data set are performed using the same configuration. In addition to the CTL (old snow scheme) and NEW (new snow scheme) experiments already described in Sect. 4, we performed one simulation using the parameterization of the impact of the soil organic carbon on the hydrologic and thermal soil properties. This last experiment, called NEW-SOC (soil organic carbon), uses the new snow and soil property schemes described in Sects. 3.1 and 3.2, respectively. As previously done, the

model determines the temperature, liquid water, and ice content evolution in each of the 14 soil layers corresponding to a total soil depth of 12 m. The model is run with a 15 min time step from 1 January 1979 to 31 December 2013. The model's spin-up uses 20 iterations of the first 5 years (1979 to 1983) of the atmospheric forcing, representing a total of 100 years.

In ISBA, we use a series of 12 sub-grid independent patches per grid cell in order to account for land cover heterogeneity. Land cover parameters such as the leaf area index (LAI), vegetation height, vegetation/soil albedos, and rooting depth are prescribed for each sub-grid patch. The dominant patches present in the model over the northern Eurasian region are bare soil, grassland/tundra, deciduous forest, coniferous boreal forest, and C3 crops in the south. The fraction of each surface type within each grid box is used to compute the grid box average of the water and energy budgets. Some other processes, such as surface runoff, dripping from the canopy reservoir, and soil infiltration, account for sub-grid parameterizations. More details can be found in Decharme and Douville (2006b) and Decharme et al. (2013).

For all of the simulations, the grid-cell fraction covered by snow evolves according to the simulated snow depth and is different for bare soil and vegetated areas (Appendix C)

in each land cover patch. As was the case for the Col de Porte experiment, the effective roughness length of snow retains its usual value of 0.001 m. The land surface parameters used by ISBA are specified according to the 1 km resolution ECOCLIMAP-II database (Faroux et al., 2013). LAI, vegetation height, and vegetation/soil albedos are prescribed for the 12 vegetation sub-grid patches based on a mean annual cycle at a 10-day time step. The rooting depth is specified for each vegetation type according to Canadell et al. (1996). It ranges from 0.5 to 1.5 m for tundra and temperate grassland, and from 2 to 3 m for forest. The soil textural properties are given by the HWSO database at 1 km resolution, while the topographic information is specified according to the 30 arcsecond resolution GTOPO30 data set.

5.3 Results

Figure 7 presents a quantitative comparison between the observed and simulated snow depth and soil temperature over northern Eurasia. Because in situ observations were collected in bare ground open areas and/or clearings with regular grass cutting following the WMO standards as mentioned previously, they are compared to snow depths and soil temperature profiles simulated by the ISBA bare soil sub-grid patch alone. This patch exhibits conditions which are closest to those at the corresponding field sites, as is generally the case for ISBA in this kind of comparison (Decharme et al., 2013). The simulation represented here is the NEW-SOC experiment that seems to capture well the snow depth and soil temperature spatial distributions. For snow depth, the latitudinal gradient is well respected. The lower soil temperature along a southwest–northeast transect is also well simulated.

The seasonal cycles of daily snow depths and monthly soil temperatures (Fig. 8) clearly show the biases of the CTL simulation and the improvements due to the new snow and soil representations. The seasonal cycles and the total skill scores are computed using the measurements and simulations for all stations over the entire observed periods. ISBA globally underestimates the snow depth from December through February with no clear difference between CTL and NEW (or NEW-SOC). However, springtime snowmelt is drastically improved by the new snow scheme which induces a better simulated seasonality. This fact is confirmed by some other quantitative comparisons. The average number of days per year with observed snow on the ground for all in situ stations is 150.7 days. CTL simulates 158.7 days against 151.5 days for NEW. On average, the last day of the snow season is day number 281.6 when starting on 1 July. CTL goes beyond this date by more than 9 days while for NEW it is only 2 days (day number 283). These results are consistent with the model evaluation at the Col de Porte field site (Sect. 4). As could be expected also, the new physical soil properties (NEW-SOC) play a minimal role in the snow depth simulation. The seasonal cycle of the soil temperature profile confirms that the new snow scheme induces a warmer soil in

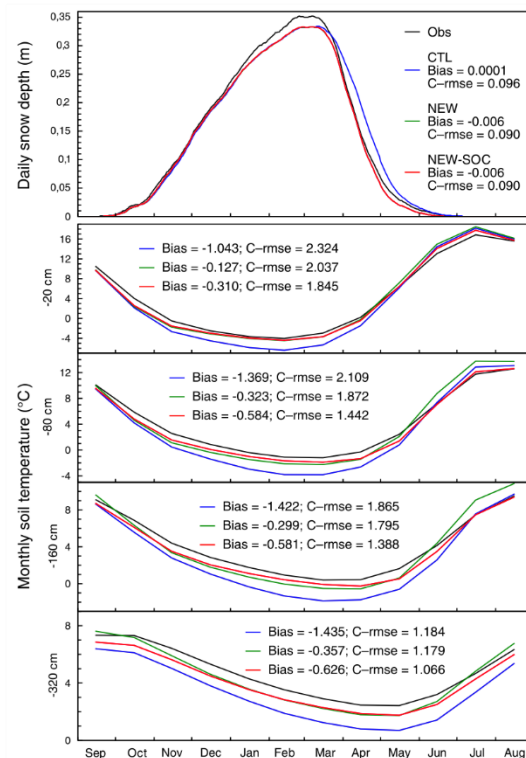


Figure 8. Mean annual cycles of observed and simulated daily snow depth and monthly soil temperature profiles. The mean cycles are computed by averaging all simulated or observed mean annual cycles at each station. However, total skill scores (bias and c-rmse) found in each panel are computed by merging together all simulated or observed time series of all stations over the entire observed periods.

winter compared to CTL, and it strongly reduces the cold bias of CTL. The effect of soil organic carbon is especially observable during spring and summer. NEW exhibits a warm bias for each soil horizon while NEW-SOC, with more insulating soils, reduces this weakness.

These improvements in snow depth and soil temperature are confirmed by the spatial distributions of their seasonal skill scores (bias and c-rmse). Figure 9 shows the spatial distributions of snow depth seasonal skill scores (bias and c-rmse) during winter and spring. No clear differences among these simulations appear in winter, while the bias and c-rmse of many stations are improved in spring by the new snow scheme. The springtime snow depth is simulated in an acceptable manner by NEW, while CTL exhibits a significant overestimation. This fact is confirmed by total scores given in each of the panels. In winter, regardless of the experiments, ISBA underestimates snow depth measurements at many stations, especially in the northern and western parts of the domain (Fig. 9).

The spatial distribution of soil temperature seasonal skill scores simulated at 20 and 160 cm depth during winter is

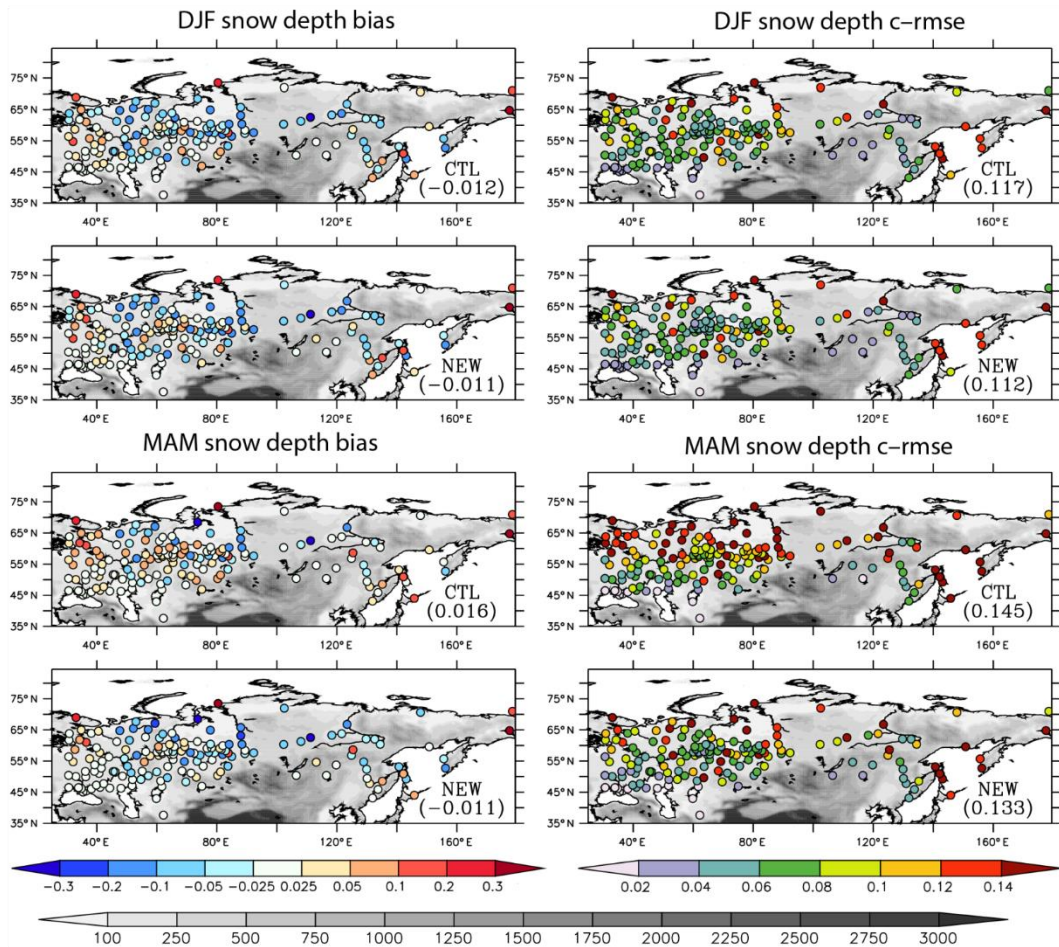


Figure 9. Daily snow depth skill scores (bias and c-rmse) simulated by the CTL and the NEW experiments during winter (DJF) and spring (MAM) over northern Eurasia and expressed in meters. Total scores given in parentheses are computed by merging together all simulated or observed daily time series of all stations for each season.

given in Fig. 10. Regardless of the region, the generalized cold bias found over all stations with CTL is drastically reduced with the new snow scheme and the interannual variability (c-rmse) is largely improved. In summer (Fig. 11), as was already shown in Fig. 8, NEW-SOC is in better agreement with observations compared to NEW regardless of the soil horizon (lower c-rmse) even if a slight cold bias appears at the subsurface as shown by the negative total bias found at 320 cm depth. The NEW experiment overestimates the temperature profile measurements at many stations near the surface, but less so at a 320 cm depth. Therefore, it seems that the subsurface cooling in the NEW-SOC experiment is too intensive, but in fact at 320 cm depth, the simulated soil temperature in the western part of the domain remains quasi-unchanged between NEW-SOC and NEW. The best total scores found in Figs. 8 and 11 without soil organic carbon by the NEW experiment are in fact due to error compensation between the cold and warm biases simulated in the western and eastern part of the domain, respectively.

The effect of soil organic carbon content on soil temperature profile is also especially observable in terms of the simulated permafrost characteristics. The observed and simulated locations of permafrost boundaries are compared in Fig. 12. Regardless of the experiment, ISBA generally simulates acceptable boundaries even if the permafrost limit extends slightly too far south in the western part of the domain. This figure also shows the spatial distribution of active layer thicknesses simulated by the NEW and the NEW-SOC experiments. The active layer thickness in the model is computed as the maximum depth reached each year by the 0 °C isotherm in the soil approximated via a linear interpolation between the last positive temperature node going down from the surface and the first negative temperature node. As expected from the lower summer soil temperatures with NEW-SOC (Figs. 9 and 11), the active layer is shallower. However, this comparison with the limits of different permafrost types does not allow it to be determined which simulation leads to the most accurate active layer thicknesses. The compar-

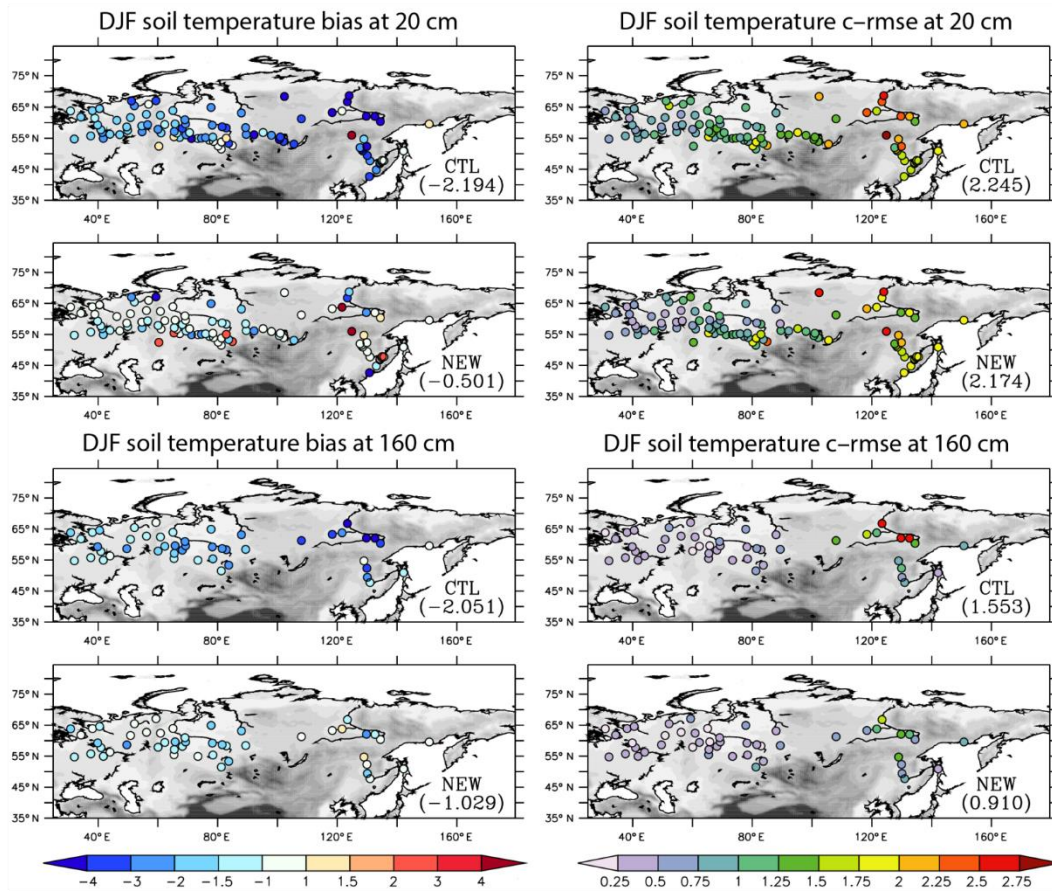


Figure 10. Monthly soil temperature skill scores at 20 and 160 cm depths simulated by the CTL and the NEW experiments during winter and expressed in degrees Celsius. Total scores (bias and c-rmse) are given for each panel.

ison with the CALM data given in Fig. 12 seems to show that NEW-SOC simulates a more accurate spatial distribution of the active layer thickness. This result is confirmed by Fig. 13 that shows the estimated and simulated active layer thicknesses over the Yakutia region. Estimations from Beer et al. (2013) present a strong latitudinal gradient with an increase in active layer thickness from the north to the south. Both experiments exhibit such profiles. However, the active layer thickness simulated by NEW-SOC is in better agreement with these estimations than those by NEW. The latitudinal zonal average confirms this result.

6 Discussion and conclusion

In this study, the impact of improved representation of snowpack and soil properties in the ISBA LSM to simulate snow characteristics and soil temperature profiles over cold regions was analyzed. ISBA’s representations of snow layering, albedo, and compaction were updated by incorporating some parameterizations of the detailed Crocus snowpack model. In addition, a simple parameterization of the soil organic car-

bon effect on hydraulic and thermal soil properties was introduced based on previous work (Boelter, 1969; Letts et al., 2000; Lawrence and Slater, 2008). The model is evaluated first over the Col de Porte field site in the French Alps (Morin et al., 2012) in order to isolate the changes in the snowpack parameterization, and second over the northern Eurasian region to analyze the model’s ability to simulate snow depth, soil temperature profile, and permafrost characteristics.

Changes in the snowpack parameterizations induce noticeable improvements in the simulated snow depth, SWE, surface albedo, and soil temperature at the Col de Porte (field) site. The new snow layering algorithm with 12 layers permits a refinement of the vertical distribution of density and temperature in the snowpack, leading to slight improvements in simulated snow depth, SWE, and soil temperature during winter. The densification of the snowpack with the new compaction scheme, which increases the density contrast between the top and the bottom snow layers, has a significant positive impact on snow depth and winter soil temperature. Finally, the new spectral albedo scheme clearly improves the simulation of the springtime surface albedo that allows a bet-

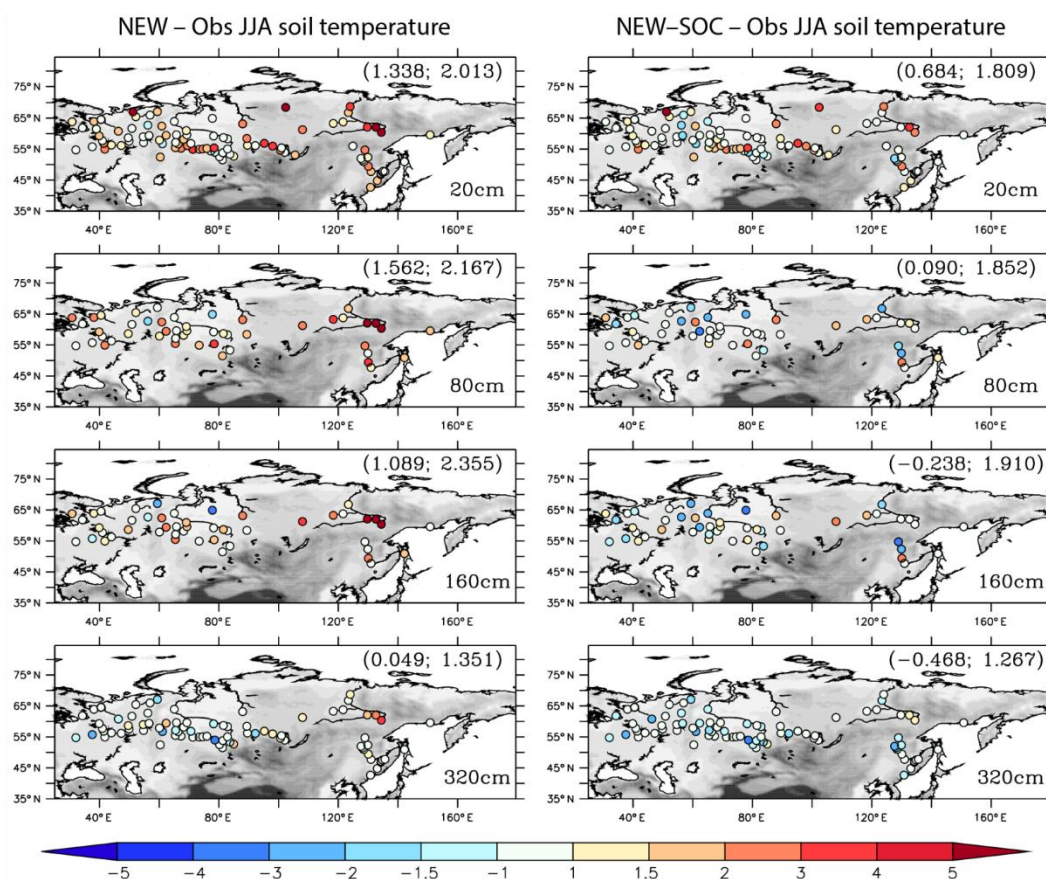


Figure 11. Monthly soil temperature profile bias simulated by the NEW (left panels) and the NEW-SOC (right panels) experiments during summer and expressed in degrees Celsius. Total skill scores (bias; c-rmse) are given in the top panel for each soil horizon.

ter simulation of the snowpack characteristics and soil temperature during melting at the end of the snow season.

It must be noted that the large improvement in snow albedo in spring is mainly due to the use of snow age in the diagnostics of the optical diameter of snow (Eq. 18). Without this parameterization, the surface albedo is strongly overestimated in winter and, to a lesser extent in spring at the Col de Porte field site, with a larger bias and c-rmse for all variables compared to the new version of ISBA (not shown). The optical diameter of snow strongly controls the near-infrared albedo, while impurities mostly affect the albedo in the visible spectrum (Wiscombe and Warren, 1980). This increase of snow optical diameter with time is necessary to represent the decrease in spectrally integrated albedo with age well. However, the increase of snow optical diameter is not only a function of snow density as parameterized by Anderson (1976) in Eq. (10), but it is also due to snow metamorphism, which is macroscopically driven by snow temperature and snow thermal gradients. Several complex parameterizations exist to explicitly represent the evolution of snow optical diameter according to these processes (e.g., Carmagnola et al., 2014). Nevertheless, for the sake of simplicity, we just use a snow

age dependency in the diagnostic of snow optical diameter with a limitation at 15 days (Eq. 18). This simple diagnostic allows the model to reasonably match the explicit computation of the optical diameter of snow simulated in the Crocus model (not shown). The good results of the ISBA model at the Col de Porte field site reinforce this choice.

The positive impacts of the new ISBA snow scheme are confirmed when tested over the northern Eurasian region with an important number of open field in situ snow depth and soil temperature stations. Winter snow depths are slightly better simulated with the new version and the winter soil temperature cold bias obtained with the old version of ISBA is clearly reduced. This fact confirms that the physics used in snow schemes is of primary importance for adequately simulating the snow-insulating effect that prevents soil from getting too cold in winter (Slater et al., 2001; Luo et al., 2003; Gouttevin et al., 2012; Paquin and Sushama, 2015). Another important impact of changes in the ISBA snow scheme over the northern Eurasian region is seen in spring when the snowmelt is well reproduced. As shown over the Col de Porte (field) site, this is mainly due to the new parameterization of spectral snow albedo.

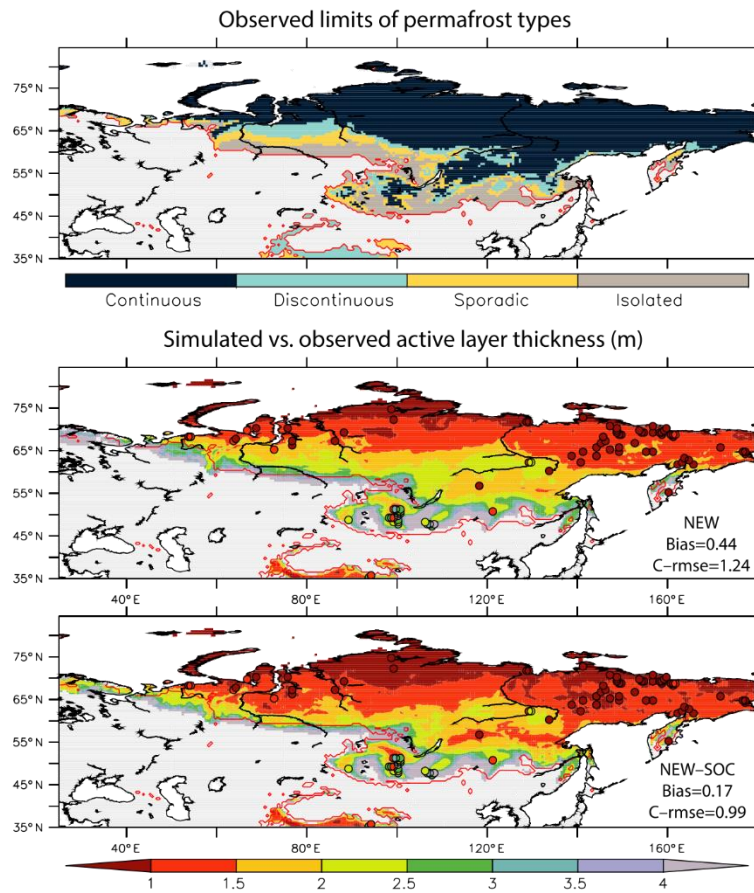


Figure 12. Distribution of permafrost characteristics. The NSIDC estimated limits of continuous, discontinuous, sporadic, and isolated permafrost regions are shown in the top panel. In each panel the red lines correspond to the observed boundary of the entire permafrost region. In the middle and the bottom panels, the mean active layer thicknesses simulated over the 1990–2013 period by the NEW and the NEW-SOC experiments are shown and compared to observations from the CALM network (circles). Total skill scores are given for each experiment.

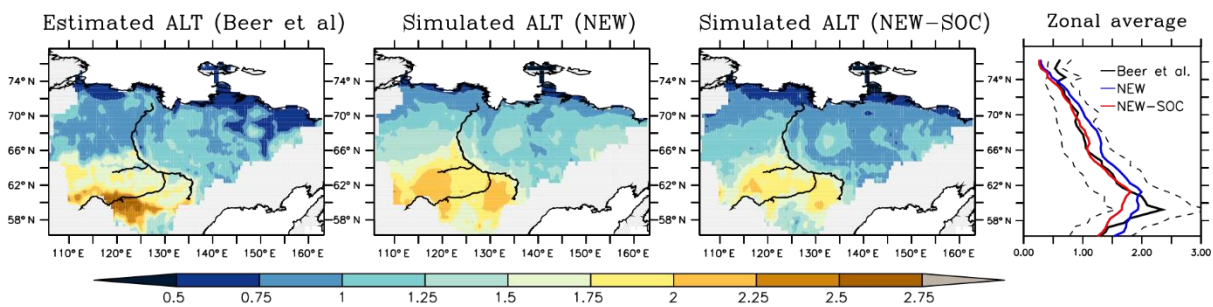


Figure 13. Estimated and simulated active layer thicknesses over the Yakutia region. Estimations before the 1990s are given by Beer et al. (2013), while the NEW and the NEW-SOC experiments are averaged over the 1979–1990 period. The estimated and simulated latitudinal zonal averages are shown in the last panel where Beer et al. (2013) estimations are in black, NEW in blue, and NEW-SOC in red. Dashed lines correspond to uncertainties in active layer thicknesses estimations computed using standard deviations provided by the data set.

Nevertheless, regardless of the model version used, simulated winter snow depths are generally underestimated compared to in situ observations. The cause of this underestimation is not trivial. The first source of uncertainty can be at-

tributable to the GPCP precipitation measurements that do not account for wind undercatch, leading to a possible underestimation of solid precipitation during winter (Adam and Lettenmaier, 2003; Brun et al., 2013). Besides uncertainties

related to the atmospheric forcing, the snow depth underestimation can be due to the inexplicit representation of snow metamorphism. Indeed, in similar experimental conditions over the northern Eurasian region, the winter snow depth simulated by the detailed Crocus snowpack model did not exhibit the same problem (Brun et al., 2013) and the main remaining difference between Crocus and ISBA is now restricted almost entirely to the explicit simulation of snow metamorphism. In Crocus, the viscosity of layers, composed of faceted crystals and depth hoar snow types, is increased (Vionnet et al., 2012), which leads to a reduction of the overall compaction rate of snowpack undergoing temperature conditions conducive to such snow types, and this is consistent with the situation described above.

Taking into account soil organic carbon in soil physical properties logically plays a minimal role in the simulated snowpack behavior. However, this process has drastic impacts on the summer soil temperature profile because it allows the soil to remain cool during spring and summer as shown in previous studies (Bonan and Shugart, 1989; Lawrence and Slater, 2008; Dankers et al., 2011). Consequently, the spatial distribution of the permafrost active layer thickness simulated by the new version of ISBA is in better agreement with estimations from Beer et al. (2013) over the Yakutia region. This result is in agreement with Paquin and Sushama (2015) who showed that the hydraulic and thermal properties of soil organic carbon partly control the thickness of the active layer during summer. However, spatial observations of permafrost characteristics on the global scale are still very scarce, and if available, they are static and do not allow the study of long-term trends and interannual variability.

This model validation should ideally be extended over all cold regions (e.g., North America, Greenland) but considering that northern Eurasia is representative of such regions, some important conclusions are confirmed by this study.

- An adequate simulation of snow layering and snow compaction/densification is important in order to represent winter snowpack characteristics and the soil temperature profile well.
- Snow albedo strongly controls the simulation of the springtime snow characteristics and the melting timing.
- Accounting for soil organic carbon in terms of the soil physical properties drastically impacts the simulation of the summer soil temperature profile and hence also the permafrost active layer thickness and its spatial distribution.

Finally, these conclusions underscore the fact that the representation of snowpack characteristics and soil thermal processes are of primary importance for studying permafrost vulnerability under climate change conditions, especially if the continental carbon cycle is considered due to the strong interaction between soil thermal processes and soil organic carbon decomposition with release of greenhouse gases.

Data availability

All data are available on the mentioned web site.

Appendix A: Snow thermal conductivity

The snow thermal conductivity is computed as a function of snow density following Yen (1981). It also accounts for vapor transfer in the snow using a simple parameterization from Sun et al. (1999). This process is especially important at low snow densities and at high altitude. Therefore, the snow thermal conductivity, λ_{sn} ($W m^{-1} K^{-1}$), in each layer is given by

$$\lambda_{sn}(i) = \lambda_{ice} \left(\frac{\rho_{sn}(i)}{\rho_w} \right)^{1.88} + \frac{P_0}{P_a} \times \max \left(0, k_1 - \frac{k_2}{T_{sn}(i) - k_3} \right), \tag{A1}$$

where λ_{ice} ($W m^{-1} K^{-1}$) is the thermal conductivity of ice equal to $2.2 W m^{-1} K^{-1}$, ρ_w ($kg m^{-3}$) the water density, P_a (Pa) the air pressure, P_0 (Pa) a reference pressure equal to 1000hPa, and the coefficients $k_1 = -0.06023 W m^{-1} K^{-1}$, $k_2 = 2.5425 W m^{-1}$, and $k_3 = 289.99 K$.

Appendix B: Wind-induced densification of near-surface snow layers

Following Brun et al. (1997), the compaction rate, τ_w , of wind-induced densification of near-surface snow layers is computed using several steps. First, a mobility index, Γ_{mob} , that describes the potential for snow erosion for each snow layer is computed as a function of snow density:

$$\Gamma_{mob}(i) = a_{mob} \left[1.0 - \max \left(0, \frac{\rho_s(i) - \rho_{sn\min}}{\rho_{mob}} \right) \right], \tag{B1}$$

where $\rho_{sn\min} = 50 kg m^{-3}$ is the minimum density of snow, ρ_{mob} a reference density of $295 kg m^{-3}$, and the dimensionless constant $a_{mob} = 1.25$. Secondly, a wind-driven compaction index is computed, Γ_w , combining the mobility index and the near-surface atmospheric wind speed:

$$\Gamma_w(i) = 1 - a_\Gamma \exp(-b_\Gamma \kappa_v V_a) + \Gamma_{mob}(i), \tag{B2}$$

where $\kappa_v = 1.25$ is a dimensionless coefficient for gust diagnosis from average wind speed, and the constants $a_\Gamma = 2.868$ and $b_\Gamma = 0.085 s m^{-1}$. A positive value of Γ_w indicates that wind-driven compaction can occur. Compaction rate from the surface is then propagated to the layers beneath, following an exponential decrease, until it meets a snow layer with a negative wind-driven compaction index. For each layer, this compaction rate is computed as follows:

$$\tau_w(i) = \frac{2\kappa_v \pi_\tau}{f_\tau(i)} \text{ with } f_\tau(i) = \max(0, \Gamma_w(i)) \times \exp \left(a_\tau \sum_{j=1}^i (\Delta z(j) (b_\tau - \Gamma_w(j))) \right), \tag{B3}$$

where π_τ (s) is a time constant of 1 day, and the constants $a_\tau = 10$ and $b_\tau = 3.25$.

Appendix C: Grid-cell snow fraction

At regional and/or global scale, the snow fraction, p_{sn} , for each patch of the ISBA land surface model is computed as the sum of the bare ground snow-covered fraction, p_{sng} , and the fraction of vegetation covered by snow, p_{snv} , weighted by the vegetation fraction of the patches covered by vegetation, f_{veg} . The snow fraction is thus computed as follows:

$$p_{sn} = (1 - f_{veg}) p_{sng} + f_{veg} p_{snv} \text{ with } \begin{cases} p_{sng} = \min(1, h_{sn}/h_{sng}) \\ p_{snv} = h_{sn}/(h_{sn} + w_{snv} z_{0veg}) \end{cases}, \tag{C1}$$

where h_{sn} (m) is the total snow depth, h_{sng} (m) a ground snow depth threshold set to 0.01 m, z_{0veg} (m) the vegetation roughness length, and w_{snv} a coefficient set to 2. f_{veg} is specified for each vegetation patch. It is equal to 0.0 for bare soil, 0.95 for grassland/tundra as well as for temperate and boreal forest, and varies exponentially according to the leaf area index (LAI) for crop types. z_{0veg} varies for each vegetation type and is computed from typical vegetation height, h_{veg} , as follows:

$$z_{0veg} = \max(0.001, 0.13 \times h_{veg}). \tag{C2}$$

For woody vegetation, h_{veg} is assumed constant over time. It ranges from 30 m for tropical forests and 20 m for coniferous boreal forests to 15, 10, or 5 m for temperate forests and 2 m for bushes. For herbaceous plants, $h_{veg} = LAI/6$, with LAI the leaf area index given by the ECOCLIMAP database. It ranges approximately from 0.01 to 0.8 m for grassland/tundra. Finally, the height of crop types is related to an exponential function of LAI and has a height of 1m before maturity defined as a LAI of $3.5 m^2 m^{-2}$. More details on these physiographic parameters can be found in Masson et al. (2003).

Acknowledgements. This work is supported by the APT project from the BNP-Paribas foundation, the program CLASSIQUE of the French Agence Nationale pour la Recherche, the Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) of Météo France, and the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) of the French research ministry. The authors would like to thank in particular Vincent Vionnet, Matthieu Lafaysse, Yves Lejeune, and Jean-Michel Panel (CNRM-GAME/Centre d'Etudes de la Neige) for useful comments on snowpack modeling and their contribution to data acquisition at Col de Porte since 1993. Thanks are also due to anonymous reviewers.

Edited by: G. Chambon

References

- Adam, J. C. and Lettenmaier, D. P.: Adjustment of global gridded precipitation for systematic bias, *J. Geophys. Res.*, 108, 4257, doi:10.1029/2002JD002499, 2003.
- Anderson, E. A.: A point energy and mass balance model of a snow cover, Technical Report NWS 19, National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Silver Spring, MD, USA, 150 pp., 1976.
- Armstrong, R.: Historical Soviet daily snow depth version 2 (HS-DSD), National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO, CD-ROM, http://nsidc.org/data/docs/noaa/g01092_hsd/d/index.html (last access: April 2016), 2001.
- Armstrong, R. L. and Brun, E.: Snow and Climate: Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling, Cambridge University Press, 222 pp., 2008.
- Bartelt, P. and Lehning, M.: A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: numerical model, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 35, 123–145, 2002.
- Beer, C., Fedorov, A. N., and Torgovkin, Y.: Permafrost temperature and active-layer thickness of Yakutia with 0.5-degree spatial resolution for model evaluation, *Earth Syst. Sci. Data*, 5, 305–310, doi:10.5194/essd-5-305-2013, 2013.
- Beringer, J., Lynch, A. H., Chapin III, F. S., Mack, M., and Bonan, G. B.: The Representation of Arctic Soils in the Land Surface Model: The Importance of Mosses, *J. Climate*, 14, 3324–3335, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<3324:TROASI>2.0.CO;2, 2001.
- Berrisford, P., Källberg, P., Kobayashi, S., Dee, D., Uppala, S., Simmons, A. J., Poli, P., and Sato, H.: Atmospheric conservation properties in ERA-Interim, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 137, 1381–1399, doi:10.1002/qj.864, 2011.
- Best, M. J., Pryor, M., Clark, D. B., Rooney, G. G., Essery, R. L. H., Ménard, C. B., Edwards, J. M., Hendry, M. A., Porson, A., Gedney, N., Mercado, L. M., Sitch, S., Blyth, E., Boucher, O., Cox, P. M., Grimmond, C. S. B., and Harding, R. J.: The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), Model description – Part 1: Energy and water fluxes, *Geosci. Model Dev.*, 4, 677–699, doi:10.5194/gmd-4-677-2011, 2011.
- Boelter, D. H.: Physical Properties of Peats as Related to Degree of Decomposition, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 33, 606–609, doi:10.2136/sssaj1969.03615995003300040033x, 1969.
- Bohren, C. F. and Barkstrom, B. R.: Theory of the optical properties of snow, *J. Geophys. Res.*, 79, 4527–4535, doi:10.1029/JC079i030p04527, 1974.
- Bonan, G. B. and Shugart, H. H.: Environmental-factors and ecological processes in boreal forests, *Annu. Rev. Ecol. Syst.*, 20, 1–28, 1989.
- 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, *J. Hydrometeorol.*, 2, 374–394, 2001.
- Boone, A., Masson, V., Meyers, T., and Noilhan, J.: The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil–vegetation–atmosphere transfer scheme, *J. Appl. Meteorol.*, 39, 1544–1569, 2000.
- Braud, I., Varado, N., and Olioso, A.: Comparison of root water uptake modules using either the surface energy balance or potential transpiration, *J. Hydrol.*, 301, 267–286, 2005.
- Brooks, R. H. and Corey, A. T.: Properties of porous media affecting fluid flow, *J. Irrig. Drain. Div.*, 92, 61–90, 1966.
- Brown, J., Hinkel, K. M., and Nelson, F. E.: The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) program: historical perspectives and initial results, *Polar Geogr.*, 24, 165–258, 2000.
- Brown, J., Ferrians, O., Heginbottom, J. A., and Melnikov, E.: Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground-Ice Conditions, Version 2, National Snow and Ice Data Center (NSIDC), Boulder, Colorado, USA, 2002.
- Brown, R., Bartlett, P., MacKay, M., and Verseghy, D.: Evaluation of snow cover in CLASS for SnowMIP, *Atmos.-Ocean*, 44, 223–238, doi:10.3137/ao.440302, 2006.
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., and Coléou, C.: An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, 35, 333–342, 1989.
- Brun, E., David, P., Sudul, M., and Brunot, G.: A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, 38, 13–22, 1992.
- Brun, E., Martin, E., and Spiridonov, V.: Coupling a multi-layered snow model with a GCM, *Ann. Glaciol.*, 25, 66–72, 1997.
- Brun, E., Vionnet, V., Boone, A., Decharme, B., Peings, Y., Valette, R., Karbou, F., and Morin, S.: Simulation of Northern Eurasian Local Snow Depth, Mass, and Density Using a Detailed Snowpack Model and Meteorological Reanalyses, *J. Hydrometeorol.*, 14, 203–219, doi:10.1175/JHM-D-12-012.1, 2013.
- Campbell, G. S.: A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data, *Soil Science*, 117, 311–314, 1974.
- Canadell, J., Jackson, R. B., Ehleringer, J. R., Mooney, H. A., Sala, O. E., and Schulze, E.-D.: Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale, *Oecologia*, 108, 583–595, 1996.
- Canal, N., Calvet, J.-C., Decharme, B., Carrer, D., Lafont, S., and Pigeon, G.: Evaluation of root water uptake in the ISBA-A-gs land surface model using agricultural yield statistics over France, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 4979–4999, doi:10.5194/hess-18-4979-2014, 2014.
- Carmagnola, C. M., Morin, S., Lafaysse, M., Domine, F., Lesaffre, B., Lejeune, Y., Picard, G., and Arnaud, L.: Implementation and evaluation of prognostic representations of the optical diameter of snow in the SURFEX/ISBA-Crocus detailed snowpack model, *The Cryosphere*, 8, 417–437, doi:10.5194/tc-8-417-2014, 2014.

- Dankers, R., Burke, E. J., and Price, J.: Simulation of permafrost and seasonal thaw depth in the JULES land surface scheme, *The Cryosphere*, 5, 773–790, doi:10.5194/tc-5-773-2011, 2011.
- Decharme, B. and Douville, H.: Uncertainties in the GSWP-2 precipitation forcing and their impacts on regional and global hydrological simulations, *Clim. Dynam.*, 27, 695–713, doi:10.1007/s00382-006-0160-6, 2006a.
- Decharme, B. and Douville, H.: Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model, *Clim. Dynam.*, 26, 65–78, 2006b.
- Decharme, B. and Douville, H.: Global validation of the ISBA Sub-Grid Hydrology, *Clim. Dynam.*, 29, 21–37, doi:10.1007/s00382-006-0216-7, 2007.
- Decharme, B., Boone, A., Delire, C., and Noilhan, J.: Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions, *J. Geophys. Res.*, 116, D20126, doi:10.1029/2011JD016002, 2011.
- Decharme, B., Martin, E., and Faroux, S.: Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 118, 7819–7834, doi:10.1002/jgrd.50631, 2013.
- 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. Meteorol. Soc.*, 137, 553–597, doi:10.1002/qj.828, 2011.
- Douville, H., Royer, J., and Mahfouf, J.: A new snow parameterization for the Meteo-France climate model, *Clim. Dynam.*, 12, 21–35, 1995.
- Dutra, E., Balsamo, G., Viterbo, P., Miranda, P., Beljaars, A., Schär, C., and Elder, K.: An improved snow scheme for the ECMWF land surface model: description and offline validation, *J. Hydrometeorol.*, 11, 899–916, 2010.
- FAO/IIASA/ISRIC/ISSCAS/JRC: Harmonized World Soil Database (version 1.2), FAO, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria, 2012.
- Farouki, O. T.: Thermal Properties of Soils, Series on Rock and Soil Mechanics, 11, Trans Tech Pub., Rockport, MA, USA, 136 pp., 1986.
- Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A. T., Roujean, J.-L., Masson, V., Martin, E., and Le Moigne, P.: ECOCLIMAP-II/Europe: a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1-km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models, *Geosci. Model Dev.*, 6, 563–582, doi:10.5194/gmd-6-563-2013, 2013.
- Feddes, R. A., Hoff, H., Bruen, M., Dawson, T., de Rosnay, P., Dirmeyer, P., Jackson, R. B., Kabat, P., Kleidon, A., Lilly, A., and Pitman, A. J.: Modeling Root Water Uptake in Hydrological and Climate Models, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 82, 2797–2809, 2001.
- Fuchs, M., Campbell, G. S., and Papendick, R. I.: An analysis of sensible and latent heat flow in a partially frozen unsaturated soil, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 42, 379–385, 1978.
- Gouttevin, I., Krinner, G., Ciais, P., Polcher, J., and Legout, C.: Multi-scale validation of a new soil freezing scheme for a land-surface model with physically-based hydrology, *The Cryosphere*, 6, 407–430, doi:10.5194/tc-6-407-2012, 2012.
- Joetzjer, E., Delire, C., Douville, H., Ciais, P., Decharme, B., Carer, D., Verbeeck, H., De Weirtdt, M., and Bonal, D.: Improving the ISBACC land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the Amazon forest, *Geosci. Model Dev.*, 8, 1709–1727, doi:10.5194/gmd-8-1709-2015, 2015.
- Jordan, R.: A One-Dimensional Temperature Model for a Snow Cover: Technical Documentation for SNTHERM, Tech. rep. 89, Cold Regions Research and Engineering Lab., Hanover, NH, 1–49, 1991.
- Kuipers Munneke, P., van den Broeke, M., Lenaerts, J., Flanner, M., Gardner, A., and van de Berg, W.: A new albedo parameterization for use in climate models over the Antarctic ice sheet, *J. Geophys. Res.*, 116, D05114, doi:10.1029/2010JD015113, 2011.
- Lafaysse, M., Morin, S., Coléou, C., Vernay, M., Serça, D., Besson, F., Willemet, J.-M., Giraud, G., and Durand, Y.: Towards a new chain of models for avalanche hazard forecasting in French mountain ranges, including low altitude mountains, Proceedings of the International Snow Science Workshop Grenoble, Chamonix Mont-Blanc, 7–11 October 2013, Grenoble, France, 162–166, 2013.
- Lawrence, D. M. and Slater, A.: Incorporating organic soil into a global climate model, *Clim. Dynam.*, 30, 145–160, doi:10.1007/s00382-007-0278-1, 2008.
- Lawrence, D. M., Slater, A. G., Romanovsky, V. E., and Nicolsky, D. J.: The sensitivity of a model projection of near-surface permafrost degradation to soil column depth and inclusion of soil organic matter, *J. Geophys. Res.*, 113, F02011, doi:10.1029/2007JF000883, 2008.
- Letts, M. G., Roulet, N. T., Comer, N. T., Skarupa, M. R., and Versegny, D. L.: Parametrization of peatland hydraulic properties for the Canadian Land Surface Scheme, *Atmos. Ocean*, 38, 141–160, 2000.
- Loth, B. and Graf, H.-F.: Modeling the snow cover in climate studies: 1. Long-term integrations under different climatic conditions using a multilayered snow-cover model, *J. Geophys. Res.*, 103, 11313–11327, doi:10.1029/97JD01411, 1998.
- Loth, B., Graf, H.-F., and Oberhuber, J. M.: Snow cover model for global climate simulations, *J. Geophys. Res.*, 98, 10451–10464, 1993.
- Luo, L., Robock, A., Vinnikov, K., Schlosser, C., Slater, A., Boone, A., Etchevers, P., Habets, F., Noilhan, J., Braden, H., Cox, P., de Rosnay, P., Dickinson, R., Dai, Y., Duan, Q., Etchevers, P., Henderson-Sellers, A., Gedney, N., Gusev, Y., Habets, F., Kim, J., Kowalczyk, E., Mitchell, K., Nasonova, O., Noilhan, J., Pitman, A., Schaake, J., Shmakin, A., Smirnova, T., Wetzell, P., Xue, Y., Yang, Z. and Zeng, Q.: Effects of frozen soil on soil temperature, spring infiltration, and runoff: Results from the PILPS2(d) experiment at Valdai, Russia, *J. Hydrometeorol.*, 4, 334–351, doi:10.1175/1525-7541(2003)4<334:EOFSOS>2.0.CO;2, 2003.
- Lynch-Stieglitz, M.: The development and validation of a simple snow model for the GISS GCM, *J. Climate*, 7, 1842–1855, 1994.
- Manabe, S.: Climate and ocean circulation 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface, *Mon. Weather Rev.*, 97, 739–805, 1969.

- Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R.: A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models, *J. Climate*, 16, 1261–1282, doi:10.1175/1520-0442(2003)16<1261:AGDOLS>2.0.CO;2, 2003.
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouysse, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J.-C., Carrer, D., Decharme, B., Delire, C., Donier, S., Essaouini, K., Gibelin, A.-L., Giordani, H., Habets, F., Jidane, M., Kerdraon, G., Kourzeneva, E., Lafaysse, M., Lafont, S., Lebeauin Brossier, C., Lemonsu, A., Mahfouf, J.-F., Marguinaud, P., Mokhtari, M., Morin, S., Pigeon, G., Salgado, R., Seity, Y., Taillefer, F., Tanguy, G., Tulet, P., Vincendon, B., Vionnet, V., and Voldoire, A.: The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes, *Geosci. Model Dev.*, 6, 929–960, doi:10.5194/gmd-6-929-2013, 2013.
- Morin, S., Lejeune, Y., Lesaffre, B., Panel, J.-M., Poncet, D., David, P., and Sudul, M.: An 18-yr long (1993–2011) snow and meteorological dataset from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 m alt.) for driving and evaluating snowpack models, *Earth Syst. Sci. Data*, 4, 13–21, doi:10.5194/essd-4-13-2012, 2012.
- Nicolisky, D. J., Romanovsky, V. E., Alexeev, V. A., and Lawrence, D. M.: Improved modeling of permafrost dynamics in Alaska with CLM3, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L08501, doi:10.1029/2007GL029525, 2007.
- Niu, G. Y. and Yang, Z. L.: Effects of frozen soil on snowmelt runoff and soil water storage at a continental scale, *J. Hydrometeorol.*, 7, 937–952, 2006.
- Noilhan, J. and Lacarrère, P.: GCM gridscale evaporation from mesoscale modeling, *J. Climate*, 8, 206–223, 1995.
- Oleson, K. W., Lawrence, D. M., Bonan, G. B., Flanner, M. G., Kluzek, E., Lawrence, P. J., Levis, S., Swenson, S. C., Thornton, P. E., Dai, A., Decker, M., Dickinson, R., Feddes, J., Heald, C. L., Hoffman, F., Lamarque, J.-F., Mahowald, N., Niu, G.-Y., Qian, T., Randerson, J., Running, S., Sakaguchi, K., Slater, A., Stockli, R., Wang, A., Yang, Z.-L., Zeng, X., Zeng, X.: Technical Description of version 4.0 of the Community Land Model (CLM), NCAR Technical Note NCAR/TN-478+STR, NCAR, Boulder, Colorado, 1–257, doi:10.5065/D6FB50WZ, 2010.
- Pahaut, E.: La métamorphose des cristaux de neige (Snow crystal metamorphosis), *Monographies de la Météorologie Nationale*, No. 96, Météo-France, Direction de la météorologie nationale, France, 58 pp., 1976.
- Paquin J.-P. and Sushama, L.: On the Arctic near-surface permafrost and climate sensitivities to soil and snow model formulations in climate models, *Clim. Dynam.*, 44, 203–228, doi:10.1007/s00382-014-2185-6, 2015.
- Parrens, M., Calvet, J. C., de Rosnay, P., and Decharme, B.: Benchmarking of L-band soil microwave emission models, *Remote Sens. Environ.*, 140, 407–419, doi:10.1016/j.rse.2013.09.017, 2014.
- Peters-Lidard, C. D., Blackburn, E., Liang, X., and Wood, E. F.: The effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures, *J. Atmos. Sci.*, 55, 1209–1224, 1998.
- Poutou, E., Krinner, G., Genthon, C., and de Noblet-Ducoudré, N.: Role of soil freezing in future boreal climate change, *Clim. Dynam.*, 23, 621–639, doi:10.1007/s00382-004-0459-0, 2004.
- Schleef, S., Löwe, H., and Schneebeli, M.: Influence of stress, temperature and crystal morphology on isothermal densification and specific surface area decrease of new snow, *The Cryosphere*, 8, 1825–1838, doi:10.5194/tc-8-1825-2014, 2014.
- Schneider, U., Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Rudolf, B., and Ziese, M.: GPCP Full Data Reanalysis Version 6.0 at 0.5°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historic Data, doi:10.5676/DWD_GPCP/FD_M_V6_050, 2011.
- Shrestha, M., Wang, L., Koike, T., Xue, Y., and Hirabayashi, Y.: Improving the snow physics of WEB-DHM and its point evaluation at the SnowMIP sites, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 2577–2594, doi:10.5194/hess-14-2577-2010, 2010.
- Slater, A. G., Schlosser, C. A., Desborough, C. E., Pitman, A. J., Henderson-Sellers, A., Robock, A., Ya Vinnikov, K., Entin, J., Mitchell, K., Chen, F., Boone, A., Etchevers, P., Habets, F., Noilhan, J., Braden, H., Cox, P. M., de Rosnay, P., Dickinson, R. E., Yang, Z.-L., Dai, Y.-J., Zeng, Q., Duan, Q., Koren, V., Schaake, S., Gedney, N., Gusev, Y. M., Nasonova, O. N., Kim, J., Kowalczyk, E. A., Shmakin, A. B., Smirnova, T. G., Verseghy, D., Wetzel, P., and Xue, Y.: The Representation of Snow in Land Surface Schemes: Results from PILPS 2(d), *J. Hydrometeorol.*, 2, 7–25, doi:10.1175/1525-7541(2001)002<0007:TROSIL>2.0.CO;2, 2001.
- Sun, S., Jin, J., and Xue, Y.: A simple snow–atmosphere–soil transfer (SAST) model, *J. Geophys. Res.*, 104, 19587–19579, 1999.
- Szczypta, C., Decharme, B., Carrer, D., Calvet, J.-C., Lafont, S., Somot, S., Faroux, S., and Martin, E.: Impact of precipitation and land biophysical variables on the simulated discharge of European and Mediterranean rivers, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 3351–3370, doi:10.5194/hess-16-3351-2012, 2012.
- Vergnes, J.-P., Decharme, B., and Habets, F.: Introduction of groundwater capillary rises using subgrid spatial variability of topography into the ISBA land surface model, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 119, 11065–11086, doi:10.1002/2014JD021573, 2014.
- Vernay, M., Lafaysse, M., Mérindol, L., Giraud, G., and Morin, S.: Ensemble forecasting of snowpack conditions and avalanche hazard, *Cold Reg. Sci. Technol.*, doi:10.1016/j.coldregions.2015.04.010, in press, 2016.
- Verseghy, D. L.: CLASS – a Canadian land surface scheme for GCMs. I: Soil model, *Int. J. Climatol.*, 11, 111–133, 1991.
- Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., Martin, E., and Willemet, J.-M.: The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2, *Geosci. Model Dev.*, 5, 773–791, doi:10.5194/gmd-5-773-2012, 2012.
- Walter, K. M., Zimov, S. A., Chanton, J. P., Verbyla, D., and Chapin, F. S.: Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming, *Nature*, 443, 71–75, doi:10.1038/nature05040, 2006.
- Wang, W., Rinke, A., Moore, J. C., Cui, X., Ji, D., Li, Q., Zhang, N., Wang, C., Zhang, S., Lawrence, D. M., McGuire, A. D., Zhang, W., Delire, C., Koven, C., Saito, K., MacDougall, A., Burke, E., and Decharme, B.: Diagnostic and model dependent uncertainty of simulated Tibetan permafrost area, *The Cryosphere*, 10, 287–306, doi:10.5194/tc-10-287-2016, 2016.

Warren, S.: Optical properties of snow, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 67–89, 1982.

Wiscombe, W. J. and Warren, S. G.: A Model for the Spectral Albedo of Snow. I: Pure Snow, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2712–2733, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<2712:AMFTSA>2.0.CO;2, 1980.

Yen, Y. C.: Review of thermal properties of snow, ice and sea ice, Tech. Rep. 81-10, Cold Reg. Res. and Eng. Lab., Hanover, NH, USA, 1–27, 1981.

Zeng, X., Dai, Y.-J., Dickinson, R. E., and Shaikh, M.: The role of root distribution for land climate simulation, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 4533–4536, 1998.

Zhang, T., Barry, R., and Gilichinsky, D.: Russian historical soil temperature data. Digital media, National Snow and Ice Data Center, Boulder, 2001.

Zimov, S. A., Schuur, E. A. G., and Chapin, F. S.: Permafrost and the global carbon budget, *Science*, 312, 1612–1613, 2006.

www.the-cryosphere.net/10/853/2016/

The Cryosphere, 10, 853–877, 2016

3.1.4 - Les limitations de cette modélisation

En 2014, sous l'impulsion notable de [Florent Dominé](#), j'ai contribué à la mise en place du projet APT (pitch vidéo [ici](#)) voué à l'étude des interactions neige-végétation-carbone en zone Arctique via des campagnes de mesures et des modélisations sur des sites instrumentés. Grâce à l'acquisition de données sur trois sites disséminés dans le nord du Québec et l'île de Baffin, nous avons pu mettre en évidence que nos schémas avaient de grandes lacunes en ce qui concernent la modélisation du manteau neigeux arctique. [Mathieu Barrère](#), durant sa thèse sous la direction de Florent Dominé, a utilisé plusieurs simulations issues de diverses versions de *Crocus* et de notre version d'*ES* afin de les confronter aux observations qu'ils avaient recueilli à l'île Bylot – 73°10'N, 80°00'O – au nord de l'île de Baffin ([Barrère et al. 2017](#)). Cette étude souligne que l'hiver les profils de densités simulés dans le manteau neigeux par *Crocus*, et plus encore par *ES*, sont incorrects et quasiment inversés par rapport aux observations (**Figure 3.6**). En effet, la densité de la neige à la base des manteaux neigeux arctiques restent généralement très faible durant toute la saison d'enneigement. Ce processus est lié à la différence entre des températures très froides dans les horizons de surface du manteau neigeux et des températures plus douces à sa base. Ces forts gradients thermiques vont alors engendrer la sublimation d'une partie de la neige à la base du manteaux qui va ensuite se condenser plus en surface ([Domine et al. 2018, 2019](#)). La surestimation de la densité basale du manteau neigeux entraîne aussi une mauvaise simulation du profil de conductivités thermiques puisque ces dernières sont directement corrélées. Des conductivités trop fortes sont donc simulées à la base du manteau

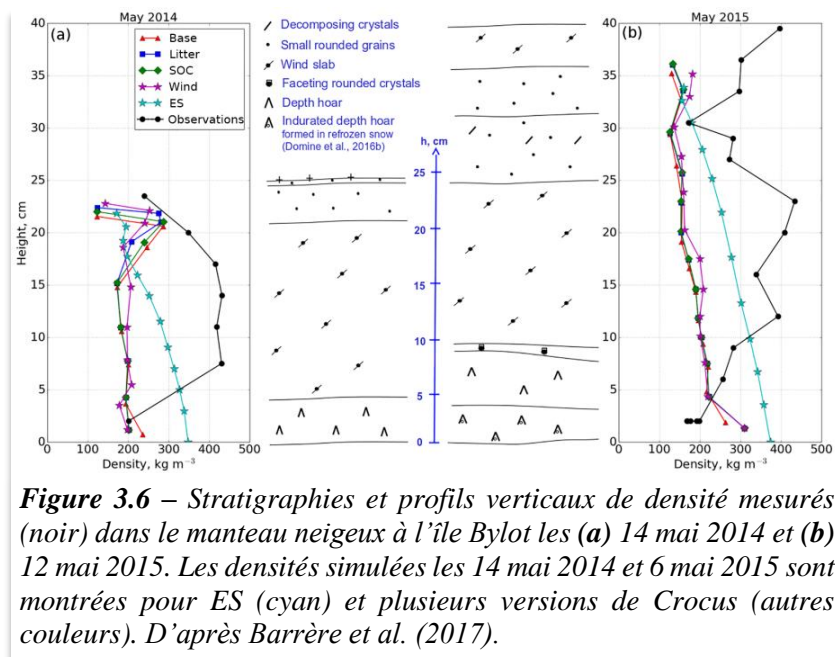


Figure 3.6 – Stratigraphies et profils verticaux de densité mesurés (noir) dans le manteau neigeux à l'île Bylot les (a) 14 mai 2014 et (b) 12 mai 2015. Les densités simulées les 14 mai 2014 et 6 mai 2015 sont montrées pour *ES* (cyan) et plusieurs versions de *Crocus* (autres couleurs). D'après [Barrère et al. \(2017\)](#).

neigeux ce qui tend à limiter l'isolation du sol et à fortement le refroidir en hiver. Alors que *Crocus* limite « la casse » grâce à une compensation d'erreurs entre les valeurs des conductivités thermiques simulées en hiver et leur mauvaise stratification, ce fort refroidissement du sol se retrouve surtout dans le cas d'*ES*. En effet, dans un contexte Arctique, ce défaut s'ajoute au fait qu'*ES* montre aussi une tendance à surestimer la densité de la neige et donc à sous-estimer les hauteurs de neige comme nous l'avons montré sur l'Eurasie (*Decharme et al.* 2016). Heureusement – j'ai même envie de dire « ouf ! » – *Barrere et al.* (2017) finissent tout de même cette étude par une note positive. Les résultats sont satisfaisants en été où une représentation adéquate des propriétés du sol, en particulier sa granulométrie ainsi que la prise en compte de la matière organique comme proposé par *Decharme et al.* (2016), améliore nettement la simulation de la température et de la teneur en eau du sol.

Une autre limitation forte de nos travaux sur l'Eurasie (*Brun et al.* 2013; *Decharme et al.* 2016) est que nous n'avons considéré que des surfaces enneigées et des sites instrumentés dépourvus de végétation haute. Ceci s'expliquait par le fait que la neige en forêt est aussi difficile à observer qu'elle ne l'est à modéliser. Nous avons donc fait le choix pour construire ISBA-CTRIP de ne pas modéliser les interactions entre la végétation et la neige et de garder un bilan d'énergie distinct pour le manteau neigeux et le composite sol-végétation. Pour la végétation basse – herbacées, arbrisseaux, etc. – cette hypothèse pouvait alors apparaître raisonnable car celle-ci est recouverte de neige en hiver et joue donc un rôle limité comme nous le laissent entendre nos simulations sur le site du col de Porte où une couche de végétation basse était considérée. Néanmoins, nous savions que cette hypothèse n'était pas valable dans la Taïga¹ où les grands arbres réduisent le rayonnement solaire incident atteignant le manteau neigeux, retardant ainsi la fonte des neiges par rapport aux zones sans forêt. Comme nous l'avons vu dans *Decharme et al.* (2019), ceci eut pour conséquence de favoriser une fonte trop précoce de la neige au printemps au niveau de la forêt boréale dans ISBA-CTRIP et donc d'anticiper de 15 jours à 3 semaines le pic de crue des fleuves arctiques. Depuis, une modélisation, sur laquelle je reviendrais en [section 4.2.1](#), permettant de prendre en compte cette interactions entre la forêt et le manteau neigeux a été développé dans ISBA par Aaron Boone (*Boone et al.* 2017). Les premiers tests effectués avec cette version montrent en effet une amélioration de la fonte printanière du manteau neigeux en présence de forêt.

Revenons maintenant sur notre hypothèse selon laquelle la végétation basse n'aurait que peu d'influence sur le manteau neigeux. Comme le montrent de nombreuses études sur la toundra² arctique, cette dernière a aussi du plomb dans l'aile (*Barrere et al.* 2018; *Belke-Brea et al.* 2020; *Domine et al.* 2016; *Sturm et al.* 2001, 2005a, 2005b). En effet, il semblerait que les interactions entre la neige et les arbustes présents dans la toundra augmenteraient la capacité d'isolation de la neige dans l'Arctique et restreindraient ainsi le refroidissement hivernal du sol. Les arbustes limiteraient le tassement du manteau neigeux et favoriseraient l'accumulation de la neige transportée par le vent, mais seulement jusqu'à leur propre hauteur, et ainsi conduiraient à la formation de couches de neige peu denses ayant de faibles conductivités thermiques augmentant ainsi la capacité isolante du manteau neigeux. De plus au printemps, les branches des arbustes dépassant de la neige pourraient réduire l'albédo de surface laissant le manteau neigeux absorber plus de rayonnement solaire. A cause de leur albédo plus faible, ces branches deviendraient aussi plus chaudes que la neige environnante, ce qui entraîneraient un transfert de chaleur vers le manteau neigeux. Ces deux effets contribueraient au réchauffement de la surface et accélèreraient ainsi la fonte des neiges au printemps. Les températures plus chaudes du sol favoriseraient le recyclage des nutriments, ce qui améliorerait la croissance de la végétation et constituerait donc une rétroaction positive. Néanmoins, *Barrere et al.* (2018) ont

¹ La forêt boréale

² Végétation composée de graminées, de carex, de mousses, de lichen et de diverses variétés d'arbrisseaux.

observé un effet opposé en automne montrant que tout ceci n'est pas si trivial. Lors d'épisodes de fonte au début de la saison de neige, des couches de gel à la surface du manteau neigeux empêchaient le transport de neige par le vent et son l'accumulation préférentielle dans les arbustes. Là où les branches dépassaient, un taux de fonte plus intense favorisait aussi la formation de croûtes de regel et des conductivités thermiques élevées à la base du manteau neigeux accélérant le refroidissement du sol. Des températures plus basses limiteraient alors la croissance de la végétation, ce qui dans un contexte de changement climatique où des épisodes de fonte automnale deviendraient plus fréquents constituerait une possible rétroaction négative.

Enfin, les sols dans la toundra sont le plus souvent recouverts de mousses ou de lichens que d'herbacées a contrario de ce qui est considéré aujourd'hui dans ISBA (Druel et al. 2019). Grâce à leur faible conductivité thermique, leur forte capacité à emmagasiner de la chaleur et leur fort pouvoir de rétention en eau (Beringer et al. 2001; O'Donnell et al. 2009), ces derniers vont isoler le sol et donc le prémunir d'un réchauffement trop intense en été ou de températures trop froides en hiver. Cette couche de végétation se comporte physiquement comme une couche de matière organique peu décomposée à la surface du sol. On notera donc tout de même qu'une partie de cet effet est pris en compte par la paramétrisation des sols organiques que j'avais développée dans Decharme et al. (2016).

Enfin, l'albédo de la neige simulé par *ES*, bien que paramétré comme dans *Crocus* en fonction des propriétés optiques de la neige et de son âge, et donc calculé de manière largement plus réaliste que la simple formulation en fonction du temps, semble un peu surestimer les valeurs observées en automne et hiver comme on peut le voir sur le site du col de Porte (Figure 3.4) ou dans Decharme et al. (2016). Il semblerait que ce problème se retrouve dans notre modèle de climat, CNRM-CM6, comme le montre la comparaison de l'albédo de surface dans nos simulations historiques avec des estimations issues des données satellites CERES-EBAF¹ sur l'ensemble des régions boréales (Figure 3.7). En effet, même si la dynamique saisonnière de l'albédo de surface dans cette région apparaît bien mieux modélisée dans CNRM-CM6 que dans CNRM-CM5, une surestimation de sa valeur est simulée de Novembre à Janvier. Cette surestimation pourrait être à l'origine du – ou amplifier le – biais froid de température de l'air simulé l'hiver sur l'Amérique du Nord et sur le sud-est de l'Asie. Au printemps, l'albédo de surface dans ces régions est au contraire sous-estimé dû à la fonte trop précoce du manteau neigeux dans la forêt boréale et cette sous-estimation pourrait en retour amplifier cette fonte trop précoce. On notera pour finir que CNRM-CM6 simule beaucoup mieux que CNRM-CM5 l'albédo de surface durant l'été étendu. Ce bon accord de Juin à Octobre entre l'albédo de surface simulé par CNRM-CM6 et observé par CERES-EBAF est attribuable aux nouveaux albédos du sol et de la végétation libres de neige implémentés dans la version 8 de SURFEX – via ECOCLIMAP-II – et basés sur les estimations satellitaires MODIS (cf. section 2.1.2).

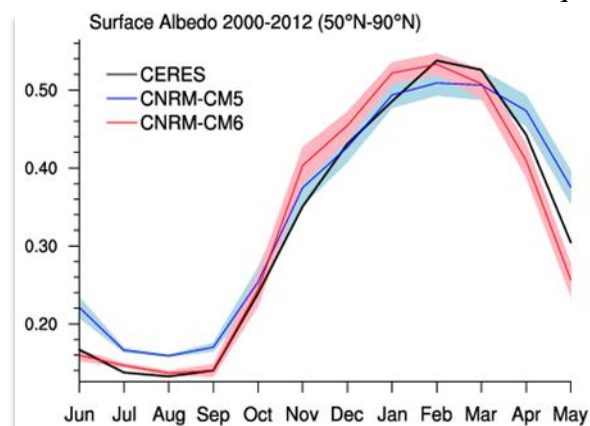


Figure 3.7 – Comparaison sur la période historique entre les cycles saisonniers moyens mensuels de l'albédo du surface observé et simulé par nos modèles de climat dans les régions boréales de l'hémisphère Nord. Les observations sont en noir, CNRM-CM5 en bleu et CNRM-CM6 en rouge. La moyenne d'ensemble composé de 10 membres pour chaque modèle est montrée avec son incertitude associée ($\pm 1,64$ fois la variance entre les membres). D'après Voldoire et al. (2019).

¹ « Clouds and the Earth's Radiant Energy System - Energy Balanced And Filled » surface product

3.2 - Le cycle du carbone

Le lien entre le climat, l'hydrologie et les émissions naturelles de gaz à effet de serre dans les régions boréales apparaît complexe à appréhender au vu des nombreux processus physiques et biogéochimiques qui entrent en jeu là-bas. En effet, en plus de la matière organique gelée enfoui plus ou moins profondément dans le pergélisol, il existe aussi de vastes zones humides où des végétaux morts se sont accumulés au cours du temps formant alors de vastes tourbières¹. Ces tourbières et le dégel du carbone gelé dans le pergélisol font des régions boréales des régions très « actives » sur le plan du cycle continental du carbone avec le réchauffement climatique que nous connaissons aujourd'hui. Un des enjeux majeurs de la recherche contemporaine sur le climat est donc d'anticiper le dégel progressif du pergélisol et le devenir de l'état hydrique des sols arctiques afin de mieux évaluer le dégazage potentiel de CO₂ et de CH₄ dans ces régions. Il convient alors que nos modèles de surface soient capables de simuler de manière réaliste la forte interaction qu'il existe entre les processus physiques décrits précédemment et les processus biogéochimiques pesant sur l'évolution du cycle du carbone dans ces régions.

3.2.1 - La version « système Terre » d'ISBA-CTRIP

Assez récemment des modèles climatiques dits du « système Terre » ont été mis en place en intégrant aux modèles de climat des représentations de l'évolution des aérosols, de la chimie atmosphérique, des écosystèmes continentaux et océaniques, et des cycles biogéochimiques tel celui du carbone ou de l'azote (Bonan & Doney 2018). Historiquement, Bonan (1996) avec le modèle de surface du NCAR, Sellers et al. (1996) avec SiB2² ou Foley et al. (1996) avec IBIS³ sont les premiers à avoir inclus une représentation de la photosynthèse et du cycle du carbone dans la végétation des modèles de surface continentale couplés aux modèles de climat. Les premiers pas dans ce sens avec ISBA datent de la fin des années 90 quand la représentation empirique de la conductance stomatique de type Jarvis (1976) fut remplacée par des relations plus mécanistiques reliant cette conductance stomatique à l'assimilation du CO₂ atmosphérique par la photosynthèse à l'échelle de la feuille (Calvet et al. 1998). Depuis ces premiers travaux, ISBA a beaucoup évolué et un schéma complet de la partie continentale du cycle du carbone (Figure 3.8) a aussi été introduit ces

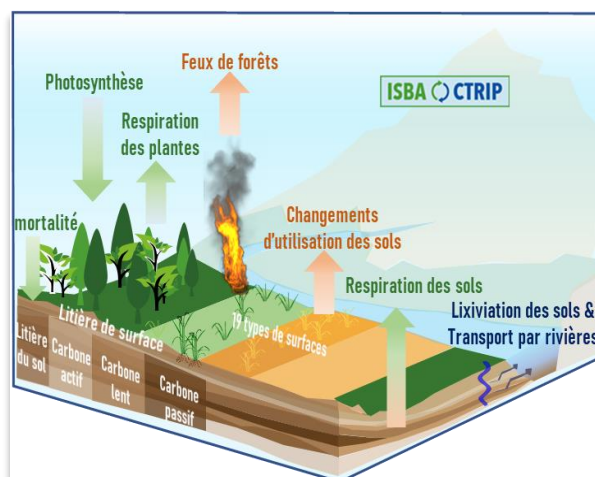


Figure 3.8 – Schéma du cycle continental du carbone simulé par la version « système Terre » d'ISBA-CTRIP considérant 19 types de surfaces (16 types de végétation, le sol nu, la glace et la roche). Les flux d'échanges de CO₂ entre la surface et l'atmosphère sont : la photosynthèse (flux entrant), la respiration des plantes (flux sortant), la respiration des sols (décomposition de la matière organique, flux sortant) auxquels il faut ajouter les perturbations par les feux de forêts et les changements d'utilisation des sols qui libèrent du CO₂. Le carbone organique extrait par les mouvements de l'eau en surface et dans les sols (la lixiviation) est transporté dans le réseau hydrographique jusqu'à l'océan. D'après Delire et al. (2020) et Decharme et al. (2020).

¹ Zone humide caractérisée par des sols très riches en matière organique peu décomposée d'origine végétale

² « Simple Biosphere » model version 2

³ « Integrated Biosphere Simulator »

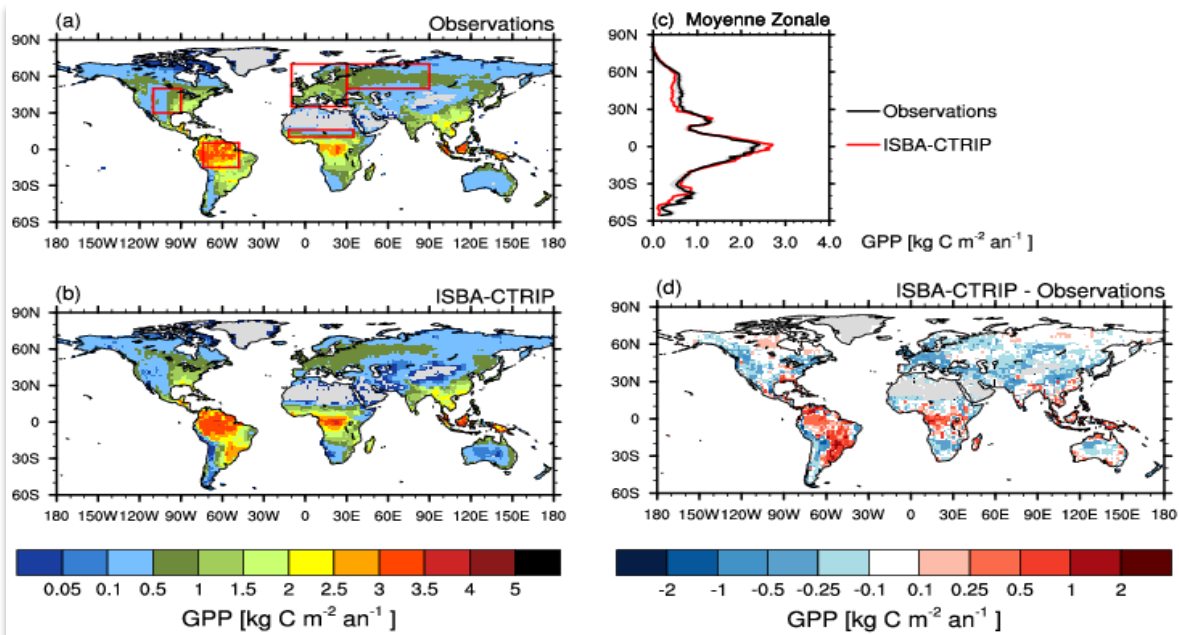


Figure 3.9 – Assimilation du carbone par photosynthèse (GPP en anglais). (a) GPP déduite d'observations in-situ spatialisées et fournies par le Max Planck Institute. Les rectangles rouges désignent les régions utilisées dans la **Figure 3.10**. (b) GPP simulée avec ISBA-CTRIP en mode forcé. (c) Moyennes zonales des GPP observées (noir) et simulées par ISBA-CTRIP (en rouge). (d) Différence de GPP entre simulation et observation. Le biais moyen est de $-0.031 \text{ kgC.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ et la corrélation spatiale de 0.93. D'après Delire et al. (2020) et Decharme et al. (2020)

dernières années dans la version « système Terre » d'ISBA-CTRIP (Decharme et al. 2020; Delire et al. 2020) voué à être utilisée dans des applications en mode forcé ou dans notre modèle du « système Terre » CNRM-ESM2 (Seferian et al. 2019). En plus de l'assimilation du carbone par photosynthèse en bonne adéquation avec les observations comme le montre la **Figure 3.9**, ISBA-CTRIP représente aussi la respiration autotrophe¹ et l'évolution de la biomasse des plantes qui permet alors de calculer un LAI dit « interactif » qui lui aussi est cohérent avec des estimations issues du produit satellitaire MODIS ou d'ECOCLIMAP-II (**Figure 3.10**). Grâce au travail de Roland Séférian, ISBA-CTRIP tient aussi compte des feux de forêt naturels de grande échelle qui constituent un facteur important de perturbation du fonctionnement de la biosphère et une source d'émission non négligeable de CO_2 . Le schéma utilisé a été adapté du schéma *GlobFIRM*² (Thonicke et al. 2001) en suivant la même méthodologie que dans Krinner et al. (2005). Il a aussi été recalibré avec les mesures d'occurrence des incendies effectuées par Météo-France dans les années 2000. La fraction de superficie brûlée ainsi que les émissions associées de CO_2 et de carbone suie sont ainsi modélisées dans ISBA-CTRIP en chaque point de grille en fonction de la quantité de combustible disponible, c'est-à-dire le taux de biomasse végétale et du degré d'humidité dans les horizons superficiels du sol.

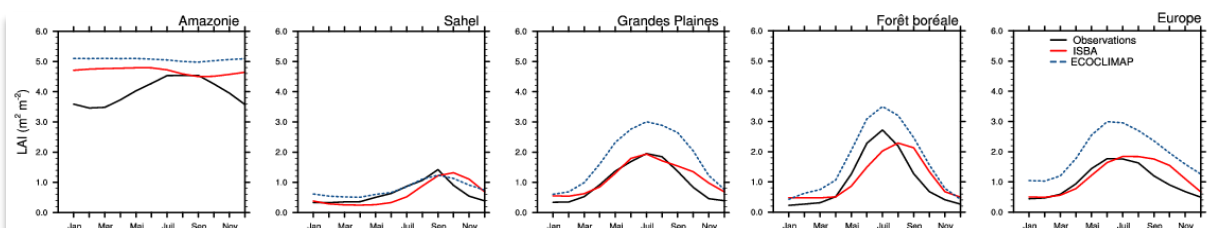


Figure 3.10 – Cycles saisonniers moyens du LAI estimé par MODIS (noir) et ECOCLIMAP-II (tirets bleus) et simulé par ISBA-CTRIP (en rouge) en mode forcé. D'après Decharme et al. (2020).

¹ La respiration des végétaux

² « Global FIRE Model »

Afin de fermer le cycle du carbone à l'échelle continentale, il a fallu implémenter dans les modèles une représentation de l'évolution des stocks de carbone dans les sols qui résulte de l'équilibre entre la mortalité des végétaux et la dégradation de la matière organique par des micro-organismes. Ceci fut fait grâce en particulier aux travaux de *Parton et al.* (1987) qui proposèrent une approche à multiples réservoirs nommée *CENTURY* (*Parton 1996; Parton et al. 1987, 1988, 1993, 1994*). Ce schéma est aujourd'hui largement utilisé et décliné en de multiples versions par la communauté scientifique internationale et, comme beaucoup d'autres, il a été introduit dans ISBA au milieu des années 2000 (*Gibelin 2007*). Les débris végétaux forment les réservoirs de litière aérienne en surface (feuilles, tiges, bois) et sous-terrain dans le sol (racines). Ces débris vont ensuite être décomposés par des micro-organismes et incorporés à trois réservoirs de carbone dans le sol. Ces trois réservoirs dit actif, lent et passif sont classés suivant leur temps de résidence respectif : inférieur à l'année, de l'ordre de la dizaine d'années et de la centaine au millier d'année (*Parton et al. 1994*). C'est cette respiration hétérotrophe¹ du sol qui libère du CO₂ vers l'atmosphère en fonction de la température et de l'humidité du sol. Elle est fortement limitée quand le sol est gelé, trop sec ou gorgé d'eau et sa représentation nécessite donc une bonne représentation des conditions hydriques et thermiques des sols.

De plus, la percolation lente de l'eau à travers le sol engendre la dissolution d'une partie du carbone solide qui y est contenu, c'est la lixiviation des sols. Avec Roland Sférian et Christine Delire, nous avons choisi de développer une approche simple pour représenter ce processus. Nous avons supposé qu'une fraction de matière organique est dissoute dans l'eau à chaque étape de la décomposition des différents réservoirs de *CENTURY* de sorte que la mobilisation du carbone organique dissous est contrôlée par les mêmes facteurs environnementaux que la décomposition dans le schéma : température du sol et teneur en humidité. Néanmoins, nous avons considéré que cela ne se produit que dans la fraction sous-maille du sol qui est saturée en eau calculée par ISBA via l'approche type « *TOPMODEL* » (cf. [section 1.2.3](#)). Dans le cas du réservoir de litière superficielle, la lixiviation ne se produit que dans cette fraction et la fraction inondée de la maille simulée par *CTRIP*. Le carbone organique ainsi dissout va alors se retrouver dans les rivières pour y être transporté jusqu'à l'océan grâce à une simple équation de transport dans *CTRIP* dont la vitesse est équivalente à celle de l'écoulement de l'eau. Comparée à des estimations déterminées via une modélisation dédiée sur les grands bassins versant du monde (*Mayorga et al. 2010*), ce carbone organique dissout semble quantitativement bien simulé par *ISBA-CTRIP* (**Figure 3.11**). Une évaluation plus poussée sur les grands fleuves du monde est donnée dans *Delire et al. (2020)*.

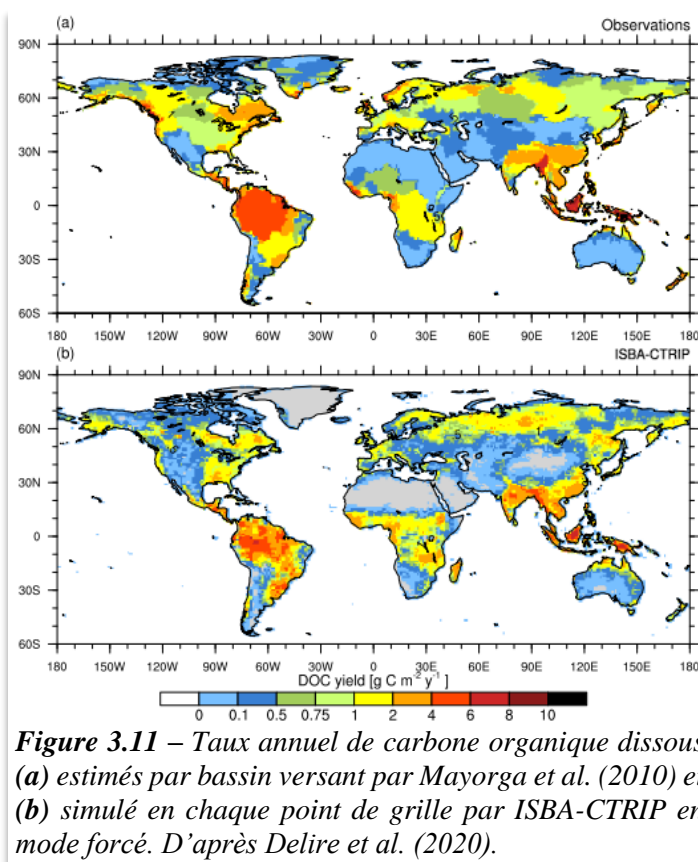


Figure 3.11 – Taux annuel de carbone organique dissous (a) estimés par bassin versant par *Mayorga et al. (2010)* et (b) simulé en chaque point de grille par *ISBA-CTRIP* en mode forcé. D'après *Delire et al. (2020)*.

¹ Décomposition de la matière organique contenue dans le sol par des micro-organismes

Enfin, pour représenter l'évolution du climat aux XX^e et XXI^e siècles, notre modèle du « système Terre » CNRM-ESM2 doit être équilibré dans un état climatique le plus stable possible et avant l'ère industrielle. Or l'utilisation des terres – déforestation, mise en culture, pâturage – a fortement varié depuis le XVII^e siècle, ce qui a modifié non seulement les échanges d'énergie et d'eau à la surface mais aussi les échanges de CO₂. Afin de pouvoir simuler une plus grande diversité de biomes¹ dans ISBA, le nombre de type de surface dans ECOCLIMAP-II a été porté de 12 à 19. Nous avons ensuite introduit la possibilité de faire évoluer d'une année sur l'autre de la distribution géographique de ces types de surface. Ce travail avait été initié par Ramdane Alkama et Christine Delire lors du projet ANR CLASSIQUE. Il a été finalisé plus récemment par Roland Séférian et permet aujourd'hui d'utiliser les cartes de changement d'utilisation des sols fournies, par exemple, pour les simulations globales types CMIP.

3.2.2 - Vers une modélisation explicite de la biogéochimie du sol

La modélisation dans ISBA du carbone du sol et des processus biogéochimiques associés décrite précédemment est apparue trop simple pour pouvoir aborder les questions en lien avec dégel du pergélisol, l'état hydrique du sol et les émissions naturelles de méthane dans les zones arctiques. En effet, ISBA ne considère que la décomposition aérobie génératrice de CO₂ et néglige la décomposition anaérobie productrice de CH₄. Il ne représente pas le profil vertical de carbone dans le sol et ne peut donc pas simuler correctement les parties gelées enfouies dans le pergélisol ou dégelées l'été plus en surface dans la couche active (**Figure 3.12**). En d'autres termes, il n'est pas adapté aux régions à pergélisol où la profondeur dégelée du sol détermine la quantité de carbone mobilisable (Khvorostyanov *et al.* 2008; Koven *et al.* 2009). Il n'est pas non plus adapté aux zones humides où ce sont les profils d'humidité et de dioxygène (O₂) qui vont déterminer la profondeur à laquelle le CH₄ est produit (Abdalla *et al.* 2016; Duval & Goodwin 2000; Khvorostyanov *et al.* 2008).



Figure 3.12 – Coupe estivale du pergélisol non loin de la station russe de Chokurdakh (70°49'N, 147°29'E).

En effet, en simplifiant les choses comme sur la **Figure 3.13**, les émissions de CH₄ provenant des tourbières et, plus généralement, des zones humides sont le produit final de trois classes de processus : la production microbienne de CH₄, l'oxydation microbienne de CH₄, et le transport vers l'atmosphère. Ces émissions sont fortement déterminées par le climat qui influence à la fois la végétation et sa mortalité, les processus de décomposition liés à la température et l'hydrologie du sol, et la profondeur de la couche active dans le cas du pergélisol. La méthanogenèse² démarre sous la profondeur de pénétration de l'O₂ dans l'eau du sol et inversement pour la production de CO₂. Lorsque le taux d'O₂ devient trop fort, généralement dans les horizons du sol les plus aérés proches de la surface, la méthanotrophie³ se met en place et une bonne partie du CH₄ va être oxydé en CO₂. Une fois le CH₄ produit dans la colonne de sol, on distingue trois principaux processus de transport de ce gaz du sol vers l'atmosphère : la diffusion, l'ébullition et le transport par les plantes et leurs racines. La vitesse de diffusion dépend de l'espèce chimique considérée, de la température, de la pression, mais aussi du milieu dans lequel s'effectue ce transport : en milieu aqueux, la diffusion est quatre ordres de grandeur plus lente qu'en milieu gazeux. Des trois processus de transport de CH₄ vers l'atmosphère, il s'agit du plus lent. Les plantes des zones humides se sont adaptées aux conditions saturées en

¹ Unité écologique associée à une zone géographique qui partage un climat, une faune et une flore similaires

² CH₄ produit par des archées méthanogènes en conditions anaérobies

³ Oxydation du CH₄ par des bactéries méthanotrophes en conditions aérobies

développant des aérénchymes¹. Ces derniers sont destinés à aérer la rhizosphère² et donc à transporter de l'O₂ atmosphérique vers les racines. Ils permettent en retour le transport rapide des autres gaz (CO₂, CH₄, etc.) de la zone racinaire vers l'atmosphère, limitant ainsi l'oxydation du CH₄ dans les horizons plus aérés du sol. Si la pression totale des gaz dans l'eau du sol dépasse la pression totale à telle ou telle profondeur du sol, il est possible que des bulles se créent. Ces bulles sont ensuite transportées vers le haut par ébullition. Ce processus discontinu peut charrier d'importantes quantités de CH₄ en peu de temps. Enfin, du gaz dissout dans l'eau peut s'échapper en faible quantité via les flux d'évaporation du sol nu et de transpiration des plantes.

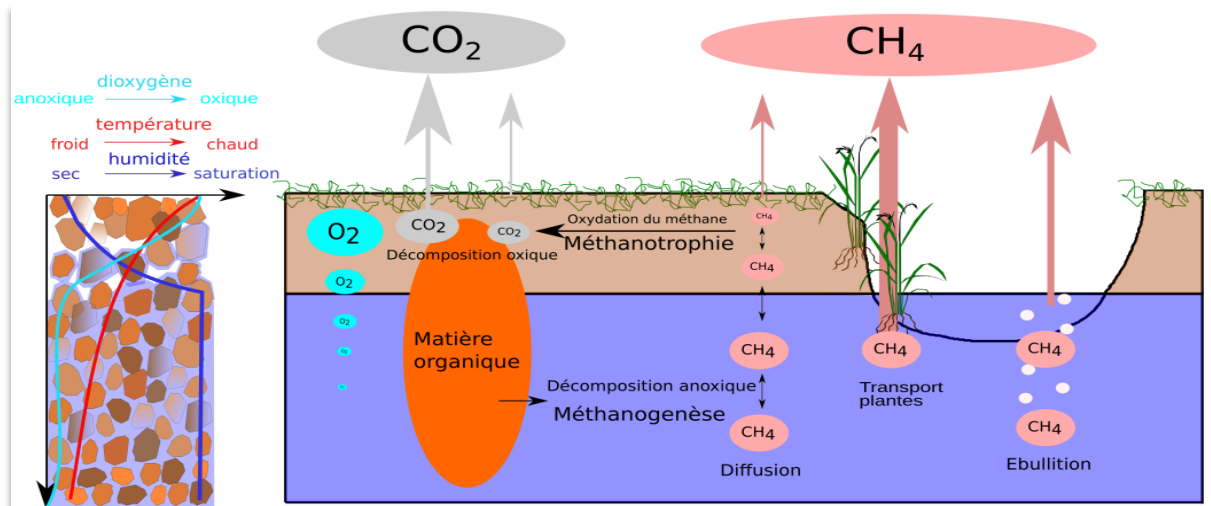


Figure 3.13 – Représentation schématique des processus biogéochimiques de production de CO₂ et de CH₄, et des mécanismes d'échanges de gaz entre le sol et l'atmosphère sur une zone humide ou dans la couche active du pergélisol. D'après Morel (2018).

Dans le cadre du projet APT, durant la thèse de [Xavier Morel](#) (Morel 2018) que j'ai dirigée et co-encadrée avec Christine Delire et [Gerhard Krinner](#), nous avons mis en place la première version d'ISBA capable de modéliser ces processus. Xavier a tout d'abord proposé une discrétisation verticale des réservoirs de carbone du sol aux mêmes nœuds que ceux utilisés dans ISBA pour déterminer l'évolution de l'humidité et de la température du sol. Xavier a donc introduit une nouvelle équation d'état dans ISBA qui relie l'évolution temporelle de la densité du carbone dans chaque horizon du sol aux différents transports verticaux et autres termes sources – mortalité des végétaux et des racines – et puits – les décompositions aérobie et anaérobie. Cette dynamique verticale rend compte de deux processus. Le premier est censé mimer l'accumulation de matière organique due : (1) à la compaction successive des couches de végétaux morts à la surface du sol ; et (2) au mouvement de l'eau dans le sol qui va « extraire » du carbone en surface pour en redéposer une partie plus en profondeur. Ce transport est simplement traité comme un terme d'advection, comme décrit par [Guenet et al.](#) (2013), dont la vitesse a été fixée *a priori* à 2mm.an⁻¹ suivant la littérature. Le second modélise la cryoturbation³ dans les horizons superficiels du pergélisol via une équation de diffusion proposée par [Koven et al.](#) (2009). Le coefficient de diffusion est maximum – 2mm².an⁻¹ – dans les horizons du sol situés au-dessus de la couche active puis décroît linéairement jusqu'à zéro à une profondeur équivalente à trois fois l'épaisseur de la couche active. De ce fait, la cryoturbation est inactive en hiver et dans les régions sans pergélisol. Comme pour l'humidité du sol dans ISBA, cette nouvelle équation d'état est résolue via le schéma semi-implicite de [Crank & Nicolson](#) (1947) et l'utilisation d'un système d'équations tri-diagonal.

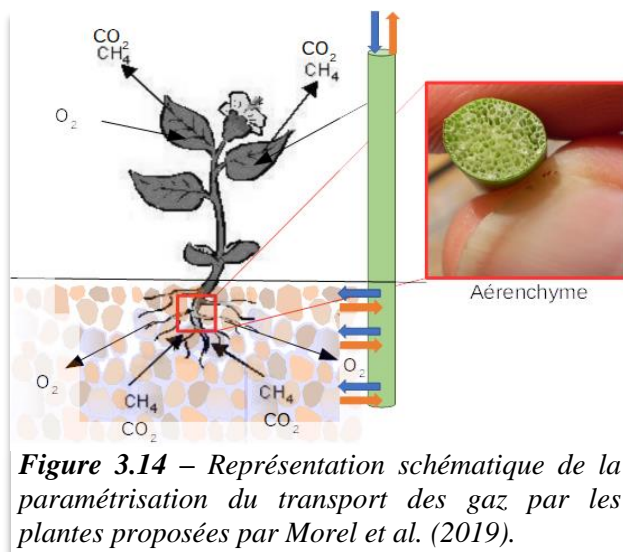
¹ Tissu végétal poreux et possédant des « canaux » remplis d'air

² Région du sol directement formée et influencée par les racines et les micro-organismes associés

³ Phénomène remaniant les couches superficielles du pergélisol soumises à des alternances de gel et de dégel

Ceci fait, Xavier a ensuite introduit explicitement, dans ce schéma de carbone du sol discrétisé, l'évolution de trois gaz – O_2 , CH_4 et CO_2 – et de tous les processus schématisés sur la **Figure 3.13** pour simuler de manière réaliste la biogéochimie des tourbières arctiques (Morel *et al.* 2019). Comme dans la nature, c'est la concentration en O_2 qui va déterminer dans ISBA les zones de production et d'oxydation du CH_4 dans le sol en s'inspirant du schéma développé au LSCE par [Dmitry Khvorostyanov](#) au milieu des années 2000 (Khvorostyanov *et al.* 2008). Dans la plupart des autres modèles, ces zones sont déterminées de manière binaire en fonction de la profondeur de la nappe phréatique, approche qui est aujourd'hui largement remise en cause (Yang *et al.* 2017). Alors que la méthanogenèse est déterminée de manière quasi-similaire à l'approche de Khvorostyanov *et al.* (2008), la méthanotrophie a été paramétrée de manière plus originale, s'inspirant d'études de terrain et d'expériences d'incubation récentes (Jørgensen *et al.* 2015). On notera qu'hormis la représentation dans le sol de l' O_2 et du CH_4 , ce nouveau schéma permet également de modéliser plus finement la respiration hétérotrophe sous-terrain. Cette dernière va être alors limitée dans les sols saturés par le manque d' O_2 . Alors qu'auparavant, le CO_2 produit dans le sol était relâché instantanément dans l'atmosphère, la représentation explicite de sa concentration permet aujourd'hui de modéliser son transport vers l'atmosphère par diffusion à travers le sol et les plantes.

En effet, les gaz dans le sol sont modélisés dans tous les pores remplis d'air et d'eau alors que leurs concentrations sont considérées nulles dans la glace et la matrice solide du sol. Dans cette approche « mixte », il est considéré qu'il existe un équilibre instantané entre la concentration d'un gaz dans l'air et dans l'eau, cet équilibre étant représenté par une constante de proportionnalité qui dépend de la température. Cette hypothèse d'équilibre permet de calculer les concentrations d'un gaz en phase aqueuse comme en phase gazeuse en n'utilisant qu'une seule variable d'état. Nous avons alors choisi de dimensionner cette variable d'état comme la concentration de gaz dans l'air disponible dans les pores du sol. Dans la zone non-saturée du sol, le contenu en air du sol est non nul et la signification physique de cette variable est évidente. Si le sol vient à être complètement saturé en eau, le contenu en air devient nul et cette variable d'état correspond à la concentration que le gaz aurait dans un volume infinitésimal d'air si ce dernier était à l'équilibre avec la concentration dans l'eau. Le coefficient de diffusion des gaz dans le sol dans le contexte de cette approche « mixte » est calculé selon la moyenne de ses valeurs dans l'air et dans l'eau. Contrairement à de nombreux modèles utilisant une moyenne arithmétique entre les diffusivités dans l'air et dans l'eau pondérée par le contenu en eau et en air du sol, nous avons opté pour une moyenne géométrique pondérée pour s'approcher des fortes non linéarités observées des diffusivités dans les sols (Nielson & Rogers 1982; Stephen *et al.* 1998) et par analogie avec le calcul des conductivités thermiques (Peters-Lidard *et al.* 1998) et hydrauliques (Decharme *et al.* 2011) dans ISBA. On notera aussi que la diffusion des gaz à la surface du sol est limitée par la présence de neige. Xavier a aussi revisité la paramétrisation du transport des gaz par les aérénchymes des plantes (**Figure 3.14**) unifiant l'approches de Walter & Heimann (2000) couramment utilisée à celle plus ambitieuse de Riley *et al.* (2011). Ce transport est modélisé comme une diffusion gazeuse liée au gradient de concentration en gaz entre la couche spécifique du sol et l'atmosphère paramétrant simplement la



perméabilité des plantes via un coefficient qui peut varier suivant leur type. Finalement, Xavier a représenté l'ébullition de manière très originale et plus réaliste que dans les autres modèles (Kaiser et al. 2017; Khvorostyanov et al. 2008; Riley et al. 2011; Walter & Heimann 2000; Wania et al. 2010). En simplifiant les choses, la formation des bulles dépend de la pression partielle de CH₄ dans l'eau. Les bulles ainsi formées sont transportées via un terme d'advection dont la vitesse dépend de l'épaisseur de la couche de sol où la bulle se forme, du pas de temps du modèle et de la tortuosité entre les pores du sol. Ainsi les bulles sont transportées vers la surface couche par couche et non de manière instantanée. Dans la couche superficielle, la vitesse des bulles qui quittent le sol est aussi limitée par la présence de neige.

Ce schéma de biogéochimie du sol est aujourd'hui un des rares à résoudre numériquement tous ces processus simultanément contrairement aux autres utilisés par la communauté scientifique internationale qui les traitent de manière séquentielle. Comme pour l'humidité et le carbone du sol, les équations d'état de chaque gaz sont résolues via le schéma semi-implicite de Crank & Nicolson (1947) et l'utilisation d'un système d'équations tri-diagonal. Une méthode de « time-splitting » est aussi utilisée pour les grands pas de temps.

3.2.3 - Evaluation sur trois sites arctiques

Ce schéma a été validé sur trois sites arctiques instrumentés dont deux au Groenland aux stations de recherche [NERO](#)¹ de Nuuk et [ZERO](#)² de Zackenberg et une dans l'arctique sibérien à la station de recherche Russe de [Chokurdakh](#) en Yakoutie. Le schéma de végétation interactive d'ISBA avait préalablement été calibré par Xavier et Christine afin de représenter au mieux les herbacés boréaux en s'appuyant sur l'étude de Van Wijk et al. (2005) basée sur des sites de toundra en Suède et en Alaska. Sans cela, comme le montre la **Figure 3.15**, il aurait été impossible de simuler le LAI de la végétation et les flux de CO₂ associées correctement.

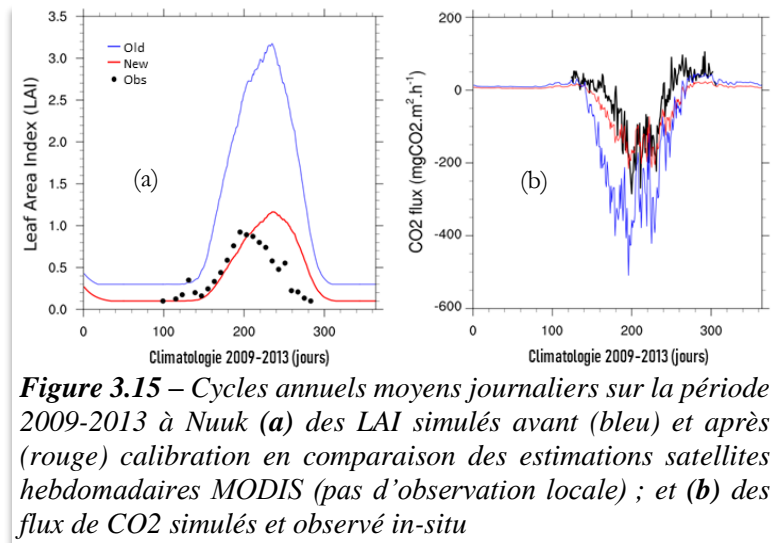


Figure 3.15 – Cycles annuels moyens journaliers sur la période 2009-2013 à Nuuk (a) des LAI simulés avant (bleu) et après (rouge) calibration en comparaison des estimations satellites hebdomadaires MODIS (pas d'observation locale) ; et (b) des flux de CO₂ simulés et observé in-situ

Comme nous allons le voir dans l'article qui suit (Morel et al. 2019), ce schéma biogéochimique arrive à reproduire les flux de CH₄ et de CO₂ observés en surface sur ces trois sites. Les différents processus responsables des émissions de CH₄ sont correctement représentés et sont qualitativement en accord avec les connaissances actuelles. L'étude de certaines rétroactions entre les processus de production, d'oxydation, et de transport de CH₄ dans le sol permet d'affirmer que la principale source de variabilité impactant ces processus est liée à l'hydrologie du sol, en tout cas sur les trois sites considérés dans cette étude. C'est cette hydrologie qui va piloter l'équilibre entre méthanogenèse et méthanotrophie, ainsi que la vitesse du transport des gaz dans le sol. Ceci confirmerait les études récentes (Jørgensen et al. 2015; Knoblauch et al. 2018) qui suggèrent que l'on ne pourra anticiper les émissions futures de CH₄ et de CO₂ dans l'Arctique sans bien appréhender l'hydrologie dans les régions de pergélisols.

¹ « Nuuk Ecological Research Operations »

² « Zackenberg Ecological Research Operations »



RESEARCH ARTICLE

10.1029/2018MS001329

A New Process-Based Soil Methane Scheme: Evaluation Over Arctic Field Sites With the ISBA Land Surface Model

X. Morel¹, B. Decharme¹, C. Delire¹, G. Krinner², M. Lund³, B. U. Hansen⁴, and M. Mastepanov^{3,5}

¹CNRM UMR 3589, Météo-France/CNRS, Toulouse, France, ²Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Grenoble, France, ³Department of Bioscience, Arctic Research Centre, Aarhus University, Roskilde, Denmark, ⁴Center for Permafrost, Department of Geosciences and Natural Resource Management, University of Copenhagen, Copenhagen, Denmark, ⁵Department of Physical Geography and Ecosystem Science, Lund University, Lund, Sweden

Key Points:

- A vertically discretized soil carbon and methane emission module controlled by the O₂ profile is developed
- New parametrization of gas bulk diffusivity, methanotrophy, and ebullition are introduced; representations of many processes are revisited
- The model correctly represents methane fluxes and subsurface processes at three arctic sites, with and without permafrost

Correspondence to:

X. Morel,
morelxavier1@gmail.com

Citation:

Morel, X., Decharme, B., Delire, C., Krinner, G., Lund, M., Hansen, B. U., & Mastepanov, M. (2019). A new process-based soil methane scheme for land surface modeling: Evaluation over arctic field sites with the ISBA land surface model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11, 293–326. <https://doi.org/10.1029/2018MS001329>

Received 22 MAR 2018

Accepted 17 DEC 2018

Accepted article online 18 DEC 2018

Published online 27 JAN 2019

Abstract Permafrost soils and arctic wetlands methane emissions represent an important challenge for modeling the future climate. Here we present a process-based model designed to correctly represent the main thermal, hydrological, and biogeochemical processes related to these emissions for general land surface modeling. We propose a new multilayer soil carbon and gas module within the Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere (ISBA) land-surface model (LSM). This module represents carbon pools, vertical carbon dynamics, and both oxic and anoxic organic matter decomposition. It also represents the soil gas processes for CH₄, CO₂, and O₂ through the soil column. We base CH₄ production and oxydation on an O₂ control instead of the classical water table level strata approach used in state-of-the-art soil CH₄ models. We propose a new parametrization of CH₄ oxydation using recent field experiments and use an explicit O₂ limitation for soil carbon decomposition. Soil gas transport is computed explicitly, using a revisited formulation of plant-mediated transport, a new representation of gas bulk diffusivity in porous media closer to experimental observations, and an innovative advection term for ebullition. We evaluate this advanced model on three climatically distinct sites : two in Greenland (Nuuk and Zackenberg) and one in Siberia (Chokurdakh). The model realistically reproduces methane and carbon dioxide emissions from both permafrosted and nonpermafrosted sites. The evolution and vertical characteristics of the underground processes leading to these fluxes are consistent with current knowledge. Results also show that physics is the main driver of methane fluxes, and the main source of variability appears to be the water table depth.

1. Introduction

Methane (CH₄) is the second most important anthropogenic greenhouse gas. Since preindustrial times, the concentration of CH₄ has increased by approximately 150%, from 772 ± 25 ppb in 1750 to 1803 ± 2 ppb in 2006 (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2013). After a small hiatus at the beginning of the century, atmospheric methane concentration has continuously increased. Although its atmospheric concentration is much smaller than that of carbon dioxide (CO₂), the methane global warming potential is 28 to 32 times higher when integrated over a 100-year period (Etminan et al., 2016; Myhre et al., 2013), and it contributes to about 20% of the radiative forcing from greenhouse gases. Atmospheric CH₄ concentration results from the balance between methane sources and sinks. Methane is emitted by a variety of sources, both anthropogenic and natural, and is mainly of biological origin. Biogenic methane comes from the decomposition of organic matter by methanogenic archaea in anaerobic environments, such as wetlands (e.g., swamps, peatlands, fen, or rice paddies; Saunio et al., 2016) and high-latitude lakes (Wik et al., 2016). When integrated at the global scale, wetlands are the largest source of methane for the atmosphere and also the most uncertain (Ciais et al., 2013; Kirschke et al., 2013). On a global scale, simulated CH₄ emissions from the WETCHIMP model intercomparison project range from 141 Tg CH₄/year to 264 Tg CH₄/year (Melton et al., 2013). It has been estimated that northern latitude wetlands account for one third to half of the methane emissions from natural wetlands (Schlesinger & Bernhardt, 2013). These high-latitude wetlands are of particular interest because they are located where the impact of future climate is expected to be

©2018. The Authors.

This is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs License, which permits use and distribution in any medium, provided the original work is properly cited, the use is non-commercial and no modifications or adaptations are made.

the most pronounced, and it is still unclear how the emissions from northern wetlands will respond to these changes (Riley et al., 2011).

One natural source of methane is permafrost, which is defined as frozen soil, sediment, or rock with temperatures at or below 0 °C for at least two consecutive years. These freezing temperatures prevent organic matter in permafrost from decaying and decomposing (Schirrmeister et al., 2011; Smith, 2004; Zimov, 2006). According to recent estimates at global scale, soils contain about 2000 Pg of carbon (C) in the top 2 m (Shangquan et al., 2014). A large fraction of this terrestrial carbon stock is located in permafrost soils, mostly located in the upper part of permafrost soils: around 1035 PgC in the top 3 m and another 272 PgC below (Hugelius et al., 2014). The latter fraction is mainly buried within the Yedoma ice complex. Overall, these estimations have some significant uncertainties, mainly due to large data gaps and to the inherent vastness and remoteness of these regions (Ping et al., 2015). Soil thaw dynamics are an important factor both for seasonal and interannual subsurface processes. Most gases emitted from the soil originate from the active layer, that is, the upper soil layer, which thaws in summer. Inert carbon stocks play a critical role in the terrestrial feedbacks to climate change; as permafrost thaws, the previously frozen carbon starts to decompose, releasing greenhouse gases into the atmosphere. These emissions from terrestrial ecosystems have the potential to increase climate warming in a positive feedback loop (Burke et al., 2012, 2013; Koven et al., 2011; MacDougall et al., 2012; Schaefer et al., 2014; Schneider Von Deimling et al., 2015; Schuur et al., 2015). Current studies suggest that there will be 35–205 Pg of permafrost carbon emissions by the year 2100 (Schaefer et al., 2014; Schuur et al., 2015). The magnitude and timing of these carbon fluxes remain highly uncertain (Song et al., 2012), partly because of incomplete observations and partly because modeling of many of the relevant processes is still relatively new (Saunois et al., 2016).

Net methane flux is the result of two sequential and antagonistic processes: methanogenesis, the production of methane, which takes place in the anoxic part of the soil, and methanotrophy, the methane oxidation, which takes place in the oxic part of the soil. There are three pathways for soil methane to reach the atmosphere: diffusion, ebullition, and plant-mediated transport (PMT). Both environmental and biotic factors influence the production, oxidation, and transport of methane in the soil. These processes have been modeled in various ways, with complexities ranging from empirical to process based (Cao et al., 1996; Kaiser et al., 2016; Khvorostyanov et al., 2008; Petrescu et al., 2010; Raivonen et al., 2017; Tang et al., 2013; Walter & Heimann, 2000; Wania et al., 2010; Zhang et al., 2012; Zhu et al., 2014; Zhuang et al., 2004). The detailed review by Xu et al. (2016) shows that the models differ in the mathematical formulation of the represented processes and in the parameter values even when the same formulation is chosen. These differences are partly due to the wide range in the observed magnitude of biogeochemical processes such as methanotrophy and methanogenesis (Segers, 1998). Due to these intrinsic uncertainties of parameters, methane model results are broad and diverse on the global scale (Melton et al., 2013): indeed, they are quite sensitive to the set of parameters of many processes described in the literature (Meng et al., 2012). The same holds true for regional scale modeling (Bohn et al., 2015) and at the site level, where the degree of complexity chosen to describe individual processes can substantially change model behavior (Tang et al., 2010).

The aim of this paper is to describe and evaluate a new soil biogeochemical carbon and greenhouse gas emissions model embedded in the land surface model Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere (ISBA; Noilhan & Planton, 1989). The model has a vertically discretized representation of soil carbon and explicitly represents CO₂, CH₄, and O₂ within the soil, along with their interactions with biogeochemical processes, their transport through the soil column, and their exchange between the soil and the atmosphere. Vertical dynamics processes affect the carbon pools. Unlike many existing multilayer models whose common feature is the use of the water table to directly discriminate regions of methane production and methane oxidation (e.g., Kaiser et al., 2016; Riley et al., 2011; Tang et al., 2013; Walter & Heimann, 2000; Wania et al., 2010), we propose a new formulation based on O₂ concentration within the soil, inspired by Khvorostyanov et al. (2008). Methanotrophy temperature dependency is taken from recent field and incubation experiments (Jørgensen et al., 2015). Transport of gases through the soil is described mechanistically, with a new nonlinear formulation for diffusion closer to experimental results, a PMT formulation inspired by Riley et al. (2011) and a new layer-by-layer ebullition algorithm. Embedded in a land surface model, hydrological, thermal, biogeochemical, and carbon cycle processes are coupled and solved using the same vertical discretization. Environmental controls are hence calculated by the model. Finally, substrate for methanogenesis and oxic decomposition is the modeled soil carbon pools. Overall, the model ranges between the second and third clusters defined in Xu et al. (2016) analysis.

In section 2, we describe the original bulk carbon module embedded in ISBA then its discretization. We further detail in section 2.2 the greenhouse gas emission module, stressing how it differs from existing models, in particular for the methanotrophy. The three sites and the experimental protocol are detailed in section 3. In section 4, we evaluate the model on three sites: two in Greenland and one in Siberia. We first evaluate whether physical variables such as energy balance, snow depth, and soil temperatures are well reproduced by ISBA and subsequently evaluate methane and carbon dioxide modeled emissions against observations. We discuss in section 5 the model's in-depth behavior, in terms of soil gas profiles and soil processes. We then present sensitivity analyses focusing primarily on the water table level, temperature dependency of methanogenesis, and methanotrophy impact on resulting methane fluxes. Finally, we discuss some biotic factors not taken into account in the model.

2. Model Description

The ISBA land surface model (Noilhan & Planton, 1989) represents the energy, water, and carbon budget of the land surface. ISBA is embedded in the SURFEX (SUR-Face EXternalized) modeling platform (Masson et al., 2013) and used in all atmospheric mesoscale, regional scale, and global scale models of Meteo-France, as well as in regional hydrological forecasting systems and global hydrological models. It was evaluated over many local or regional field data sets (Decharme et al., 2011, 2013, 2016; Garrigues et al., 2018; Joetzjer et al., 2015; Séférian et al., 2016). The ISBA scheme solves the energy and hydrological budget using a multilayer approach for the soil (Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011) and for the snowpack (Boone & Etchevers, 2001; Decharme et al., 2016). The hydraulic and thermal properties of soil depend on the soil texture and organic matter (Decharme et al., 2016). The physical model is discretized into 14 soil layers, with a finer resolution on the upper soil and a coarser one at the bottom. The standard total depth is 12 m but can be changed if needed. The energy budget is always solved up to this depth, regardless of soil type and plant functional type. The model uses a power distribution for vertical root distribution based on Jackson et al. (1996). The water budget is solved down to the rooting depth, which depends on the plant functional type (Decharme et al., 2013). However, for permafrost soils, the water budget is solved down to 12 m, regardless of vegetation, to correctly represent freezing and thawing (Decharme et al., 2016).

Vegetation in ISBA is represented by 16 plant functional types, including a boreal C3 grass type used in this work, and three land cover types. The model represents carbon cycling in vegetation and soils. Leaf level photosynthesis and respiration are calculated using the approach of Goudriaan (1986), implemented by Calvet et al. (1998). Leaf phenology results directly from the simulated carbon balance of the canopy. The model represents six biomass pools for trees and three for grasses (Gibelin, 2007; Joetzjer et al., 2015). Mortality is represented simply by a turnover term. Dead plant material forms litter reservoirs that are decomposed to form the soil carbon pools.

2.1. Soil Organic Carbon Module

2.1.1. The Original Bulk Carbon Module

The original ISBA litter and soil carbon module is based on the CENTURY bulk carbon model (Parton et al., 1988). It describes organic litter and soil carbon pools, corresponding to different states of decomposition characterized by different residence times τ_i (s), and the fluxes between them. It simulates four litter pools: two pools of aboveground litter $C_{ab,[s,m]}$ composed of dead leaves and branches and two pools of belowground litter $C_{bg,[s,m]}$ formed by dead roots. The aboveground and belowground litter pools are further separated into a structural carbon pool $C_{[ab,bg],s}$, made of cellulose and lignin from dead biomass, and a metabolic carbon pool $C_{[ab,bg],m}$, made of easily degradable organic compounds. The model simulates three pools of soil organic matter (SOM), receiving organic matter from the decomposition of litter pools. The active carbon pool C_a represents the freshest and most labile organic carbon. The slow carbon pool C_s represents organic carbon with a stronger resistance to decomposition, due to either a physical barrier or its chemical form. The passive carbon pool C_p represents physically protected or chemically recalcitrant carbon. These different pools do not represent distinct physical entities but rather different chemical states of organic matter. Values of residence time τ_i for heterotrophic respiration are taken from the STOMATE carbon model, used in the IPSL Earth System Model ORCHIDEE (Gibelin et al., 2006; Krinner et al., 2005). Table 1 represents characteristic residence times for these pools.

Table 1
Residence Times for the Seven Model Carbon Pools

Carbon pool	Residence time τ (year)
Above-ground structural litter $C_{[ab,s]}$	0.245
Above-ground metabolic litter $C_{[ab,m]}$	0.066
Below-ground structural litter $C_{[bg,s]}$	0.245
Below-ground metabolic litter $C_{[bg,m]}$	0.066
Active carbon pool C_a	0.149
Slow carbon pool C_s	5.48
Passive carbon pool C_p	241

Following this parametrization, the SOM is decomposed and passed through a cascade of different pools, releasing CO_2 as respiration in each step. Equation (1) represents the time evolution of a carbon pool C_i

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = S_i + \sum_{j \neq i} (1 - r_j) f_{ji} F_{\text{oxic}}^j - F_{\text{oxic}}^i \quad (1)$$

where t is the time, S_i the input from the vegetation and roots exudates into the corresponding litter reservoirs $i = [(ab, bg), (s, m)]$ (for the three SOM pools, S_i is zero), r_j is the fraction of the decomposed material of the carbon pool C_j lost as respiration, and f_{ji} the fraction of carbon pool j transformed into pool i . r_i and f_{ij} depend on the sand fraction and, for the litter pools, on the lignin ratio. Values and parametrization of these fractions are issued directly from CENTURY (Parton et al., 1988). F_{oxic}^i is the quantity of carbon decomposed in the pool i . Its dependence on temperature and soil moisture is defined as follows:

$$F_{\text{oxic}}^i = k_i \theta C_i \quad (2)$$

where k_i (s^{-1}), the effective decomposition rate depending on soil temperature T_g ($^{\circ}\text{C}$), is given by

$$k_i(T_g) = \frac{1}{\tau_i} Q_{10}^{\frac{T_g - T_{\text{max}}}{10}} \quad (3)$$

The organic matter decomposition rate k_i increases with temperature. We use the classical exponential Q_{10} function, with a Q_{10} value of 2 and a T_{max} of 30°C (Figure 2a). However, there is no consensus on the type of relationship that exists between decomposition and temperature (Kätterer et al., 1998; Portner et al., 2010). Even when the Q_{10} formulation is chosen, the range of the Q_{10} parameter is large (Segers, 1998). We discuss in section 5 its influence. θ is the dimensionless soil moisture environmental modifier (Figure 2b) given by

$$\theta = \begin{cases} \min(0.05, \max(1, -1.10\theta_{\text{fc}}^2 + 2.4\theta_{\text{fc}} - 0.29)) & , \forall \theta_{\text{fc}} < 1 \\ \max(0.5, 1 - 0.5\theta_{\text{sat}}) & , \forall \theta_{\text{fc}} \geq 1 \end{cases} \quad (4a)$$

$$, \forall \theta_{\text{fc}} \geq 1 \quad (4b)$$

θ_{fc} and θ_{sat} are the dimensionless water indexes relative to the field capacity and saturation, computed as follows in each ISBA layer:

$$\theta_{\text{fc}} = \frac{w_g - w_{\text{wilt}}}{w_{\text{fc}} - w_{\text{wilt}}} \quad \forall w_{\text{wilt}} \leq w_g \leq w_{\text{fc}} \quad (5a)$$

$$\theta_{\text{sat}} = \frac{w_g - w_{\text{fc}}}{w_{\text{sat}} - w_{\text{fc}}} \quad \forall w_g > w_{\text{fc}} \quad (5b)$$

where w_g (m^3/m^3) is the volumetric liquid water content in each layer, w_{wilt} (m^3/m^3) is the wilting point corresponding to a matric potential of -15 bars, w_{fc} (m^3/m^3) is the field capacity corresponding to a matric potential of -0.33 bar, and w_{sat} (m^3/m^3) the soil porosity.

Soil decomposition increases with soil water content, as long as the water is not a limiting factor for microbial development. Soil moisture favors microbial activity. However, at high soil water content, diffusion of dioxygen is reduced and limits oxic decomposition by microbes. In the model, decomposition increases with

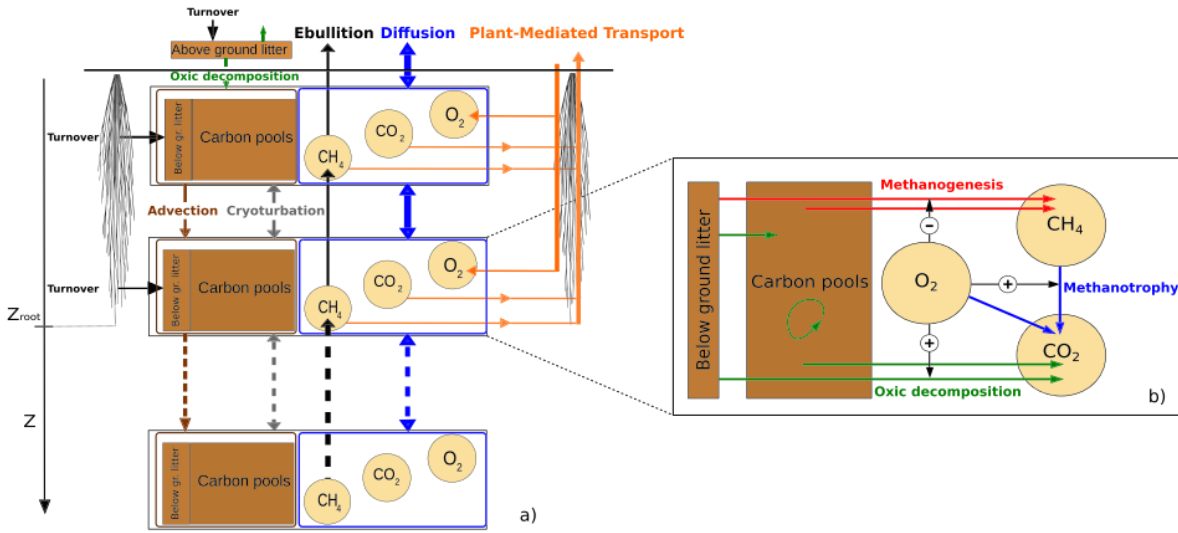


Figure 1. Model schematic with (a) organic matter and gas vertical exchanges between model layers. Each black rectangle represents a model layer. Blue boxes represent the gas pools; brown boxes represent the organic matter reservoirs. Arrows connecting boxes edges represent processes common to all pools inside. (b) Biogeochemical processes inside a model layer: oxic decomposition, methanogenesis, methanotrophy, interactions, and feedbacks between gases and soil organic matter. For the purpose of clarity, the five soil organic carbon and litter pools are not detailed.

the soil water content up to the field capacity w_{fc} (equation (4a)). Above, decomposition decreases linearly down to 0.5 at saturation (equation (4b)).

In the bulk carbon model, moisture and temperature rate specifiers θ and k_i are calculated from the mean temperature and moisture value over the first 10 cm for the two aboveground litter pools and over the first meter of soil for the other pools.

2.1.2. New Soil Carbon Module: Discretization and Methanogenesis

To correctly represent the biogeochemical processes leading to greenhouse gas emissions in high-latitude soils, the model has to simulate the freezing and thawing of the soil and the amount of carbon is affected by the thawing. Hence, we vertically discretized the soil carbon model at the same nodes as the energy and hydrological module of ISBA (Decharme et al., 2013). The environment-specific rate modifier terms k_i and θ are now calculated at each layer. Similarly, the carbon input from root exudates and root decay $S_i(z)$ is now weighted by the root fraction in each layer. The downward transport of carbon, hydrologically induced or due to peat accumulation, is modeled by an advection term as described in Guenet et al. (2013), Koven et al. (2009), and Koven et al. (2013). On permafrost soils, the carbon mixing due to cryoturbation (alternation of thawing and freezing) is modeled as a diffusive process whose diffusion coefficient depends on the active layer depth (Koven et al., 2009). Methanogenesis, detailed in section 2.2.1 and not taken into account in the original model, is now considered as a SOM sink. The vertically discretized soil carbon equation is now written as

$$\frac{\partial C_i(z)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(z) \frac{\partial C_i(z)}{\partial z} \right] + \frac{\partial A C_i(z)}{\partial z} + S_i(z) + \sum_{j \neq i} [(1 - r_j) f_{ji} F_{oxic}^j(z)] - F_{oxic}^i(z) - r_{MG,i}(z) \frac{M_C}{M_{CH_4}} \quad (6)$$

where z is the depth, $D(z)$ the diffusion coefficient of the cryoturbation (m^2/s) as modeled by Koven et al. (2009), A the advection velocity (m/s) fixed in this work at 2 mm/year to emulate the high carbon content due to peat accumulation in the three sites studied in this work, $r_{MG,i}$ the methane production from pool i (see equation (23)), and M_C and M_{CH_4} the molar masses of C and CH_4 . Figure 1a represents vertical dynamics of carbon pools and Figure 1b the soil carbon-related processes inside a model layer. Equation (7) is discretized by a Crank-Nicolson semi-implicit scheme, casted in a tridiagonal system of equations and solved using the tridiagonal matrix algorithm.

As the model computes O_2 concentrations within the soil (section 2.2), we add an explicit limitation for the oxic decomposition by computing the maximum mass of soil carbon C_{max} (gC/m^3) that could react with the

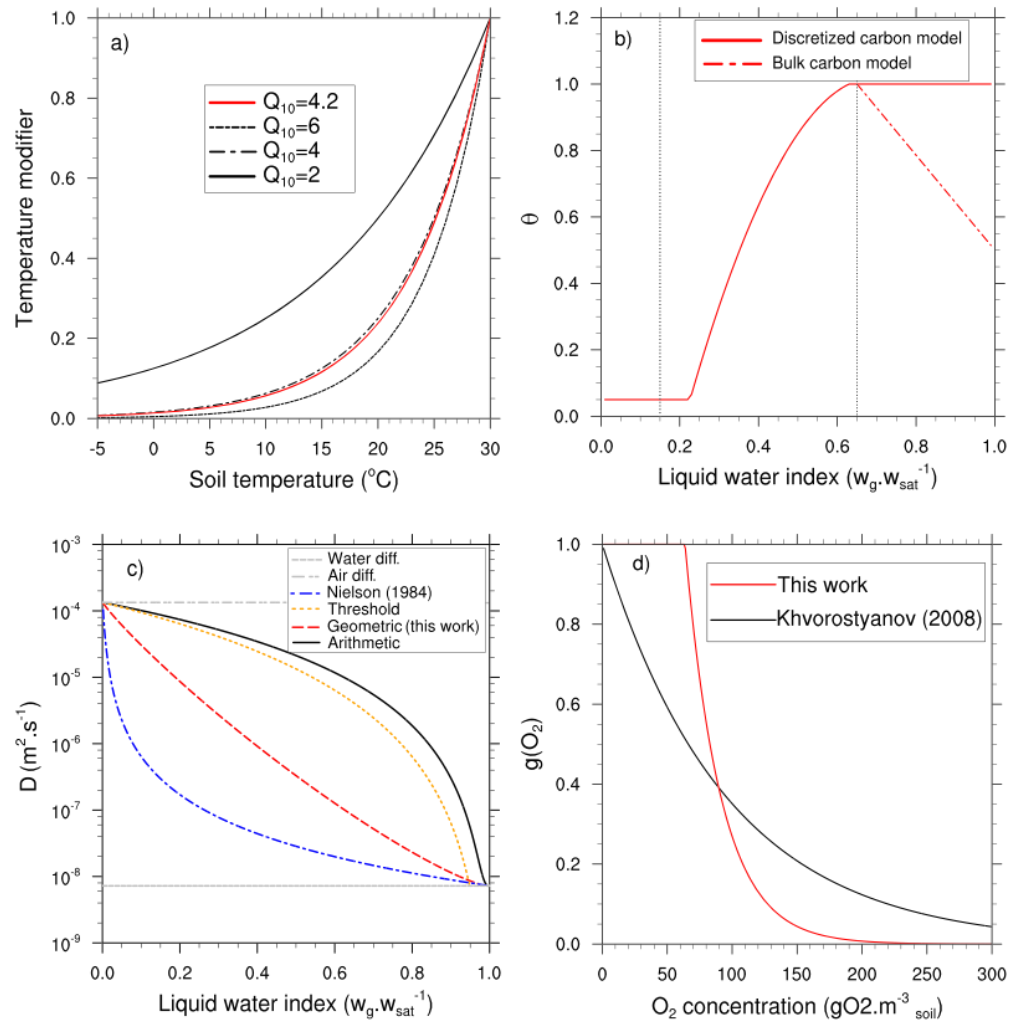


Figure 2. (a) Soil temperature rate modifiers for different Q_{10} values used in this work. (b) Moisture control θ on oxic decomposition for the bulk carbon model and for the discretized carbon model. Vertical dotted lines represent w_{wilt} and w_{fc} . (c) Different bulk diffusivities parametrizations, with no ice content and a Henry's constant of 1 (see Appendix B). (d) Dioxygen dependency function $g(O_2)$ for methanogenesis.

available dioxygen, with a one-to-one ratio (Khvorostyanov et al., 2008)

$$C_{max}(z) = O_2(z) \epsilon_{O_2}(z) \frac{M_C}{M_{O_2}} \quad (7)$$

with ϵ_{O_2} the total O_2 soil porosity, defined in section 2.2. For every soil carbon pool we limit the decomposition so that the total mass of soil carbon transformed at each time step Δt does not exceed the maximum mass C_{max}

$$F_{oxic}^i(z) = \theta(z) k_i(z, T_g) C_i(z) \times \min \left(1, \frac{C_{max}(z)}{\Delta t} \frac{1}{\sum_j \theta(z) k_j(z, T_g) C_j(z)} \right) \quad (8)$$

Taking into account this dioxygen limitation renders the linear decrease of the function θ for w_g values above w_{fc} (equation (4b)) obsolete. The new moisture control function θ is shown in Figure 2b.

In the remainder of the paper, we omit the dependence in z and write all depth-dependent variables $x(z)$ as x .

2.2. Gas Module

In the bulk carbon module, gas created within the soil is released instantaneously into the atmosphere and does not pass through the soil matrix. In a multilayer carbon module, an explicit representation of gas is necessary: gas concentration, and the processes directly impacting it, such as methanotrophy, and gas movement. In addition to CO_2 and CH_4 , we calculate O_2 -related processes within the soil column, as the O_2 penetration depth determines oxic and anoxic zones, thus separating methane production and methane oxidation (Askaer et al., 2011).

We assume an instantaneous and forced equilibrium between gas concentration within the air-filled part and the water-filled part of the soil in each layer (Khvorostyanov et al., 2008; Tans, 1998; Tang et al., 2013; Tang & Riley, 2014). This assumption allows us to solve the gas vertical diffusion in the soil air and in the soil water using a single state variable. This variable is the gas concentration within the air-filled pores. Within this framework, the prognostic equations for CO_2 , CH_4 , and O_2 in the gas primary form (Tang & Riley, 2014) can be written as

$$\epsilon_{\text{CO}_2} \frac{\partial [\text{CO}_2]}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{\text{CO}_2} \frac{\partial [\text{CO}_2]}{\partial z} \right) + r_{\text{oxic}} + r_{\text{MT}} \frac{M_{\text{CO}_2}}{M_{\text{CH}_4}} - r_{\text{PMT}}^{\text{CO}_2} - r_{\text{transp}}^{\text{CO}_2} \quad (9a)$$

$$\epsilon_{\text{CH}_4} \frac{\partial [\text{CH}_4]}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{\text{CH}_4} \frac{\partial [\text{CH}_4]}{\partial z} \right) + \frac{\partial \epsilon_{\text{CH}_4} V_e [\text{CH}_4]^{\text{ebu}}}{\partial z} + \sum_i r_{\text{MG},i} - r_{\text{MT}} - r_{\text{PMT}}^{\text{CH}_4} - r_{\text{transp}}^{\text{CH}_4} \quad (9b)$$

$$\epsilon_{\text{O}_2} \frac{\partial [\text{O}_2]}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{\text{O}_2} \frac{\partial [\text{O}_2]}{\partial z} \right) - r_{\text{MT}} \frac{M_{\text{O}_2}}{M_{\text{CH}_4}} - r_{\text{oxic}} \frac{M_{\text{CO}_2}}{M_{\text{CH}_4}} + r_{\text{PMT}}^{\text{O}_2} - r_{\text{transp}}^{\text{O}_2} \quad (9c)$$

where $[\text{CO}_2]$, $[\text{CH}_4]$, and $[\text{O}_2]$ are the gas concentrations in the air-filled pores of the soil ($\text{g}/\text{m}^3_{\text{air}}$). Note that we do not represent ice-trapped gas, a process still missing in current process-based methane models (Xu et al., 2016).

Within the framework of equilibrium between gaseous and aqueous phases, we define the total gas porosity for each gas, that is, the volume available in the air-filled and water-filled fraction of the pores per unit volume of soil

$$\epsilon_{\text{CO}_2} = \nu + w_g H_{\text{CO}_2}^{\text{cc}} \quad (10a)$$

$$\epsilon_{\text{CH}_4} = \nu + w_g H_{\text{CH}_4}^{\text{cc}} \quad (10b)$$

$$\epsilon_{\text{O}_2} = \nu + w_g H_{\text{O}_2}^{\text{cc}} \quad (10c)$$

with ν the air fraction (m^3/m^3) computed as

$$\nu = w_{\text{sat}} - w_g - w_{gi} \quad (11)$$

and w_{gi} the volumetric ice content (m^3/m^3).

The ϵ s can be thought of as the ratio between the concentration per soil volume and the concentration of air-filled pores. $H_{\text{CO}_2}^{\text{cc}}$, $H_{\text{CH}_4}^{\text{cc}}$, and $H_{\text{O}_2}^{\text{cc}}$ are the dimensionless Henry's solubility constants that determine the ratio between gas phase and aqueous phase concentration of a species (Sander, 2015).

The first term of the right-hand side of equations (9a)–(9c) describes the diffusion of gas through the soil. For methane (equation (9b)), the second term represents ebullition, modeled as a threshold advection term with V_e the bubble velocity (m/s) and $[\text{CH}_4]^{\text{ebu}}$ the potential methane concentration subject to ebullition. The ebullition algorithm is detailed in section 2.2.4 (equations (30)–(32)). The r terms represent the variations of each gas due to sources, sinks, and transports. The r_{transp} represents the transpiration contribution (equation (17)), r_{oxic} the oxic decomposition (equation (18)), $r_{\text{MG},i}$ the methanogenesis from carbon pool i (equation (23)), r_{MT} the methanotrophy (equation (26)), and r_{PMT} the PMT contribution (equation (29)).

We start by describing the diffusion terms, followed by the sources and sinks, and the model boundary conditions. As many variables and processes are common to several gases, in the rest of this work, we use the notation X to represent CO_2 , CH_4 , or O_2 .

2.1.2. Gas Diffusion

D_X represents the bulk medium diffusion coefficient, computed as the weighted geometric mean of the diffusion coefficients in air D_X^a and in water D_X^w , reduced by the soil permeability in unsaturated and saturated porous media, η_a and η_w , respectively. Bulk medium diffusion is written as

$$D_X = \left((D_X^a \eta_a)^v \times (D_X^w H_X^{cc} \eta_w)^{w_g} \right)^{\frac{1}{v+w_g}} \quad (12)$$

η_a and η_w , also used by Tang et al. (2013), follow Moldrup et al. (2003)

$$\eta_a = v \left(\frac{v}{w_{\text{sat}}} \right)^{\frac{3}{b}} \quad (13a)$$

$$\eta_w = w_g \left(\frac{w_g}{w_{\text{sat}} - w_{g1}} \right)^{\frac{b}{3-1}} \quad (13b)$$

where b is the Clapp-Hornberger shape parameter (Clapp & Hornberger, 1978).

Many models use an arithmetic mean to compute the bulk diffusivity (e.g., Khvorostyanov et al., 2008; Tang et al., 2013; Tang & Riley, 2014) or a threshold formulation by imposing the water diffusivity for sufficiently high water contents and diffusion in the air (or an arithmetic mean between diffusion in air and water) below that threshold (e.g., Wania et al., 2010). However, bulk diffusivity in soil is very nonlinear with respect to water content (Nielson et al., 1984; Stephen et al., 1998): very little interstitial water can drastically slow gas diffusion in the soil. By way of analogy with the aggregation methods used for computing thermal and hydrological conductivities (Decharme et al., 2016; Peters-Lidard et al., 1998), we chose a geometric formulation, closer to the observations of Nielson et al. (1984) than actual state-of-the-art formulations. These different bulk diffusivities are shown in Figure 2c and further discussed in Appendix B.

Diffusivities depend on temperature. For diffusivities in air, we use Lerman (1979) formulations

$$D_{\text{CO}_2}^a = (0.1325 + 0.00009 T_g) \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s} \quad (14a)$$

$$D_{\text{CH}_4}^a = (0.1875 + 0.00013 T_g) \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s} \quad (14b)$$

$$D_{\text{O}_2}^a = (0.1759 + 0.00117 T_g) \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s} \quad (14c)$$

For diffusivities in water, we use the parametrization of Broecker and Peng (1974), also used by Wania et al. (2010)

$$D_{\text{CO}_2}^w = (0.939 + 0.002671 T_g + 0.0004095 T_g^2) \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s} \quad (15a)$$

$$D_{\text{CH}_4}^w = (0.9798 + 0.002986 T_g + 0.0004381 T_g^2) \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s} \quad (15b)$$

$$D_{\text{O}_2}^w = (1.172 + 0.03443 T_g + 0.0005048 T_g^2) \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s} \quad (15c)$$

The dimensionless Henry's solubility H_X^{cc} is also temperature dependent, and by assuming the ideal gas law, we have for each gas

$$H_X^{cc} = H_X^{cp} \times RT = B_X \frac{T_K}{T_{\text{stp}}} \quad (16)$$

where T_K is the temperature in K, $T_{\text{stp}} = 273.15$ K, H_X^{cp} the Henry solubility ($\text{mol} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{Pa}$), R the universal gas constant, and B_X the dimensionless Bunsen coefficient. We used the most recent values given in Sander (2015): $B_{\text{CH}_4} = 0.0318$, $B_{\text{CO}_2} = 0.749$, and $B_{\text{O}_2} = 0.0296$.

2.1.2. Transport, Sources, and Sinks

In the model, all gases are affected by diffusion (upward and downward transport), PMT (upward for CO₂ and CH₄ and downward for O₂) and transpiration (upward). In this version of the model, only methane is affected by ebullition (see section 5). Figure 1a represents the schematic of the vertical transport of gases. PMT and ebullition are further detailed in section 2.2.4.

The water extracted by plants through transpiration carries dissolved gas (Riley et al., 2011). We represent the transport of gas via transpiration, layer by layer

$$r_{\text{transp}}^X = \frac{F_{\text{transp}} H_X^{\text{cc}} [X]}{\rho_w} \quad (17)$$

where F_{transp} (kg·m⁻³·s⁻¹) is the amount of water transported by transpiration and ρ_w (kg/m³) the volumic mass of water.

Within the soil, the CO₂-related processes involve two net sources. The first source is the oxic decomposition of the belowground carbon and litter pools r_{oxic} (gCO₂·m⁻³·s⁻¹), defined in equation (8)

$$r_{\text{oxic}} = \sum_i F_{\text{oxic}}^i r_i \frac{M_{\text{CO}_2}}{M_C} \quad (18)$$

The CO₂ produced by the decomposition of the aboveground litter pool is released directly into the atmosphere and does not pass through the soil CO₂ pool. The other source is the CO₂ produced by methanotrophy (see equation (26)), simplified here as



There are no sources of O₂ within the soil, and the O₂ is consumed by oxic decomposition and methanotrophy.

There is one source of CH₄ within the soil, methanogenesis r_{MG} , and one sink, methanotrophy r_{MT} . These terms are described in detail in section 2.2.4.

2.1.2. Numerical Method and Boundary Conditions

For each gas, all processes in equations (9a)–(9c) are treated at once, unlike several other models that treat methanogenesis, methanotrophy, diffusion, PMT, and ebullition sequentially. The set of equations is discretized by a Crank-Nicholson semi-implicit scheme and cast as a tridiagonal system of equations. A time splitting option is also implemented for large time steps.

At the deepest soil layer we impose a no-flux boundary condition for all gases

$$\left. \frac{\partial [X]}{\partial z} \right|_{z=z_{\text{max}}} = 0 \quad (20)$$

At the soil-atmosphere interface, we impose the following boundary condition:

$$[\text{CH}_4] \Big|_{z=0^+} = \frac{p_s}{RT_s} \text{CH}_{4s} M_{\text{CH}_4} \quad (21)$$

where p_s is the atmospheric surface pressure, T_s the atmospheric surface temperature, R the universal gas constant, and CH_{4s} the methane mixing ratio fixed at 1.7 ppm.

A similar boundary condition is imposed for O₂, with the observed mixing ratio of 20.9%. For CO₂, the observed global atmospheric CO₂ concentration is used (NOAA/ESRL—www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/).

Finally, arctic snowpack including iced layers suppresses soil-atmosphere gas exchanges, leading to CO₂ and CH₄ accumulation in the snowpack (Pirk et al., 2016). Since we do not explicitly represent gases in the snowpack, we model this effect by reducing the diffusivity at the interface between the atmosphere and the first soil layer by a snow dependence function g_{snow}

$$g_{\text{snow}} = f_{\text{snow}} \left(1 - \frac{\rho_{\text{snow}}}{\rho_{\text{ice}}} \right) + (1 - f_{\text{snow}}) \quad (22)$$

where f_{snow} is the grid cell fraction covered by snow, ρ_{snow} the density of the snow layer closest to the ground, and ρ_{ice} the density of ice.

2.2.1. Methane Processes

A common method for distinguishing methane production and oxidation zones is to diagnose a priori the water table level and to force methanogenesis to occur only below this level and methanotrophy only above (e.g., Kaiser et al., 2016; Walter & Heimann, 2000; Zhu et al., 2014). This classical strata approach has recently been criticized (Yang et al., 2017). As we compute the O_2 concentration within the soil column, we can calculate directly where anoxic conditions occur within the model and we do not need to use the water table in the methane model equations, as shown in Figure 1.

Methanogenesis takes place in the water-filled pores when O_2 concentration is low enough, whereas methanotrophy occurs in aerobic conditions. Once CH_4 is created within the soil column, it can escape the soil matrix via diffusion in the water and air-filled pores; ebullition, only in the water-filled pores; PMT through aerenchyma; and transpiration (equation (17)).

2.2.1.1. Methanogenesis

Methane is produced by methanogens, which are anaerobic archaea (Stams & Plugge, 2003). The main environmental factors controlling the rate of methane production are (1) the availability and quality of suitable organic matter, (2) temperature, (3) soil moisture, and (4) dioxygen content, all of which are calculated by the model in every soil layer. The carbon pool available for methanogenic archaea consists mainly of root exudates and labile plant material that can be easily degraded (Chanton et al., 1995). In arctic regions, this material is not necessarily recent due to the cold conditions that prevent decomposition (Mueller et al., 2015). In the model, carbon pools impacted by methanogenesis are the belowground litter pools $C_{bg,[s,m]}$ and the active carbon pool C_a . For each of these reservoirs, the characteristic time for decomposition by methanogenesis is 10 times the characteristic time for oxic decomposition (Khvorostyanov et al., 2008; Table 1). We use the same Q_{10} temperature function as for the oxic decomposition (equation (3)) because it is in the range observed by Segers (1998) in minerotrophic peats. Hence, the rate of methanogenesis is the oxic decomposition rate divided by 10. The methanogenesis from pool i per soil volume $r_{MG,i}(z, t)$ ($gCH_4 \cdot m^{-3} \cdot s^{-1}$) is given by

$$r_{MG,i} = \delta_i C_i \frac{w_g}{w_{sat}} \frac{k_i(T_g)}{10} f(T_g) g(O_2) \frac{M_{CH_4}}{M_C} \quad (23)$$

where i designates the type of carbon pool defined in Table 1, $\delta_i = 1$ when $i = a$ or $i = bg, [s, m]$ and 0 otherwise. $g(O_2)$ is the dioxygen dependency function. $f(T_g)$ is a function that ensures that methanogens are not active at subzero temperature because the Q_{10} function decreases too slowly below $0^\circ C$ (Figure 2a). Indeed, recent incubations results (Treat et al., 2014) show almost no methane fluxes below $0^\circ C$. We impose a linear decrease between 0 and $T_{lim} = 1^\circ C$

$$f(T_g) = \begin{cases} 1, & T_g \geq T_{lim} \\ \frac{T_g}{T_{lim}}, & 0^\circ C \leq T_g \leq T_{lim} \\ 0, & T_g \leq 0^\circ C \end{cases} \quad (24)$$

O_2 strongly inhibits methanogenesis (Askaer et al., 2011), and we parametrize this dependency as follows:

$$g(O_2) = \frac{10^{(O_{2,lim} - [O_2]_{H_{O_2}^{cc}})/O_{2,lim}} - 10^{(O_{2,lim} - 10)/O_{2,lim}}}{1 - 10^{(O_{2,lim} - 10)/O_{2,lim}}} \quad (25)$$

where $O_{2,lim}$ is the aqueous phase threshold dioxygen concentration (Duval & Goodwin, 2000), fixed in this work at $2 gO_2/m^3_{water}$, roughly equivalent to $60 gO_2/m^3_{air}$ in standard pressure and temperature conditions. Khvorostyanov et al. (2008) also used a O_2 formulation to constrain methanogenesis. We did not choose their function as it implies methane production at high oxygen content (Figure 2d), and although methanogens can still survive in aerated soils (Angel et al., 2011), they are strict anaerobes and methanogenesis is fully suppressed upon exposure to dioxygen (Yuan et al., 2009).

2.2.1.2. Methanotrophy

Methane can be oxidized by methanotrophic bacteria, in aerobic parts of the soil. Unlike some state-of-the-art models that use a Michaelis-Menten equation—presented later—without a temperature dependency to describe the methanotrophy reactions, we propose to represent methanotrophy as an exponential decay of methane concentration (i.e., a first-order differential equation), constrained by temperature and O_2

Table 2
Short Review of Parameters Used in Soil Methanotrophy Modeling

Reference	K_{CH_4} (mol/m ³)	V_{max} (mol·m ⁻³ ·s ⁻¹)	$\tau_{\text{MT}}(t)$
<i>Michaelis-Menten framework</i>			
Riley et al. (2011)	5×10^{-4} to 5×10^{-2}	1.25×10^{-6} to 1.25×10^{-4}	—
Tang et al. (2010)	0.44	10^{-8} to 10^{-7}	—
Raivonen et al. (2017)	0.44	2.7×10^{-4}	—
Walter and Heimann (2000)	0.016–0.08	2×10^{-6} to 2×10^{-5}	—
<i>First-order kinetic framework</i>			
Jørgensen et al. (2015) ^a	—	—	1.4 hr
Murguía-Flores et al. (2017)	—	—	5.5 hr
Khvorostyanov et al. (2008)	—	—	5 days

^aFrom incubation experiments.

concentration. The amount of methane consumed by methanotrophy per soil volume ($\text{gCH}_4 \cdot \text{m}^{-3}_{\text{soil}} \cdot \text{s}^{-1}$) is written as

$$r_{\text{MT}} = \epsilon_{\text{CH}_4} \text{CH}_4 k_{\text{MT}}(T_g) \frac{[\text{O}_2]}{K_{\text{O}_2} M_{\text{O}_2} + [\text{O}_2]} \quad (26)$$

where $k_{\text{MT}}(T_g)$ (s⁻¹) is the methanotrophy time-dependant rate, inferred from incubation experiments of Jørgensen et al. (2015)

$$k_{\text{MT}}(T_g) = \frac{1}{\tau_{\text{MT}}} \times 4.2 \frac{T-18.7}{10} \quad (27)$$

and τ_{MT} (s) the time constant of the methanotrophy. τ_{MT} is chosen as 1 day, which is a median of the values found in literature (Table 2). We take into account the dioxygen limitation by using a Michaelis-Menten kinetic with K_{O_2} fixed at 2 mol/m³ following Kaiser et al. (2016).

In their pioneering process-based works, Walter et al. (1996) modeled the methane oxidation with a Michaelis-Menten equation

$$r_{\text{MT}}|_{\text{Michaelis-Menten}} = \frac{V_{\text{max}} [\text{CH}_4]}{K_{\text{CH}_4} + [\text{CH}_4]} \quad (28)$$

where V_{max} (mol·m⁻³·s⁻¹) is the potential methane oxidation rate and K_{CH_4} (mol/m³) the Michaelis-Menten constant. This formulation has been widely used in the soil methane modeling community (Arah & Stephen, 1998; Kaiser et al., 2016; Riley et al., 2011; Zhu et al., 2014). Segers (1998) noted in his review that V_{max} values range from 10^{-4} to 10^{-7} mol·m⁻³·s⁻¹. From one model to another, the choice of V_{max} and K_{CH_4} vary by several orders of magnitude, as shown in Table 2. Hence, for the same methane concentration, methanotrophy characteristic times vary from a few hours to several days.

Wania et al. (2010) do not use a Michaelis-Menten model for methanotrophy, but consider that a fixed fraction of available dioxygen is used to oxidize available methane directly, with a stoichiometry balance of two moles of dioxygen for each mole of oxidized methane.

In the Michaelis-Menten equation behavior, if methane concentration strongly exceeds K_{CH_4} , the model tends to a zero-order kinetic, that is, a constant methane consumption, independent of methane concentration. Inversely, if the methane concentration is much lower than K_{CH_4} , model tends to a first-order kinetic, that is, a classical exponential decay. In Walter and Heimann (2000), soil methane concentration exceeds K_{CH_4} and methanotrophy as defined in equation (28) is reduced to a zero-order kinetic. But recent works in Greenland suggest the opposite. In the supporting information of Jørgensen et al. (2015), field studies in the Zackenberg valley and incubation experiment results clearly suggest a first-order kinetic reaction. Moreover, these results clearly show a strong temperature dependency that some present-day models do not consider, with the exception of Riley et al. (2011). Computing these rates from supporting information Figure S3a of Jørgensen et al. (2015), we find rates ranging from 17 to 1.8 day⁻¹ when temperatures goes from 18.7 to 2.9 °C. These dynamics corresponds to a Q_{10} value of 4.2 (Figure 2a). Those methanotrophy rates are much higher than the one chosen by Khvorostyanov et al. (2008), that is, 0.2 day⁻¹.

Finally, from a modeling point of view, one can question the use of the Michaelis-Menten kinetic, which requires two parameters, both highly uncertain (Segers, 1998; Table 2) to choose and tune, instead of a simpler first-order ordinary differential equation, as used, for instance, by the global soil methanotrophy model MeMo (Murguia-Flores et al., 2017) or Khvorostyanov et al. (2008).

2.2.1.3. Plant-Mediated Transport and Aerenchyma

Wetland plants have adapted to the permanently waterlogged conditions by developing air-filled channels called aerenchyma in their shoots and roots (Schlesinger & Bernhardt, 2013). These channels deliver O_2 from the surface to the roots but allow also direct transport of CH_4 and CO_2 from the soil to the atmosphere. This was first modeled by Walter et al. (1996) as a direct uptake from the soil to the atmosphere, weighted by a function of the leaf area index (LAI) and empirical parameters describing the “strength” of such transport. In more recent works (Kaiser et al., 2016; Riley et al., 2011; Raivonen et al., 2017; Wania, 2007), the consensus is to take into account the concentration gradient between the atmosphere and gas in the soil column but with various complexity levels to represent the transport through the soil. The most complex formulations (Kaiser et al., 2016; Wania, 2007) explicitly model roots using concepts like root diameters, tiller density and tiller porosity, or aerenchyma exodermis thickness (Kaiser et al., 2016). These parameters are not well known and vary broadly not only from one species to another (Colmer, 2003; Schimel, 1995) but also within a single species due to substantial small-scale spatial variations (Kutzbach et al., 2004). Moreover, among different plant species, a greater PMT capacity does not necessarily correlate with higher total emissions (Bhullar et al., 2013). To be consistent with the overall complexity of the carbon and vegetation model, we choose a simpler representation.

In our model, the flux of methane transported by roots and plants for a layer j $f_{PMT}^{CH_4,j}$ ($gCH_4 \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$) is inspired by Riley et al. (2011) and defined by

$$f_{PMT}^{CH_4,j} = \frac{\epsilon_{CH_4} \Pi_a \alpha_{CH_4} ([CH_4] - [CH_4]_{atmo})}{r_a + \frac{r_L \times z_j + 0.5 h_{plant}}{D_{CH_4}^a}} \rho_r f_{root}^j h(LAI) f_{veg} \quad (29)$$

The denominator represents the vertical transport velocity of gases through the aerenchyma, with an inner diffusivity equal to that of air. r_a (s/m) is the aerodynamic resistance. The root fraction in the layer j , f_{root}^j , and r_L the ratio of root length to depth, fixed at 3, takes into account the geometry of the roots and the respective contribution of each model layer in the total transport. z_j is the depth of the layer j . As CO_2 and CH_4 (O_2) do not leave (enter) aerenchyma directly at the soil/atmosphere interface but through the plant shoot, we take into account the plant height h_{plant} in the transport, approximated by $\frac{LAI}{6}$.

Radial transport between the root and the soil is represented by the parameter Π_a , corresponding to the aerenchyma permeability. In this work, Π_a is fixed to 1, representing a perfectly permeable tissue. The utilization of gas by the plant during the transport is represented by the parameter α_X . For CH_4 and CO_2 , $\alpha_{CH_4} = \alpha_{CO_2} = 1$ represents no gas utilization by the plant. For O_2 , we fix $\alpha_{O_2} = 0.3$ as most of the O_2 transported by aerenchyma is used by plant roots and only a fraction is lost to the soil (Colmer, 2003). This attenuation is also coherent with Nielsen et al. (2017) who noted that aerenchymous transport of dioxygen is inefficient compared to the transport of methane.

The strength of the PMT varies in time with the LAI, and following Walter and Heimann (2000), we define a LAI dependency function $h(LAI) = \min(\frac{LAI-LAI_{min}}{2-LAI_{min}}, 1)$. Finally, f_{veg} is the soil vegetated fraction and ρ_r the aerenchyma inner porosity fixed at 0.3 (Riley et al., 2011). A similar equation stands for CO_2 . For O_2 , equation (29) is treated as a flux from the atmosphere to the ground.

As we do not explicitly compute gas concentrations inside the roots and aerenchyma, the total plant-mediated flux F_{PMT}^X ($gX \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$) is computed as the sum of the contribution from all soil layers down to the rooting depth z_{root} . From a *numerical point of view*, the PMT acts as a *sink* for CH_4 and CO_2 and as a *source* for O_2 since gas is not transported between individual layers. Note also that in equations (9a)–(9c) we have $r_{PMT}^X(t, z) = \frac{f_{PMT}^{X,j}}{\Delta z_j}$ ($gX \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$), with Δz_j the thickness of the j th soil layer (m).

2.2.1.4. Ebullition

Unlike most models that consider an instantaneous transport to the atmosphere or to the unsaturated part of the soil regardless the depth at which the bubble is formed, we model ebullition as an advective layer-by-layer transport that takes place in the water-filled pores. The transported methane $[CH_4]^{ebu}$ is the excess of CH_4

with respect to a concentration threshold X_{ebu} , depending on environmental variables. We trigger ebullition when the soil water content is high enough

$$X_{\text{ebu}} = \frac{r_{\text{CH}_4} P_s M_{\text{CH}_4}}{RT_g} \quad (30)$$

$$[\text{CH}_4]^{\text{ebu}} = \begin{cases} [\text{CH}_4] - X_{\text{ebu}}, & \text{if } [\text{CH}_4] \geq X_{\text{ebu}} \text{ and } w_g \geq 0.9 \times (w_{\text{sat}} - w_{gl}) \\ 0, & \text{otherwise} \end{cases} \quad (31)$$

where P_s is the soil pressure (i.e., the sum of hydrostatic and atmospheric pressure, as the latter plays a role in triggering ebullition events; Tokida et al., 2007), R the gas constant, and r_{CH_4} the saturated mixing ratio of CH_4 , fixed at 15% (Riley et al., 2011). This threshold may depend on vegetation, but it is still unclear in which way. Grünfeld and Brix (1999) noted that ebullition is dominant in nonvegetated plots, but Walter and Heimann (2000) model the opposite, considering that N_2 concentrations are higher in vegetated soils, hence increasing condensation nuclei numbers. We chose not to take vegetation into account.

Numerically, in order to maintain the tridiagonal structure of the Crank-Nicholson solver, we had to ensure that a bubble does not travel through more than two soil layers within the same time step. Hence, the velocity of bubbles in each layer j , noted V_e^j (m/s), depends on the thickness of the considered layer, on the model time step and on the soil tortuosity η , fixed here at 0.66

$$V_e^j = \frac{\Delta z_j}{\Delta t} \eta \quad (32)$$

The velocity of the first soil layer is weighted by the snow dependence function $g_{\text{snow}}(t)$, in the same way as the diffusion coefficient at the soil-atmosphere interface: $V_1 = \frac{\Delta z_1}{\Delta t} \eta g_{\text{snow}}$.

Finally, the ebullition flux going into the atmosphere is computed as the bubbles leaving the top layer. By choosing this layer-by-layer formulation, the ebullition flux could be 0 because the water and methane conditions (equation (31)) are not fulfilled in the top layer, while ebullition is still occurring in some subsurface layers. Note also that this formulation allows methane transported by ebullition in the deepest layers to be later impacted by other processes, such as methanotrophy.

3. Site Description, Material, and Methods

We evaluate this model against observations from three arctic wetland sites: one without permafrost (Nuuk) and two (Zackenberg and Chokurdakh) on permafrost soils. The Nuuk and Zackenberg sites are both part of the Greenland Ecosystem Monitoring program, which provides detailed reports on an annual bases, dating back to 2007 for Nuuk (Nuuk Ecological Research Operations-NERO-Annual reports; Tamstorf et al., 2008) and 1995 for the Zackenberg site (Zackenberg Ecological Research Operations-ZERO-Annual reports; Meltofte & Thing, 1996).

At Nuuk and Zackenberg, CH_4 and CO_2 fluxes data come from several automatic closed chambers (6–10) and we use the mean of these chamber fluxes. When more than one automatic chamber is active, the standard deviation between the active automatic chambers is provided. The number of functioning chambers varies in time. There is a large spatial variability of methane fluxes between individual automatic chambers, even though they are relatively close together (a few meters), as shown in Pirk et al. (2017) on the Nuuk and Zackenberg sites (Skov, 2014). Similar large variations of methane fluxes over a small spatial scale have also been observed by Kutzbach et al. (2004) in northern Siberia. At Chokurdakh, CH_4 data are more sporadic, as they come from manual closed chambers. The standard deviation of methane fluxes is not available, and we do not have CO_2 chamber data.

3.1. Nuuk

The Nuuk research station is situated in Kobbefjord (64°07'N; 51°21'W), approximately 20 km from Nuuk. Its study area consists of a drainage basin with an area of 32 km² situated at the head of a fjord. The local climate is low arctic, with a mean annual temperature of −1.4 °C and mean annual precipitation of 752 mm (1961–1990). Despite cold winter temperatures, the fen never freezes at depth below 10–15 cm. NERO annual reports (Tamstorf et al., 2008) show a significant variability in soil texture, soil moisture, and vegetation. In the model we impose the soil texture measured from a location closest to the automatic chambers

Table 3
Site's Main Characteristics and Data Used for Validation

	Nuuk	Zackenberg	Chokurdakh
<i>Characteristics</i>			
Longitude-latitude	51.3°W, 66.1°N	21°00' W, 74°30'N	147.49°W, 70.82°N
Permafrost	No	Yes	Yes
Climate forcing data period	2009–2014	1996–2015	2003–2014
CH ₄ fluxes data period	2009–2014	2006–2015	2008–2013
Clay fraction (%)	4.3	14.5	15.0
Sand fraction (%)	91.3	16.7	30.0
Rooting depth (m)	0.3	0.3	0.3
Organic layer depth (m) ^a	0.3	0.4	0.1
Forced water table	0.2m	0.1m	0.1 m
<i>Data</i>			
CH ₄ flux (chambers)	Automatic	Automatic	Manual
CO ₂ flux (chambers)	Automatic	Automatic	—
Soil temperatures	Probes	Probes	Probes
Active layer thickness	No permafrost	Manual	—
Latent heat	Eddy tower	Eddy tower	Eddy tower
Sensible heat	Eddy tower	Eddy tower	Eddy tower
Net radiation	Eddy tower	Eddy tower	Eddy tower
Snow depth	Camera	Camera	—

^aDepth below which organic matter fraction is lower than 70%.

(plot Mart-2; Raundrup et al., 2010). These soil texture samples are taken from the upper 10 cm and do not change much with depth. The automatic chambers are located in a fen at the bottom of a valley surrounded by high rocks. A peat layer of approximately 20–40 cm overlays sedimental, mineral soil layers. Due to its topographic specificity, the main input of water on this site is not from the local precipitation, but from snowmelt and runoff from adjacent hills and inflow from a nearby stream located at the southern border of the fen. One key factor of this site appears to be the snowmelt date, as snow melt water runs through the fen, leading to a saturated fen during the growing season.

3.2. Zackenberg

The Zackenberg site is a permafrost fen located in the Zackenberg valley, in the Northeast Greenland National Park (74°30'N, 21°00'W). It is located in the high Arctic (Melftofte & Rasch, 2008) with mean annual temperature of -9°C . Monthly mean air temperatures are below -20°C in winter and between $+3$ and $+7^{\circ}\text{C}$ in summer (Hansen et al., 2008). Zackenberg research station exhibits a large variability of soils and vegetation (Palmtag et al., 2015). The automatic chambers are located in a fen, near the ZK3-2 plot from Palmtag et al. (2015), where sand and clay profiles up to a depth of 80 cm are available. Mineral texture values provided in Table 3 for this site are the mean over the profile, as they do not change much with depth. Even inside the fen land cover class of the Zackenberg valley, many disparities exist in organic content and organic layer depth (Palmtag et al., 2015). There is standing water during the growing season, and the water table level fluctuates from a few centimeters below ground to above the surface (Mastepanov et al., 2013).

3.3. Chokurdakh

The Chokurdakh Scientific Tundra Station (70°49'28"N, 147°29'23"E; elevation 11 m a.s.l.) is situated in the Kytalyk Wildlife Reserve, Northeastern Yakutia, in the lowlands of the Indigarka river in northeast Siberia. This is the coldest of the three studied sites, with a mean annual temperature of -10.5°C . In January, the monthly mean temperature is -34.2°C with occasional minima below -40°C (van der Molen et al., 2007). Mineral soil textures from the Harmonized World Soil Database (FAO et al., 2012) are 30% sand, 15% clay, and 65% silt. These values are consistent with the description found in Parmentier et al. (2011) and van der Molen et al. (2007), where the soil is described mainly as a 10- to 15-cm organic top peat layer overlying silt.

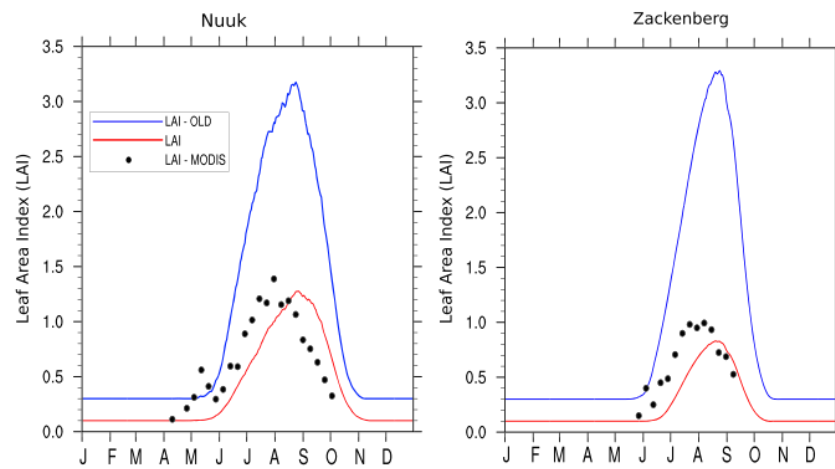


Figure 3. Mean annual cycle of the daily leaf area index (LAI) on Nuuk and Zackenberg site for the full experiment period. Data are from the MODIS Land Product subset tool ORNL DAAC, 2017.

3.4. Experimental Protocol

At each site, we ran the model offline forced by the available hourly atmospheric measurements: air temperature, air moisture, precipitation, and wind speed, short and longwave downward radiation. At Zackenberg, the observed snowfall rate is not consistent with the observed variations in snow depth over the fen. This could lead to important errors in the simulation of the timing of the snowmelt, which is crucial for the CO_2 and CH_4 fluxes. To avoid these discrepancies, we derived the snowfall rate from the positive variations of the observed snow depth.

The model simulation went through an initial 1,500-year spin-up period by cycling the few years of atmospheric forcing in order to achieve equilibrium of the litter pools and the active and slow carbon pools. Due to its very long turnover time, the passive carbon pool contribution to CO_2 fluxes is negligible. At Zackenberg, we used only the first 10 years of the available forcing files to achieve the 1,500-years spin-up, because the last years show a significant positive trend.

The effects of soil organic carbon on soil hydraulic and thermal properties (Decharme et al., 2016) are taken into account by imposing an organic soil fraction profile at each site. Profiles were inferred from organic peat layer depths at each site. In the peat layers, a high soil organic fraction is imposed (≥ 0.7). Due to the lack of data below this peat layer, a parametrization of the decrease in soil organic fraction was done to match at best the observed temperatures (Table 3).

At the three sites, the saturated soil is the result of some microtopographic features and cannot be simulated solely by a local hydrological balance. At Zackenberg, the water table level and the overall moisture are important, with episodes of standing water above the surface—except in 2010—(Mastepanov et al., 2013), and we therefore impose saturation below 10 cm. The same condition is imposed at Chokurdakh. The fen area at Nuuk is in a small depression, and automatic chambers are located near the border of the fen (Pirk et al., 2016), where mean moisture conditions are lower than at Zackenberg. At Nuuk, saturation below 20 cm is imposed. Above these levels, the hydrological model runs free. Model sensitivity to water table level is discussed in section 5. Site-specific parameters, available data, and observation period are shown in Table 3. Finally, as CH_4 fluxes are measured by closed chambers, we do not take into account the role of the aerodynamic resistance r_a (equation (29)).

Three skill scores are used to compare model results to the observations: the daily bias, the sample Pearson correlation coefficient (r), and the centered root-mean-square error (c-rmse). The latter is computed by subtracting for each data set their mean before computing a standard root mean square error. All these skills are computed on the full time series of daily mean data when not stated otherwise. When data are not available, corresponding model results are not taken into account in the skill scores and in the figures presenting mean annual cycles of daily variables, except stated otherwise. When data are missing entirely, model results are shown for the full period of the experiment.

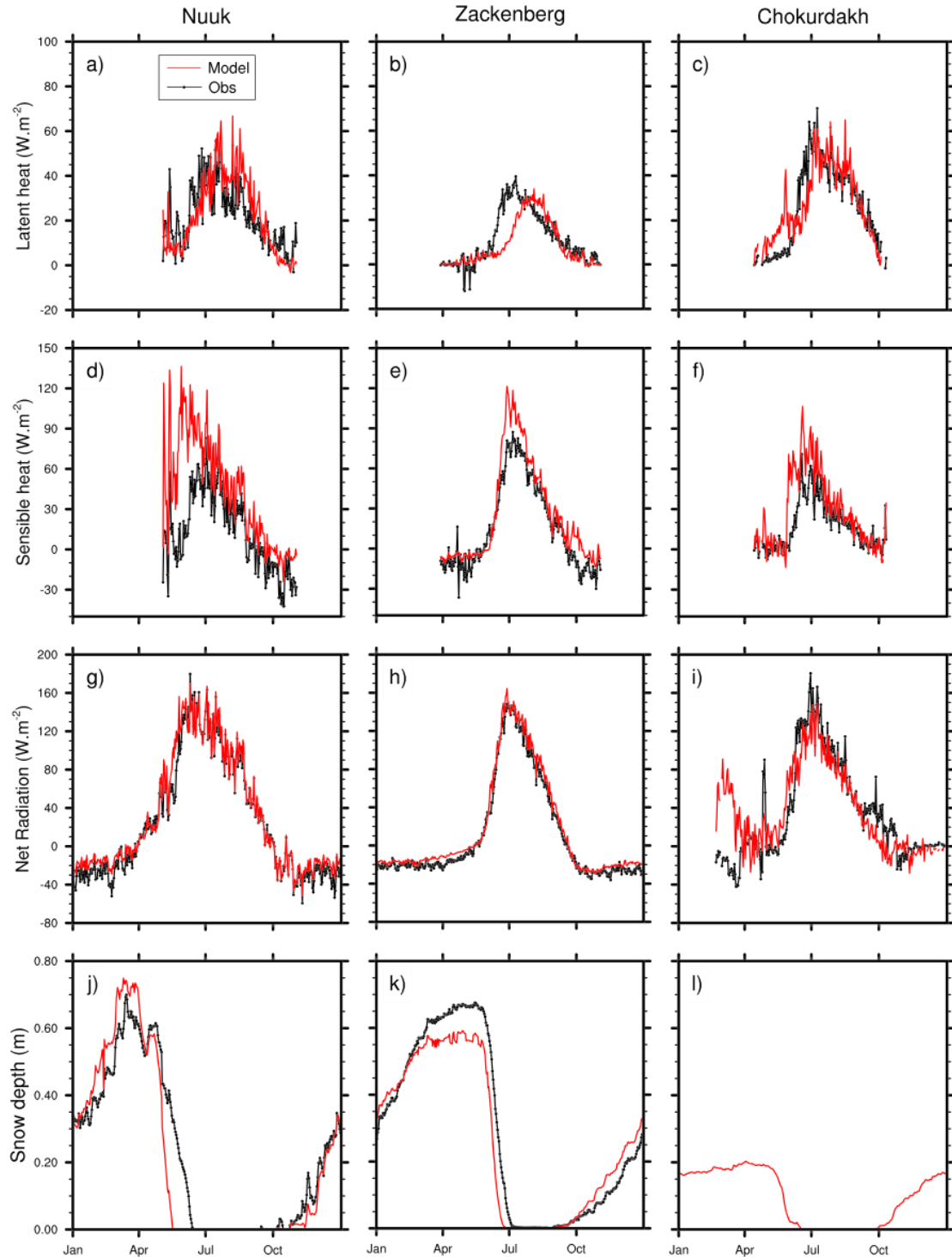


Figure 4. Mean annual cycles of daily latent heat, sensible heat, net radiation, and snow depth on Nuuk (a, d, g, j), Zackenberg (b, e, h, k), and Chokurdakh (c, f, i, l). At Chokurdakh panel (l), snow depth data are missing.

Table 4
Daily Skill Scores for Radiative and Turbulent Fluxes, Snow Depth, and CO₂ and CH₄ Fluxes

		Nuuk	Zackenberg	Chokurdakh	
LE (W/m ²)	<i>n</i>	681	1,901	1,112	
	Mean	23.44	17.36	32.04	
	<i>r</i>	0.64	0.55	0.65	
	c-rmse	16.07	15.93	19.24	
	Bias	2.45	-1.92	-1.5	
H (W/m ²)	<i>n</i>	743	1,943	1169	
	Mean	17.13	30.96	20.96	
	<i>r</i>	0.80	0.84	0.47	
	c-rmse	26.68	29.17	44.86	
RN (W/m ²)	Bias	23.89	17.10	17.16	
	<i>n</i>	1810	6,288	1727	
	Mean	25.85	10.71	64.43	
Snow depth (m)	<i>r</i>	0.95	0.93	0.87	
	c-rmse	20.28	22.13	37.1	
	Bias	6.41	8.17	-3.6	
	<i>n</i>	1598	6250	—	
	Mean	0.24	0.27	—	
CH ₄ flux (mgCH ₄ · m ² · s ⁻¹)	<i>r</i>	0.85	0.94	—	
	c-rmse	0.18	0.12	—	
	Bias	-0.01	-0.01	—	
	<i>n</i>	505	723 (685)	117	
	Mean	3.12	1.50 (0.93)	1.33	
CO ₂ flux (mgCO ₂ · m ² · s ⁻¹)	<i>r</i>	0.45	0.18 (0.74)	0.37	
	c-rmse	1.9	2.18 (0.79)	1.04	
	Bias	0.96	-0.40 (0.22)	0.13	
	<i>n</i>	416	704 (666)	—	
	Mean	-62.6	-8.02 (-73.6)	—	
	Old model	<i>r</i>	0.82	0.64 (0.92)	—
		c-rmse	145.2	230.1 (123.2)	—
	New model	Bias	-39.2	-58.4 (-12.1)	—
<i>r</i>		0.75	0.62 (0.86)	—	
c-rmse	130	231.8 (124.0)	—		
Bias	-36.5	-85.8 (-37)	—		

Note. For CO₂, results from the old bulk carbon model are also given. The number of day with non missing data (*n*), observed mean, correlation (*r*), centered root-mean-square error (c-rmse), and bias are shown. Zackenberg skills in brackets (-) are computed without the late-season burst of 2007 and 2009. c-rmse = centered root-mean-square error.

4. Results

After briefly presenting the LAI parameterization, we evaluate the model's ability to reproduce the radiative and turbulent fluxes, the snow depth, the soil temperature, and the active layer thickness. We then analyze the simulated CO₂ and CH₄ fluxes.

4.1. LAI

We first modified the standard LAI parameterization. Indeed, the LAI simulated by the standard version of ISBA for boreal grasses was largely overestimated, peaking at approximately 3.5, while the MODIS/Terra+Aqua LAI product (Myneni & Park, 2015) shows values not exceeding 1.5 at Nuuk and Zackenberg (Figure 3). Using observations from arctic plant communities published by van Wijk et al. (2005), we deduced a specific leaf area of 8 m²/kg versus 14 in the standard version. The minimum LAI imposed by

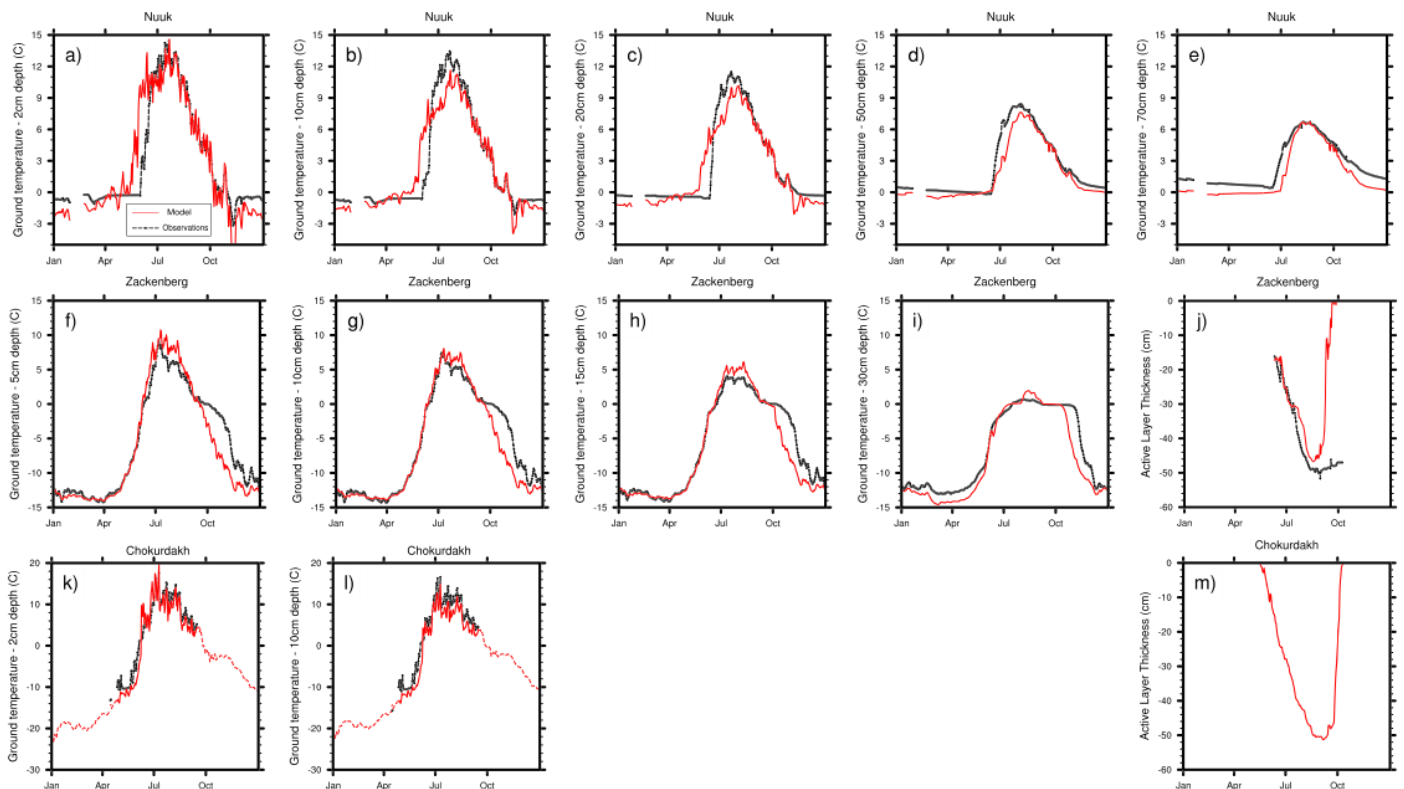


Figure 5. Mean annual cycles of daily ground temperature at several depth on Nuuk (a–e), Zackenberg (f–j), and Chokurdakh (k–m). On Chokurdakh (k) and (l), dotted lines represent the model results for the full experiment period regardless of missing data. Active layer depth is shown for Zackenberg (j) and Chokurdakh (m). At Chokurdakh, active layer depth data are missing.

the model was also reduced from 0.3 in the standard version to 0.1. The amplitude of the seasonal cycle of LAI is greatly improved, with peak values around 1.3 at Nuuk and 0.9 at Zackenberg, but the approximately 1 month delay in leaf onset, peak, and senescence is not improved.

4.2. Radiative Fluxes, Turbulent Fluxes, and Snow Depth

At Nuuk, the flux tower where radiative and turbulent fluxes are measured is located at the border of the fen. At Zackenberg, it is not in the fen but it gives a general sense of the energy balance at the site. Figure 4 shows mean annual cycles of daily latent heat, sensible heat, net radiation, and snow depth for the three studied sites. Corresponding skill scores are shown in Table 4.

The net radiation fluxes are well reproduced at Nuuk and Zackenberg ($r = 0.95$ and 0.93 , respectively (Table 4)). At Chokurdakh, the model performs slightly worse ($r = 0.87$), due to September, when modeled net radiation decreases too early (Figure 4i).

At Nuuk, the model tends to have an early snowmelt with respect to observations (Figure 4j). This induces an early increase in soil temperature (Figures 5a and 5b) and an early increase in the sensible heat flux (Figure 4d). This early increase of the sensible heat flux is also present at Chokurdakh (Figure 4f), but the absence of snow depth data does not allow it to be attributed to snowmelt date.

The latent heat fluxes are fairly well simulated at Nuuk and Chokurdakh ($r = 0.64$ and 0.65 , respectively). At Zackenberg, the model starts too late and there is a 1-month delay between the modeled and the observed seasonal peaks (Figure 4b, $r = 0.55$) due to the delayed seasonal cycle of LAI (Figure 3b).

4.3. Temperature and Active Layer Thickness

Apart from the early increase due to the early snowmelt at Nuuk, the evolution of temperatures is overall well simulated at every depth for the two greenlandic sites (Figure 5), with correlations over 0.9 (Table 5). At Zackenberg, the model represents the beginning of the zero-curtain period in the fall (Mastepanov et al., 2013) but is unable to reproduce its entirety (Figures 5h and 5i). This might be due to the missing insulation

Table 5
Daily Skill Scores for Temperature at Different Depths for the Three Study Sites

Depth	Nuuk					Zackenberg				Chokurdakh	
	2 cm	10 cm	20 cm	50 cm	70 cm	5 cm	10 cm	15 cm	30 cm	2 cm	10 cm
<i>n</i>	639	639	639	732	732	1542	1510	2657	1543	837	756
Mean	2.99	2.62	2.52	2.45	2.63	-4.5	-5.8	-5.9	-6.24	5.23	5.39
<i>r</i>	0.90	0.93	0.93	0.97	0.97	0.93	0.93	0.94	0.93	0.96	0.96
c-rmse	2.45	1.81	1.51	0.74	0.57	3.33	2.91	2.71	2.35	2.64	2.75
Bias	-0.1	-0.16	-0.28	-0.61	0.89	-1.13	-0.73	-0.74	-0.94	-1.99	-2.48

Note. The number of days with nonmissing data (*n*), observed mean, correlation (*r*), centered root-mean-square error (c-rmse), and bias are shown.

effect of mosses and lichens (Druel et al., 2017) or to processes specific to arctic snow not taken into account in the model. Barrere et al. (2017) show that the ISBA snow scheme has a too strong snow densification, leading to higher thermal conductivity of the basal layer, faster soil freezing, and ultimately a too short zero-curtain period.

The active layer thickness (ALT) is of crucial importance because it is where the main biogenic processes occur. In Zackenberg, the model reproduces the observed ALT fairly well, except in the late season when it freezes too early, as already mentioned (Figure 5j). We do not have active layer data in Chokurdakh, but the literature reports depths around 40–50 cm in wet locations (Budishchev et al., 2014; Parmentier et al., 2011; van der Molen et al., 2007) while the model simulates ALTs around 50 cm.

4.4. Mean Annual CO₂ and CH₄ Fluxes

The CO₂ fluxes simulated by the multilayer and the old bulk carbon models are very similar during the growing season, when photosynthesis is a much larger flux than soil respiration (Figures 6a, 6d, and 6g). At Nuuk, the simulated peak value tends to be more negative than the observed one, indicating a too strong photosynthesis. The models (old and new) also overestimate the flux in the end of summer at both Greenland sites, linked to the LAI (Figure 3). At Nuuk, differences appear right after the snowmelt, when the discretized model produces higher CO₂ fluxes than the bulk model, due to a higher heterotrophic respiration, slightly degrading model performances. The opposite happens at the end of the growing season when the new discretized model performs slightly better. The new model degrades correlation ($r = 0.82$ versus $r = 0.75$; Table 4) but slightly improves the centered rmse and the bias (c-rmse = 145.2 and bias = -39.2 versus 130 and -36.5 respectively). At Zackenberg, there are late-season bursts of CO₂ (Mastepanov et al., 2008, 2013), discussed later. At this site, going from bulk to discretized model degrades CO₂ fluxes after August but improves them before (Figure 6d). Similar to Nuuk, the discretized model performs slightly worse ($r = 0.64$ versus 0.62 when late-season bursts are taken into account in the calculations, $r = 0.92$ versus 0.86 otherwise). At Chokurdakh, data are missing and the discretized model produces higher fluxes.

At all three sites, most of the methane exchanges occur during the period between June and September (JJAS) (Figures 6b, 6e, and 6h). These 4 months account for 75% of the annual methane flux at Nuuk and 98.2% and 92.9% at Zackenberg and Chokurdakh, respectively. At Nuuk and Zackenberg, the amplitude of CH₄ fluxes is well reproduced (Figures 6b and 6e). At Nuuk, the annual peak is modeled with a 1 month delay (see section 5).

At Zackenberg, there are significant variations of methane fluxes between chambers within a 15-m radius, due to different moisture conditions and microtopographic specificities (Pirk et al., 2017; Skov, 2014). The model cannot reproduce the late-season bursts observed in some years, such as 2007 or 2009 (Figure 7b). It has been hypothesized that frost is the main driver of these emissions: a double-freezing front, upward from permafrost table and downward from the surface, creates high-pressure between them (Mastepanov et al., 2008, 2013). As total gas pressure in soil is not calculated by the model (see section 5), it cannot reproduce these late-season emissions, which can contribute significantly to the annual methane budget (Zona et al., 2016) and are thus an important challenge for future modeling work. Nevertheless, the amplitude of modeled methane fluxes is overall satisfying, and when these bursts are removed from skill calculations, it significantly improves the results ($r = 0.74$ versus $r = 0.18$).

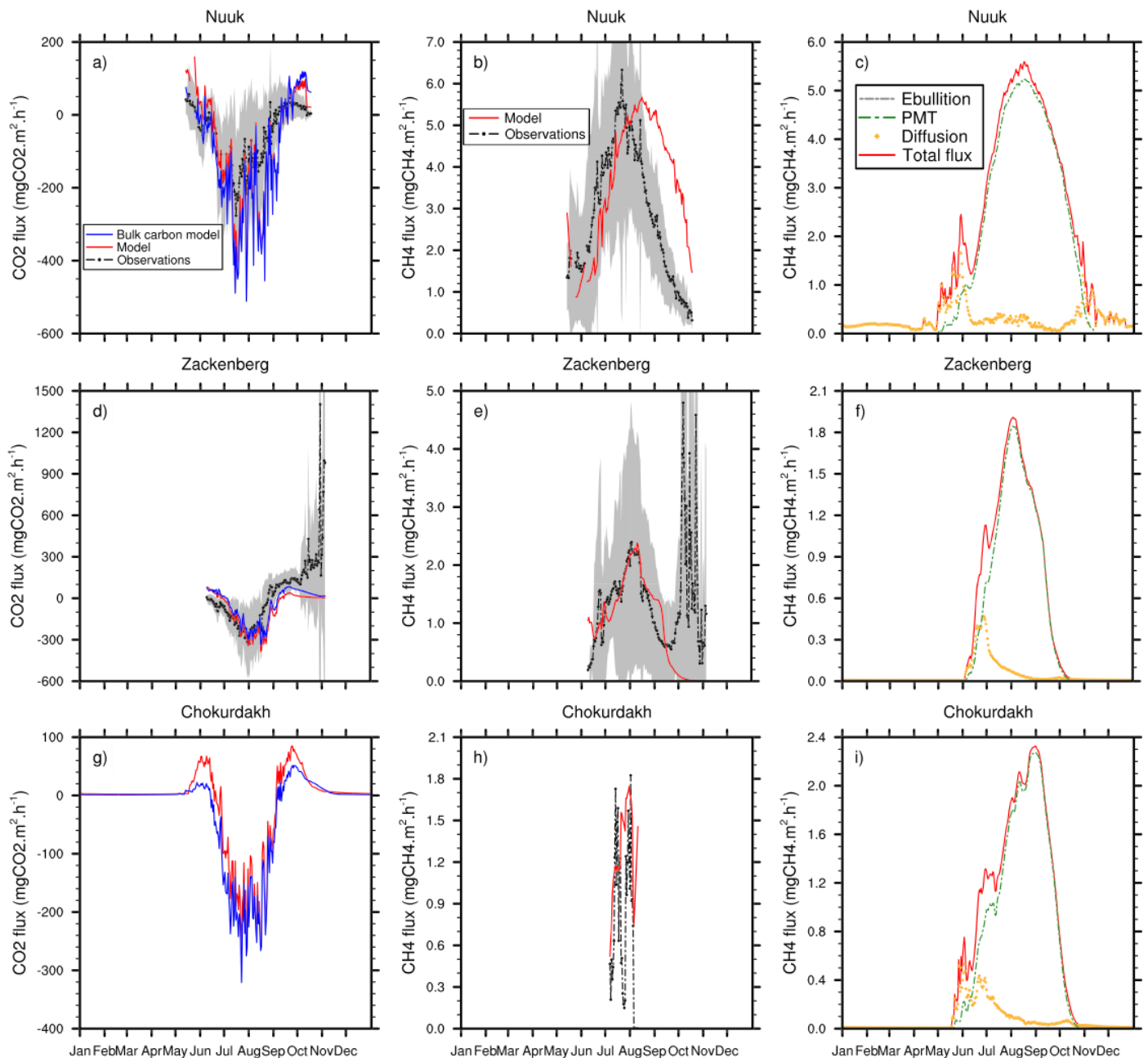


Figure 6. Mean annual cycles of daily carbon dioxide fluxes (a, d, g), daily total methane fluxes (b, e, h), and the relative contribution of diffusion, ebullition, and plant-mediated transport (c, f, i) on Nuuk (top row), Zackenberg (middle row), and Chokurdakh (bottom row). The gray zone represents the 95% confidence interval for the observations when more than one automatic chamber is active (see Appendix C). At Chokurdakh (g), CO₂ observed data are missing. Panels (c), (f), and (i) represent mean annual cycle for the full period of experiment. PMT = plant-mediated transport.

At Chokurdakh, data are much more sporadic due to the use of manual closed chambers (Budishchev et al., 2014; Parmentier et al., 2011). The mean annual cycle is not informative, and the full time series is presented in section 4.5.

At the three sites, methane transport behavior remains essentially the same (Figures 6c, 6f, and 6i). PMT is the main pathway from soil to atmosphere, taking up to 80% of the total flux. This is coherent with the range found by Bhullar et al. (2013) and Knoblauch et al. (2015), while Kutzbach et al. (2004) report a contribution of up to 66%. In accordance with the findings of Riley et al. (2011), we found that the transpiration flux r_{transp}

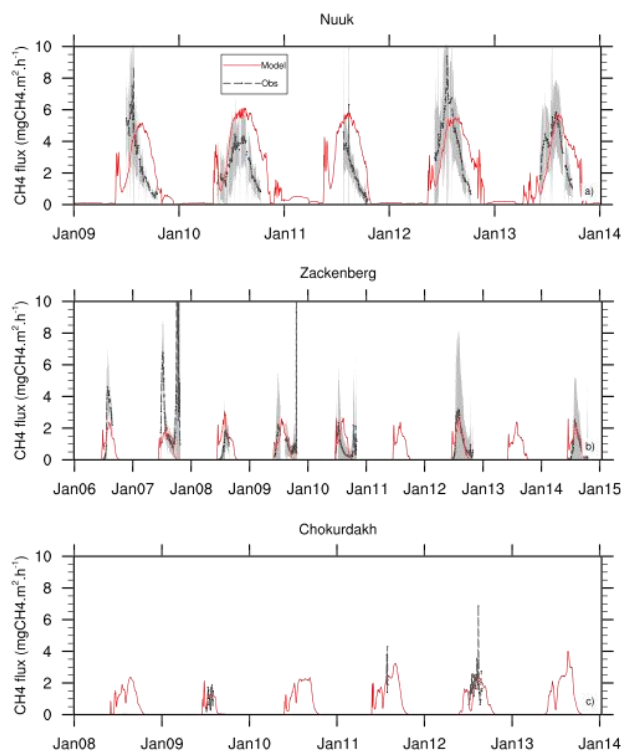


Figure 7. (a–c) Daily methane fluxes over the full observations period for each site. The gray zone represents the 95% confidence interval for the observations when more than one automatic chamber is active (see Appendix C).

accounts for a negligible fraction of the total methane flux, much less than 1%. For the purpose of clarity, its contribution is added to the PMT flux in the rest of the paper, including the figures. Diffusion is the second transport mechanism and is at its highest right after snowmelt, when PMT is not yet efficient. Ebullition does not contribute directly to the exchanges at the soil-atmosphere interface, but we will later show on that it contributes to methane transport within the soil.

4.5. Interannual Variability of CH₄ Fluxes

At Nuuk, the model interannual variability is smaller than the observed one, with annual peak values ranging from 5 to 6 mgCH₄/hr versus 4.5 to 9.5 mgCH₄/hr (Figure 7a). The winter fluxes in 2010–2011 and 2012–2013 are discussed in section 5.

At Zackenberg, while observed methane fluxes exhibit a strong interannual variability that is not easily explained by the usual environmental variables (Mastepanov et al., 2013), the model interannual variability is also smaller. Whereas some years are particularly well reproduced (e.g., 2009, 2012, and 2015), the model does not replicate some specificities, such as the high methane flux observed in 2007 or the late-season bursts. At Chokurdakh, the sporadic methane data do not allow us to draw conclusions as to the model's ability to reproduce the interannual variability, but the modeled amplitude is consistent with the range of the observations (Figure 7c).

To summarize, the discretized carbon model slightly degrades CO₂ fluxes compared to the old bulk carbon. CH₄ fluxes are well reproduced overall, and the magnitude of the different transport pathways for CH₄ is coherent with current knowledge.

5. Discussions

Methane fluxes are reproduced well by the model, but we have to check if the processes underlying these fluxes are coherent with current knowledge. In other words, does the model obtain the right fluxes with the right mechanisms? To document the behavior of the model, we present the daily evolution of soil profiles for gases, environmental variables, and biogeochemical processes at Nuuk for the full observation period

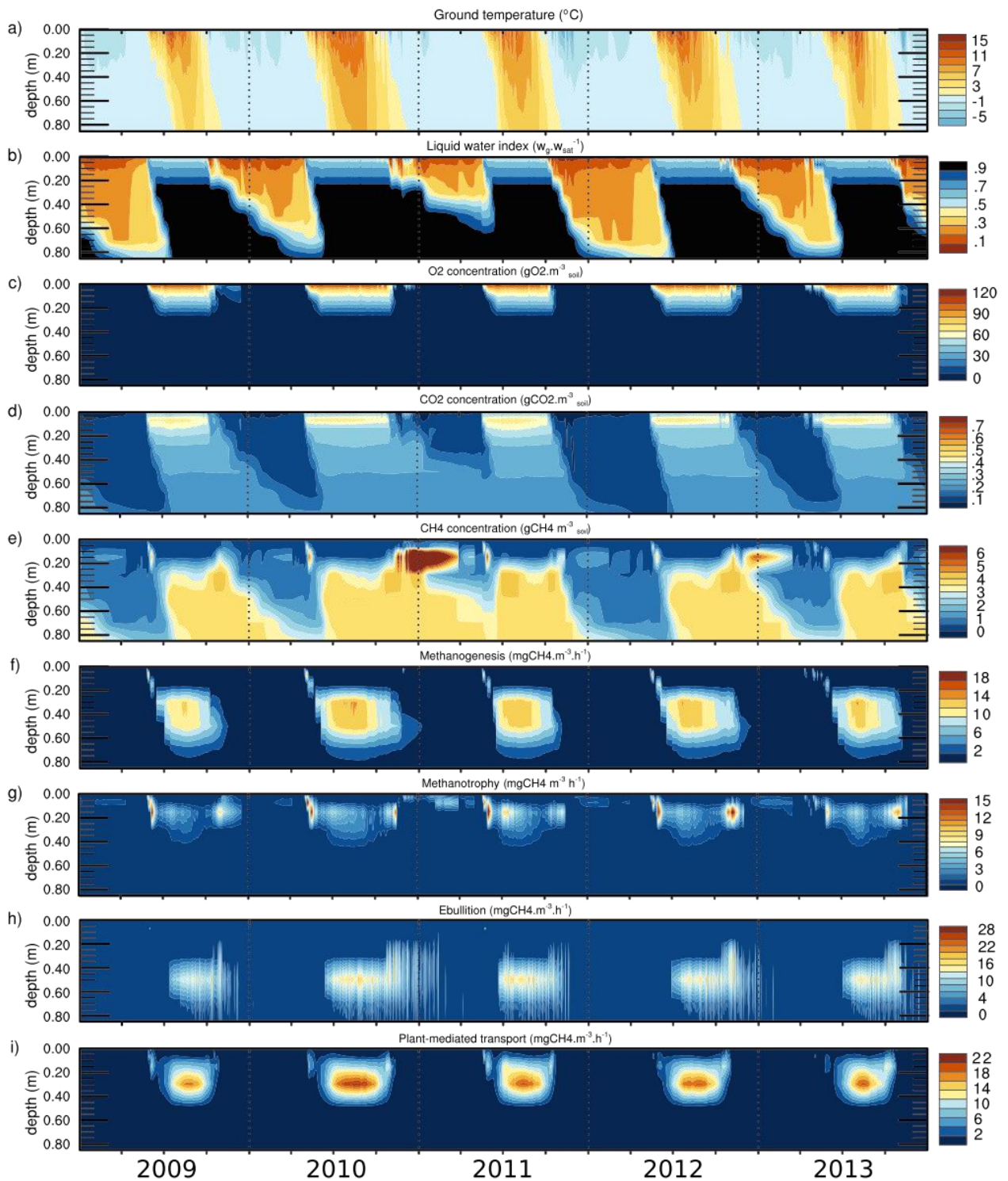


Figure 8. Time versus depth diagram at the Nuuk site over the period 2009–2014 of daily (a) ground temperature, (b) liquid water index w_g/w_{sat} , (c–e) Total gas concentrations per unit soil volume including both the aqueous and gaseous phases (i.e., $\epsilon_{O_2} O_2$, $\epsilon_{CO_2} CO_2$, and $\epsilon_{CH_4} CH_4$), (f) methanogenesis, (g) methanotrophy, (h) methane flux removed by ebullition, and (i) by plant-mediated transport. Dotted vertical lines represent the first day of each calendar year. Each calendar year is divided into four subperiods of 3 months each.

(2009–2014) and at Zackenberg for a shorter period (2006–2011) for the purpose of clarity (Figures 8 and 9, respectively).

As expected, the main biogenic activities (methanogenesis and methanotrophy) occur in the warmer season for both sites, that is, around July–August. Gas profiles of O_2 and CH_4 are coherent with what is observed in the field (Askaer et al., 2011; Preuss et al., 2013): water content and O_2 concentrations are tightly coupled, because diffusion strongly decreases when moisture level rises. O_2 penetration depth is one of the main drivers for methanogenesis and methanotrophy, along with oxic decomposition. Methanogenesis occurs below the water table in the anaerobic zone. Higher methanotrophy occurs near the aerobic/anaerobic interface, because substrate from the anaerobic (methane) and aerobic zone (dioxide) are both needed for this process (Segers, 1998). PMT bypasses the oxic zone where methanotrophy happens by transporting methane directly from the saturated zone to the atmosphere. At Nuuk, 15% of the methane production is oxidized by methanotrophs, compared to only 7% at Zackenberg. This is probably due to the smaller temperature range at Zackenberg, which inhibits the methanotrophs more. The highest CO_2 bulk concentration is found in the oxic zone, where it is produced by oxic decomposition. CO_2 can, however, diffuse below its production zone, to the anoxic saturated zone, due to its relatively high solubility which increases potential storage in the soil (Tang et al., 2010). At Zackenberg, where permafrost is present, all these processes occur solely inside the active layer, above approximately 40–50 cm (Figure 9).

At Nuuk, the seasonal cycle of the methane flux is too wide, particularly in autumn, and delayed by 1 month (Figure 7). This weakness is not explained by the soil temperatures, which are correctly simulated (Figure 5), nor by the snowmelt date, which tends to be earlier than the observations (Figure 4j). This is partly due to the 1-month delay of modeled LAI at Nuuk, which influences PMT strength, and to the forced water table at 20 cm, which may overestimate water content in the soil during the autumn season, artificially boosting methanogenesis and therefore fluxes. The late decrease is not present in Zackenberg: temperatures are much lower and the freezing process, which is well represented, limits methanogenesis.

At Nuuk, high soil methane concentration occurs during some winters at 20-cm depth, in particular from December 2010 to January 2011 and slightly less in winter 2012–2013 (Figure 8). In these years, December soil temperature is higher and methanogenesis remains active near a depth of 60 cm. Produced methane is transported upward by ebullition up to 20 cm. Finally, because of the combined effects of a slow diffusion due to high ice content and the nonexistent PMT at this period (see equation (29) and Figure 3), the remaining methane takes several weeks to be diffused to the atmosphere, explaining the small methane fluxes during the winters of 2010–2011 and 2012–2013 (Figure 7).

For gas concentrations, the thin first layer (1 cm) is never fully saturated and is always close to equilibrium with the atmosphere. Hence, the ebullition condition is never reached in the top soil, explaining the nonexistent ebullition flux (Figure 6). At Nuuk, ebullition still occurs in the deepest soil layers during the growing season (Figure 8h). Bubbles formed in these layers travel through the soil matrix until ebullition conditions are not satisfied anymore, increasing the velocity at which methane is transported from the depth to the atmosphere. At Zackenberg, the model does not simulate ebullition at any depth as CH_4 concentration never reaches the ebullition threshold, while Mastepanov et al. (2013) noted some rapid CH_4 concentration change events in the Zackenberg fen, potentially due to ebullition, but not exceeding 1% of the total seasonal flux.

We can therefore question whether our simple ebullition threshold is realistic enough. Indeed, ebullition parametrization can be refined in many ways by, for instance, taking into account peat structure (Chen & Slater, 2015). In our view, the most satisfying ebullition algorithm is implemented in the four-substance gas model of Tang et al. (2010), which computes total gas pressure in the soil (i.e., the sum of partial pressures of O_2 , CO_2 , CH_4 , and N_2) and triggers ebullition when this pressure is higher than the sum of atmospheric and hydrostatic pressure. Thus, ebullition is a common process for all the gases. Our model does not represent N_2 and the nitrogen cycle. By using the total gas soil pressure algorithm of Tang et al. (2010) in our framework, we fix the N_2 concentration in the soil, neglecting the variations of the most prominent gas in the soil. This is why, as a first approach, we chose to use the partial pressure of methane, proportional to methane concentration, as a trigger for methane ebullition instead of a total soil gas pressure we cannot yet compute properly. Consequently, we do not compute ebullition for gases other than CH_4 using their partial pressure to avoid a different ebullition behavior for every gas.

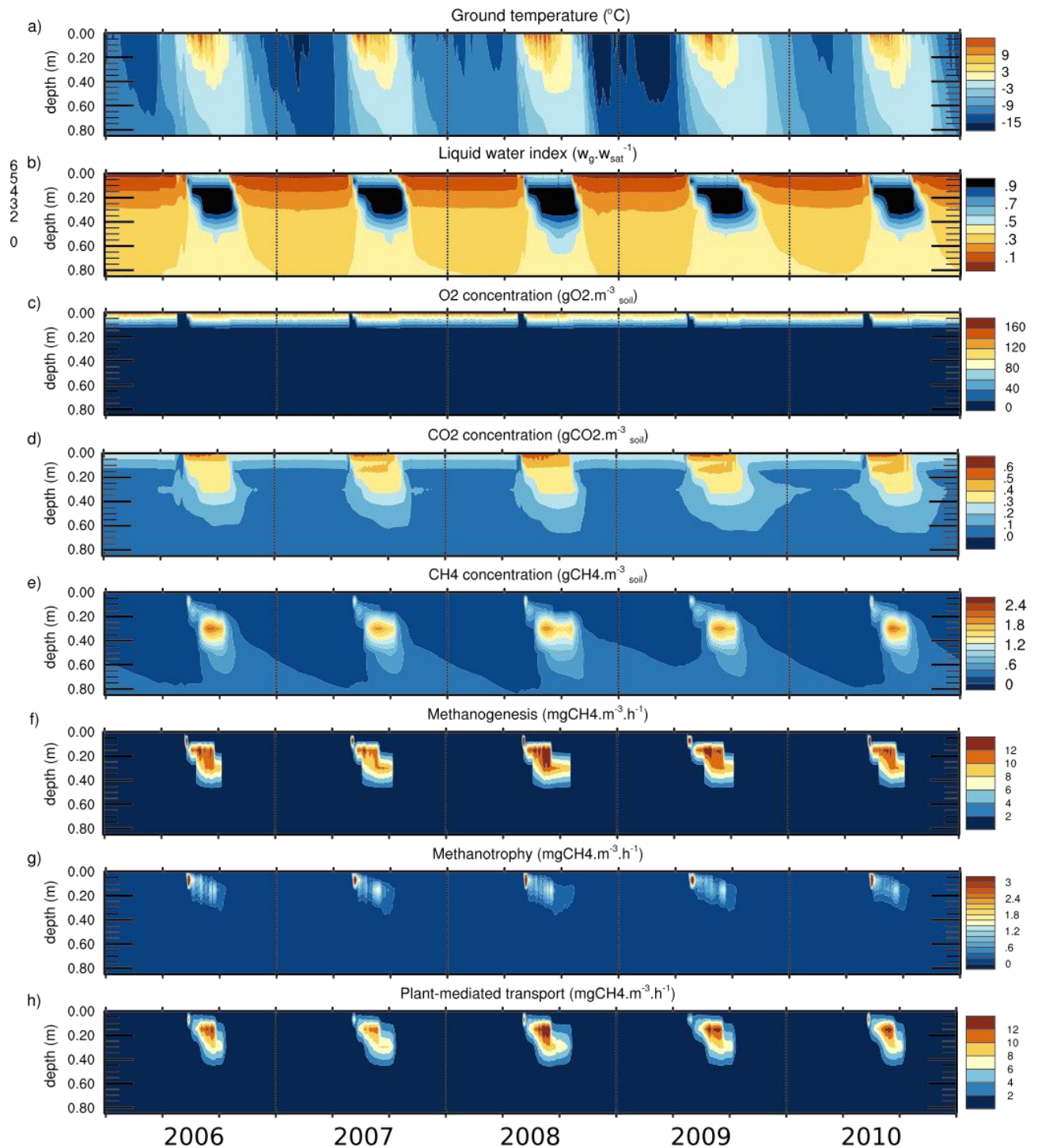


Figure 9. Time versus depth diagram over the period 2006–2011 at the Zackenberg site of daily (a) ground temperature, (b) liquid water index w_g/w_{sat} , (c–e) total gas concentrations per unit soil volume including both the aqueous and gaseous phases (i.e., $\epsilon_{O_2} O_2$, $\epsilon_{CO_2} CO_2$ and $\epsilon_{CH_4} CH_4$), (f) methanogenesis, (g) methanotrophy, and (h) methane flux removed by plant-mediated transport. Dotted vertical lines represent the first day of each calendar year. Each calendar year is divided into four 3-month subperiods.

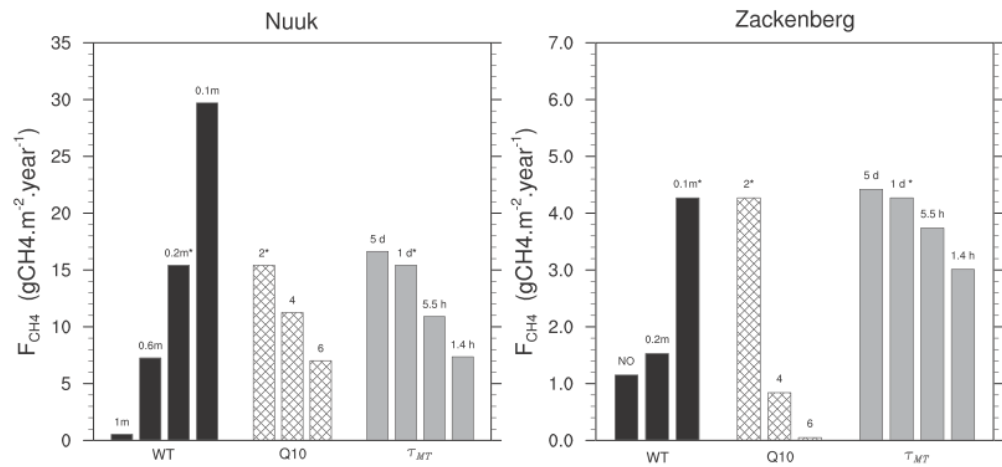


Figure 10. Mean annual values of total methane flux at Nuuk (left) and Zackenberg (right) for different water table depths (WT), Q_{10} value for methanogenesis, and methanotrophy time constant τ_{MT} in days (day) and hours (hr). Asterisks (*) represent the baseline parameters values of reference simulations.

Despite the good model behavior found over field sites, some of the experimental choices such as the imposed water table depth (WTD) remain questionable. Similarly, we can question some parameters related to biogeochemical processes for which the literature reports a large variation range. For each sensitivity experiment described below, we run a 1,500-year spin-up starting from empty carbon pools.

First, we investigate the influence of the WTD at Nuuk and Zackenberg to document the model's response to the hydrology that is likely to change in the future. As explained in section 3.4, at Nuuk and Zackenberg we had to force the saturation below a certain level because the water table is not simply the result of the local water balance. We perform additional simulations with different WTD. At Nuuk, we choose WTD of 1, 0.6, 0.2, and 0.1 m, corresponding, respectively, to a mean degree of soil moisture saturation over 1 m of 0.72, 0.82, 0.94, and 0.97 during the JJAS period which is accountable for 75% of total annual CH₄ fluxes (section 4.4). At Zackenberg, we test how the model reacts without imposing a WTD and with a WTD of 0.2 and 0.1 m, corresponding, respectively, to mean soil moisture saturation values of 0.90, 0.93, and 0.97 over JJAS, when 98.2% of the methane fluxes occurs. At this site, the small differences in soil moisture saturation between no water table and a WTD of 0.2 (0.90 versus 0.93, i.e., a ratio of 1.03) shows that the hydrological properties of permafrost soils are reproduced well. Permafrost acts as an impermeable layer, with an active layer depth of approximately 40–50 cm (Figure 5j) and the frozen conditions below the active layer prevent liquid water from drainage in the deepest layers of the soil, leaving the soil saturated below approximately 20 cm.

For both sites, a deeper water table results in smaller methane fluxes (Figure 10). Indeed, a less saturated soil increases O₂ penetration depth, favoring oxic decomposition, inhibiting methanogenesis and favoring methanotrophy. This effect is particularly pronounced at Nuuk, where a low WTD of 1 m produces 55 fewer methane fluxes compared to a WTD of 0.1 m (0.54 gCH₄·m⁻²·year⁻¹ versus 29.7 gCH₄·m⁻²·year⁻¹), although the ratio between the soil moisture saturations (0.72 and 0.97, respectively) is only 1.35. At Zackenberg, large differences in fluxes also exist between a water level forced at 10 cm and with nothing imposed: methane fluxes are multiplied by 3.7 (4.27 versus 1.15 gCH₄·m⁻²·year⁻¹), when soil water index varies from 0.90 to 0.97, that is, a 1.18 ratio. Hence, the model is very sensitive to the hydrology.

Second, we investigate the influence of the temperature dependency function of methanogenesis. As noted by Portner et al. (2010) in a bulk carbon framework, the choice of the temperature dependency function for oxic decomposition influences the modeled carbon stocks and CO₂ fluxes. Methane fluxes are too likely to be sensitive. Instead of testing different temperature functions such as the Arrhenius or the Lloyd-Taylor equations (Portner et al., 2010), we chose to keep the exponential Q_{10} formulation and vary the Q_{10} from 2, 4, and 6 (Figure 2a) which is the range reported in Segers (1998) for methane production in minerotrophic peats. We perform additional experiments with these Q_{10} values. The temperature dependency for oxic decomposition remains unchanged.

At both sites, higher Q_{10} values decrease methane fluxes (Figure 10), due to a lower methanogenesis (see equation (23)) and Figure 2a). More precisely, at Nuuk, the mean intensity of the methanogenesis temperature dependency function in JJAS over the first 40 cm is 0.211, 0.047, and 0.020 for Q_{10} values of 2, 4, and 6, respectively, that is, a tenfold reduction. Methane fluxes at Nuuk are divided by 2.2 (15.42 versus 7.02 $\text{gCH}_4 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$). At Zackenberg, these intensities are, respectively, 0.144, 0.22, and 0.008 (i.e., are divided by 18). Methane fluxes are divided by 85 when the Q_{10} varies from 2 to 6, and for the latter experiment, methane fluxes are almost nonexistent (4.72 versus 0.05 $\text{gCH}_4 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$). This drastic sensitivity at Zackenberg is due to the lower soil temperature (Figure 5) and to the strong nonlinearity of the temperature dependency function of methanogenesis (Figure 2a). In terms of absolute mass loss, going from a Q_{10} value of 2 to 6 lowers modeled methane fluxes at Nuuk by 8.4 $\text{gCH}_4 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$ and by 4.68 $\text{gCH}_4 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$ at Zackenberg.

Lastly, we investigate the influence of the methanotrophy rate τ_{MT} by performing additional experiments with different values found in the literature (see Table 2). At both sites, stronger methanotrophy logically results in fewer methane fluxes (Figure 10). At Nuuk, when τ_{MT} goes from 1.4 hr to 5 days, that is, multiplied by 75, methane fluxes are multiplied by 2.3 (7.36 versus 16.64 $\text{gCH}_4 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$). At Zackenberg, for the same τ_{MT} variation, fluxes are only multiplied by 1.5 (4.42 versus 3.01 $\text{gCH}_4 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$). This indicates a much lower sensitivity to the methanotrophy rate than to the soil moisture or temperature. The relatively small effect of the methanotrophy rate is due to the previously discussed bypassing effect of PMT. The lower sensitivity at Zackenberg is explained by the physics: first, the WTD is higher, resulting in a smaller oxic zone where methanotrophy occurs. Second, methanotrophy is more inhibited at Zackenberg due to lower soil temperatures (Figure 5) and a Q_{10} value of 4.2 (Figure 2).

Finally, besides these uncertainties in environmental and physical processes, biotic factors can also impact the production, oxidation, and transport of methane. These biotic factors are not considered explicitly in this study, as the model does not represent microbial population and biomass. Representing their growth and decay as well as their location in the soil could significantly change the model behavior. The priming effect is an intermediate step for an explicit representation of biotic populations (Guenet et al., 2010). Some models take into account microbial functional groups (Xu et al., 2015) or have a biologically based approach (Grant, 1998) that model the several steps of decomposition processes. Due to the nonrepresentation of biotic factors, some biogenic processes are not represented in current methane modules embedded in land surface models. For instance, we only model one methanogenic process, but it is known that several exist, both anaerobic and aerobic (Le Mer et al., 2001; Serrano-Silva et al., 2014). Similarly, methanotrophic bacteria are quite diverse: up to 56 different species have been identified (Serrano-Silva et al., 2014), and the variability of potential methane oxidation rates may be an intrinsic property of these different methanotrophic bacteria (Segers, 1998). It has also been shown by Cui et al. (2015) that anaerobic oxidation of methane can play a nonnegligible role in the soil methane budget. CO_2 can also be produced in anaerobic horizons (Treat et al., 2014, 2015; Walz et al., 2017), mainly as a coproduct of organic matter degradation. In that case, dioxygen comes from the degradation of hydrocarbons not represented in the model. The anaerobic CO_2 production rate is usually 2–3 times lower than the aerobic production rate (Bridgman & Richardson, 1992; Moore & Dalva, 1993) and at the current stage we do not reproduce it. We could probably approach it by not imposing a null value for oxic decomposition in equation (8) when dioxygen is missing. While it would certainly be an interesting improvement of the model, it would add degrees of freedom to a model whose primary focus is CH_4 .

6. Conclusions

In this work, we present a new biogeochemical module that represents three gases within the soil, interactions, and exchanges between them as well as biogeochemical processes and transport mechanisms leading to CH_4 and CO_2 fluxes. The old bulk carbon module of the land surface model ISBA was vertically discretized and features two vertical dynamics processes, advection, and cryoturbation. The carbon and biogeochemical processes model is further fully coupled with the energy and hydrology module of ISBA. This model presents some interesting features and innovations: unlike many existing multilayer models, the separation between methane production and oxydation zones is not directly based on the water table level. Instead, methanogenesis and methanotrophy use the O_2 concentration calculated by the model. As a result, the WTD does not appear in the model equations. We propose a new temperature-dependent formulation for the methanotrophy using recent field and incubation experiments. We also introduce a new layer-by-layer algorithm

for ebullition instead of an instantaneous transport from the soil to the atmosphere. A new formulation for gas bulk diffusivity is also proposed, closer to experimental results than actual state-of-the-art formulations. This new scheme, implemented here in ISBA, is applicable to any LSM with a discretized representation of energy and water budgets within the soil.

Our one-dimensional model is applied offline to three arctic sites with different soil temperature regimes, with and without permafrost. The physical module of ISBA correctly represents thawing and freezing processes and hydrological properties of permafrost soils, such as impeded drainage and wet conditions. Furthermore, without site-specific tuning of parameters related to biogeochemical processes, the model is able to reproduce CH_4 and CO_2 fluxes fairly well. The biogeochemical model consistently represents the main processes taking place through the soil column leading to methane fluxes, and its behavior is logical, explainable, and in agreement with what is observed in the field. However, one has to keep in mind that even if the methane emissions are reproduced reasonably well by the model, the relative importance of sources, sinks, and transport processes leading to this result is quite difficult to apprehend. Indeed, the intrinsic uncertainties of parameters related to living organisms involved in methane production and oxidation are large. Moreover, many feedbacks between them can occur. Hence, a particular effort remains to validate these individual CH_4 processes and their combined effects over depth as they vary substantially in time, space, and with ecosystem types.

Additional experiments described in section 5 show that the model is most sensitive to the soil moisture. The choice of the Q_{10} value for methanogenesis temperature dependency is also important, in particular over cold regions where the growing season soil temperatures are low. This underlines the importance of physical processes and the necessity of robust and realistic physical models. The model is less sensitive to the methanotrophy rate τ_{MT} , which has a highly uncertain range, and the differences in sensitivity found between Nuuk and Zackenberg are mainly explained by the physics. Despite uncertainties and some unrepresented biotic factors, our model can provide an interesting tool and framework from more in-depth future work in a climate change context and for regional/global scale experiments.

Appendix A: List of Main Equation Symbols

Table A1 lists all the equation symbols encountered in the paper, with parameters value when relevant.

Table A1
List of Equation Symbols

Symbols	Descriptions	Units	Value ^a
Δt	Model time step	s	
Δz_j	Thickness of j th soil layer	m	
$C_{a,s,p}$	Active, slow, and passive carbon pool	gC/m^3	
$C_{[ab,bg] \times [s,m]}$	Litter pools (above-ground and below-ground, structural and metabolic)	gC/m^3	
S_i	Input from the vegetation and roots exudates into pool i	gC/m^3	
r_i	Fraction of the decomposed material of the carbon pool i lost as respiration		
f_{ji}	Fraction of carbon pool j transformed into pool i		
F_{oxic}^i	Decomposed carbon in pool	gC/m^3	
τ_i	Characteristic time of oxic decomposition of carbon pool i	s	
k_i	Temperature-dependent rate of oxic decomposition of carbon pool i	s^{-1}	
T_g	Ground temperature	$^{\circ}\text{C}$	
w_g	Volumetric liquid water content	m^3/m^3	
w_{gi}	Volumetric ice content	m^3/m^3	
w_{wilt}	Wilting point	m^3/m^3	
w_{fc}	Field capacity	m^3/m^3	
w_{sat}	Soil porosity	m^3/m^3	
θ	Dimensionless soil moisture control on oxic decomposition		
θ_{fc}	Dimensionless relative water content to the field capacity		

Table A1 Continued

Symbols	Descriptions	Units	Value ^a
θ_{sat}	Dimensionless relative water content to the saturation		
A	Advection velocity	m/s	2 mm/year
D	Cryoturbation diffusion coefficient	m ² /s	
C_{max}	Soil carbon mass corresponding to that of available dioxygen	gC/m ³	
X	Dummy gas variable to represent either CH ₄ , CO ₂ , or O ₂		
$[X]$	Concentration of X in gaseous phase	gX/m ³ _{air}	
H_X^{cc}	dimensionless Henry's solubility constant of X		
H_X^{cp}	Henry's solubility	mol·m ⁻³ ·Pa ⁻¹	
B_X	Bunsen coefficient of X		
R	Universal gas constant	J·mol ⁻¹ ·K ⁻¹	8.314
ϵ_X	Total porosity of X	m ³ /m ³ _{soil}	
D_X^a	Diffusivity of X in air	m ² /s	
D_X^w	Diffusivity of X in water	m ² /s	
D_X	Diffusivity of X in the bulk medium	m ² /s	
η_a	Permeability in nonsaturated porous media		
η_w	Permeability in saturated porous media		
b	Clapp-Hornberger shape parameter		
M_X	Molar mass of X	gX/mol	
P_s	Atmospheric surface pressure	Pa	
T_s	Atmospheric surface temperature	K	
CH_{4s}	Methane mixing ratio		1.7 ppm
O_{2s}	Dioxygen mixing ratio		20.9%
g_{snow}	Snow-dependence function		
f_{snow}	Grid cell fraction covered by the snow		
ρ_{snow}	Density of the lowest snow layer		
ρ_{ice}	Density of ice		
r_{oxic}	Carbon dioxide produced by oxic decomposition	gCO ₂ ·m ⁻³ _{soil} ·s ⁻¹	
r_{transp}^X	Concentration change due to transpiration	gX·m ⁻³ _{soil} ·s ⁻¹	
F_{transp}	Water transported by transpiration	kg·m ⁻³ ·s ⁻¹	
ρ_w	Water volumic mass	kg/m ³	
$r_{\text{MG},i}$	Methane production from carbon pool i by methanogenesis	gCH ₄ ·m ⁻³ _{soil} ·s ⁻¹	
$f(T_g)$	Temperature dependency function for methanogenesis		
T_{lim}	Threshold for $f(T_g)$ linear decrease	°C	1
$g(O_2)$	Dioxygen dependency function for methanogenesis		
$O_{2,\text{lim}}$	Dioxygen threshold for methanogenesis	gO ₂ /m ³ _{water}	2
r_{MT}	Methane oxidation by methanotrophy	gCH ₄ ·m ⁻³ _{soil} ·s ⁻¹	
τ_{MT}	Methanotrophy characteristic time	s	1 day
k_{MT}	Methanotrophy temperature-dependent rate	s ⁻¹	
K_{O_2}	Michaelis-Menten constant for dioxygen	mol/m ³	2
K_{CH_4}	Michaelis-Menten constant for methane	mol/m ³	
V_{max}	Potential methane oxidation rate	mol·m ⁻³ ·s ⁻¹	
X_{ebu}	Ebullition threshold	gCH ₄ ·m ⁻³ _{air} ·s ⁻¹	
r_{CH_4}	Saturated mixing ratio of CH ₄		15%
P_s	Soil pressure		
$[\text{CH}_4]^{\text{ebu}}$	potential methane concentration subject to ebullition	gCH ₄ ·m ⁻³ _{air} ·s ⁻¹	
V_e	Bubble velocity	m/s	

Table A1 Continued

Symbols	Descriptions	Units	Value ^a
r_{PMT}^X	Concentration change due to PMT	$\text{gX}\cdot\text{m}_{\text{soil}}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$	
$f_{\text{PMT}}^{X,i}$	Flux of X transported by roots and plants for a layer i	$\text{gX}\cdot\text{m}_{\text{soil}}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$	
Π_a	Aerenchyma permeability		1
α_{CH_4}	Nonusability coefficient of CH_4 by the plant		1
α_{CO_2}	Nonusability coefficient of CO_2 by the plant		1
α_{O_2}	Nonusability coefficient of O_2 by the plant		0.3
ρ_r	Aerenchyma porosity		0.3
f_j^{root}	Root fraction in layer j		
f_{veg}	Soil vegetated fraction		
$h(\text{LAI})$	Leaf area index (LAI) dependency function for PMT		
r_a	Aerodynamic resistance	s/m	0
r_L	Ratio of root length to depth		3

^aIf model parameter.

Appendix B: Bulk Diffusivities

The different bulk diffusivities plotted in Figure 2c followed these equations:

$$D_{X,\text{arithmetic}} = \frac{vD_X^a\eta_a + w_gD_X^wH_X^{cc}\eta_w}{v + w_g} \quad (\text{B1a})$$

$$D_{X,\text{threshold}} = \begin{cases} \frac{v}{w_{\text{sat}}^2} D_X^a, & \text{if } w_g \leq 0.95w_{\text{sat}} \\ D_X^w, & w_g > 0.95w_{\text{sat}} \end{cases} \quad (\text{B1b})$$

$$D_{X,\text{Nielson}} = \left[\frac{(v + w_g) \sqrt{D_X^a D_X^w}}{v \sqrt{D_X^w} + w_g \sqrt{D_X^a}} \right]^2 \quad (\text{B1c})$$

Note that since Wania et al. (2010) and Nielson et al. (1984) do not use the dual-phase formulation and the equilibrium hypothesis between the aqueous and gaseous phases, Henry's constants are not present in equations (B1b) and (B1c). Although rewriting their equivalent in the dual-phase framework is straightforward, for the figure, we preferred the original unaltered equations and fixed H_X^{cc} at 1 in equations (B1a) and (12), as our goal is mainly to illustrate the shape of the curves.

Note also that the threshold diffusivity (equation (B1b)) used in Wania et al. (2010) do not use the Moldrup et al. (2003) approach to take into account the soil structure and porosity but instead uses Millington and Quirk (1961). The model CLM4Me (Riley et al., 2011) uses both of these methods depending on the soil type.

Appendix C: Calculation of the 95% Confidence Interval

In this paper, hourly CH_4 fluxes are the mean over all automatic chambers. The number of functioning chambers varies in time. When more than one automatic chamber is active at a time step, the standard deviation between active automatic chambers of the measurement is also provided.

For a fixed day, we consider the hourly standard deviation to be constant, as hourly standard deviation values do not fluctuate much. Taking the number of active automatic chambers into consideration, hourly standard deviations are pooled together to give unbiased estimates of the daily mean standard deviation θ_d . Finally, under the gaussian hypothesis, the 95% confidence interval is defined as $I = \bar{x}_d \pm 1.96 \times \theta_d$ where \bar{x}_d is the observed daily mean.

Acknowledgments

This work was supported by the Acceleration of Permafrost Thaw (APT) project through BNP Paribas Foundation, grant 2014-00000004300. This work was also supported by the H2020 project CRESCENDO “Coordinated Research in Earth Systems and Climate: Experiments, kNowledge, Dissemination and Outreach”, which received funding from the European Union’s Horizon 2020 research and innovation program under grant agreement 641816. Finally, the Institut Français du Danemark (AFD) supported this work through the grant 15/2017/CSU.8.2.1. We are grateful to Juri Palmtag for providing detailed soil texture and organic layer depth data on Zackenberg and for his valuable insights on Zackenberg soil characteristics. We also thank Guy Schurgers and Roland Seferian for valuable input on earlier versions of the model. Finally, we thank Florent Dominé for his always relevant comments and critiques on the manuscript. Fluxes, radiative, and physical data from Nuuk and Zackenberg sites are freely available on the Greenland Ecosystem Monitoring database website <http://data.g-e-m.dk/>. Chokurdakh data are public and open access at <http://www.europe-fluxdata.eu/>. LAI data are from MODIS Land Product subset tool ORNL DAAC. 2017. MODIS Collection 6 Fixed Sites Subsetting and Visualization Tool. ORNL DAAC, Oak Ridge, Tennessee, USA <https://doi.org/10.3334/ORNLDAAC/1567>. The model is an open source. The SURFEX version 8 used in this work is available to download via the SURFEX platform <http://www.umr-cnrm.fr/surfex/>. The authors declare that they have no conflicts of interest.

References

- Angel, R., Claus, P., & Conrad, R. (2011). Methanogenic archaea are globally ubiquitous in aerated soils and become active under wet anoxic conditions. *The International Society for Microbial Ecology Journal*, *14*(1-2), 59–72. <https://doi.org/10.1038/ismej.2011.141>
- Arah, J. R., & Stephen, K. D. (1998). A model of the processes leading to methane emission from peatland. *Atmospheric Environment*, *32*(19), 3257–3264. [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(98\)00052-1](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(98)00052-1)
- Askaer, L., Elberling, B., Jrgensen, C. J., Joensen, H. P., Küuhl, M., Glud, R. N., & Lauritsen, F. R. (2011). Linking soil O₂, CO₂, and CH₄ concentrations in a wetland soil: Implications for CO₂ and CH₄ fluxes. *Environmental Science & Technology*, *45*(8), 3393–3399. <https://doi.org/10.1021/es103540k>
- Barrere, M., Domine, F., Decharme, B., Morin, S., Vionnet, V., & Lafaysse, M. (2017). Evaluating the performance of coupled snow-soil models in SURFEX v8 to simulate the permafrost thermal regime at a high arctic site. *Geoscientific Model Development*, *10*(9), 3461–3479. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3461-2017>
- Bhullar, G. S., Edwards, P. J., & Olde Venterink, H. (2013). Variation in the plant-mediated methane transport and its importance for methane emission from intact wetland peat mesocosms. *Journal of Plant Ecology*, *6*(4), 298–304. <https://doi.org/10.1093/jpe/rt045>
- Bohn, T. J., Melton, J. R., Ito, A., Kleinen, T., Spahn, R., Stocker, B. D., et al. (2015). WETCHIMP-WSL: Intercomparison of wetland methane emissions models over west Siberia. *Biogeosciences*, *12*(11), 3321–3349. <https://doi.org/10.5194/bg-12-3321-2015>
- Boone, A., & Etchevers, P. (2001). An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model: Local-scale evaluation at an alpine site. *Journal of Hydrometeorology*, *2*(4), 374–394. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2001\)002<0374:AIOTSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0374:AIOTSS>2.0.CO;2)
- Boone, A., Masson, V., Meyers, T., & Noilhan, J. (2000). The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil vegetation atmosphere transfer scheme. *Journal of Applied Meteorology*, *39*(9), 1544–1569. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039<1544:TIOtio>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1544:TIOtio>2.0.CO;2)
- Bridgman, S. D., & Richardson, C. J. (1992). Mechanisms controlling soil respiration (CO₂ and CH₄) in southern peatlands. *Soil Biology and Biochemistry*, *24*(11), 1089–1099. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(92\)90058-6](https://doi.org/10.1016/0038-0717(92)90058-6)
- Broecker, W. S., & Peng, T.-H. (1974). Gas exchange rates between air and sea. *Tellus*, *26*(1-2), 21–35. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v26i1-2.9733>
- Budishchev, A., Mi, Y., van Huissteden, J., Belelli-Marchesini, L., Schaepman-Strub, G., Parmentier, F. J. W., et al. (2014). Evaluation of a plot-scale methane emission model using eddy covariance observations and footprint modelling. *Biogeosciences*, *11*(17). <https://doi.org/10.5194/bg-11-4651-2014>
- Burke, E. J., Hartley, I. P., & Jones, C. D. (2012). Uncertainties in the global temperature change caused by carbon release from permafrost thawing. *The Cryosphere*, *6*(5), 1063–1076. <https://doi.org/10.5194/tc-6-1063-2012>
- Burke, E. J., Jones, C. D., & Koven, C. D. (2013). Estimating the permafrost-carbon climate response in the CMIP5 climate models using a simplified approach. *Journal of Climate*, *26*(14), 4897–4909. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00550.1>
- Calvet, J., Noilhan, J., Roujean, J., Bessemoulin, P., Cabelguenne, M., Olioso, A., & Wigneron, J. (1998). An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, *92*, 92–95.
- Cao, M., Marshall, S., & Gregson, K. (1996). Global carbon exchange and methane emissions from natural wetlands: Application of a process-based model. *Journal of Geophysical Research*, *101*(D9), 14,399–14,414. <https://doi.org/10.1029/96JD00219>
- Chanton, J. P., Bauer, J. E., Glaser, P. A., Siegel, D. I., Kelley, C. A., Tyler, S. C., et al. (1995). Radiocarbon evidence for the substrates supporting methane formation within northern Minnesota peatlands. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *59*(17), 3663–3668. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00240-Z](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00240-Z)
- Chen, X., & Slater, L. (2015). Gas bubble transport and emissions for shallow peat from a northern peatland: The role of pressure changes and peat structure. *Water Resources Research*, *51*, 151–168. <https://doi.org/10.1002/2014WR016268>
- Ciais, P., Sabine, C., Bala, G., Bopp, L., Brovkin, V., Canadell, J., et al. (2013). Carbon and other biogeochemical cycles. In T. Stocker et al. (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 465–570). Cambridge, United Kingdom and New York, NY: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.015>
- Clapp, R. B., & Hornberger, G. M. (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, *14*(4), 601–604. <https://doi.org/10.1029/WR014i004p0601>
- Colmer, T. D. (2003). Long-distance transport of gases in plants: A perspective on internal aeration and radial oxygen loss from roots. *Plant Cell & Environment*, *26*(1), 17–36. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3040.2003.00846.x>
- Cui, M., Ma, A., Qi, H., Zhuang, X., & Zhuang, G. (2015). Anaerobic oxidation of methane: An “active” microbial process. <https://doi.org/10.1002/mbo3.232>
- Decharme, B., Boone, A., Delire, C., & Noilhan, J. (2011). Local evaluation of the interaction between soil biosphere atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *Journal of Geophysical Research*, *116*, D20126. <https://doi.org/10.1029/2011JD016002>
- Decharme, B., Brun, E., Boone, A., Delire, C., Le Moigne, P., & Morin, S. (2016). Impacts of snow and organic soils parameterization on northern Eurasian soil temperature profiles simulated by the ISBA land surface model. *The Cryosphere*, *10*(2), 853–877. <https://doi.org/10.5194/tc-10-853-2016>
- Decharme, B., Martin, E., & Faroux, S. (2013). Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *118*, 7819–7834. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50631>
- Schneider Von Deimling, T., Grosse, G., Strauss, J., Schirmermeister, L., Morgenstern, A., Schaphoff, S., et al. (2015). Observation-based modelling of permafrost carbon fluxes with accounting for deep carbon deposits and thermokarst activity. *Biogeosciences*, *12*(11), 3469–3488. <https://doi.org/10.5194/bg-12-3469-2015>
- Druel, A., Peylin, P., Krinner, G., Ciais, P., Viovy, N., Peregón, A., et al. (2017). Towards a more detailed representation of high-latitude vegetation in the global land surface model orchidee (orc-hl-veg1.0). *Geoscientific Model Development*, *10*(12), 4693–4722. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-4693-2017>
- Duval, B., & Goodwin, S. (2000). Methane production and release from two New England peatlands. *International microbiology: The official journal of the Spanish Society for Microbiology*, *3*(2), 89–95.
- Etmann, M., Myhre, G., Highwood, E. J., & Shine, K. P. (2016). Radiative forcing of carbon dioxide, methane, and nitrous oxide: A significant revision of the methane radiative forcing. *Geophysical Research Letters*, *43*, 12,614–12,623. <https://doi.org/10.1002/2016GL071930>
- FAO, ISRIC, ISSCAS, & JRC (2012). Harmonized world soil database (version 1.2). FAO, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria.

- Garrigues, S., Boone, A., Decharme, B., Olliso, A., Albergel, C., Calvet, J.-C., et al. (2018). Impacts of the soil water transfer parameterization on the simulation of evapotranspiration over a 14-year mediterranean crop succession. *Journal of Hydrometeorology*, *19*(1), 3–25. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-17-0058.1>
- Gibelin, A. (2007). Cycle du carbone dans un modèle de surface continentale: Modélisation validation et mise en oeuvre à l'échelle globale (Ph.D. thesis), Université de Toulouse III - Paul Sabatier.
- Gibelin, A. L., Calvet, J. C., Roujean, J. L., Jarlan, L., & Los, S. O. (2006). Ability of the land surface model ISBA-A-GS to simulate leaf area index at the global scale: Comparison with satellites products. *Journal of Geophysical Research*, *111*, D18102. <https://doi.org/10.1029/2005JD006691>
- Goudriaan, J. (1986). A simple and fast numerical method for the computation of daily totals of crop photosynthesis. *Agricultural and Forest Meteorology*, *38*, 249–254. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(86\)90063-8](https://doi.org/10.1016/0168-1923(86)90063-8)
- Grant, R. (1998). Simulation of methanogenesis in the mathematical model ecosys. *Soil Biology and Biochemistry*, *30*(7), 883–896. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(97\)00218-6](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(97)00218-6)
- Grünfeld, S., & Brix, H. (1999). Methanogenesis and methane emissions: Effects of water table, substrate type and presence of Phragmites australis. *Aquatic Botany*, *64*(1), 63–75. [https://doi.org/10.1016/S0304-3770\(99\)00010-8](https://doi.org/10.1016/S0304-3770(99)00010-8)
- Guenet, B., Danger, M., Abbadie, L., & Lacroix, G. (2010). Priming effect: Bridging the gap between terrestrial and aquatic ecology. *Ecology*, *91*(10), 2850–2861. <https://doi.org/10.1890/09-1968.1>
- Guenet, B., Eglin, T., Vasilyeva, N., Peylin, P., Ciais, P., & Chenu, C. (2013). The relative importance of decomposition and transport mechanisms in accounting for soil organic carbon profiles. *Biogeosciences*, *10*(4), 2379–2392. <https://doi.org/10.5194/bg-10-2379-2013>
- Hansen, B. U., Sigsgaard, C., Rasmussen, L., Cappelen, J., Hinkler, J., Mernild, S. H., et al. (2008). Present-day climate at Zackenberg. *Advances in Ecological Research*, *40*, 111–149. [https://doi.org/10.1016/S0065-2504\(07\)00006-2](https://doi.org/10.1016/S0065-2504(07)00006-2)
- Hugelius, G., Strauss, J., Zubrzycki, S., Harden, J. W., Schuur, E. A., Ping, C. L., et al. (2014). Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps. *Biogeosciences*, *11*(23), 6573–6593. <https://doi.org/10.5194/bg-11-6573-2014>
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. In T. Stocker et al. (Eds.) (1535 pp.). Cambridge United Kingdom and New York USA: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>
- Jackson, R. B., Canadell, J., Ehleringer, J. R., Mooney, H. A., Sala, O. E., & Schulze, E. D. (1996). A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia*, *108*, 389–411. <https://doi.org/10.1007/BF00333714>
- Joetzer, E., Delire, C., Douville, H., Ciais, P., Decharme, B., Carrer, D., et al. (2015). Improving the ISBA CC land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the Amazon forest. *Geoscientific Model Development*, *8*, 1709–1727. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1709-2015>
- Jørgensen, C. J., Lund Johansen, K. M., Westergaard-Nielsen, A., & Elberling, B. (2015). Net regional methane sink in High Arctic soils of northeast Greenland. *Nature Geoscience*, *8*(1), 20–23. <https://doi.org/10.1038/ngeo2305>
- Kaiser, S., Göckede, M., Castro-Morales, K., Knoblauch, C., Ekici, A., Kleinen, T., et al. (2016). Process-based modelling of the methane balance in periglacial landscapes (JSBACH-methane). *Geoscientific Model Development*, *10*(1), 333–358. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-333-2017>
- Kätterer, T., Reichstein, M., Andrén, O., & Lomander, A. (1998). Temperature dependence of organic matter decomposition: A critical review using literature data analyzed with different models. *Biology and Fertility of Soils*, *27*(3), 258–262. <https://doi.org/10.1007/s003740050430>
- Khvorostyanov, D. V., Krinner, G., Ciais, P., Heimann, M., & Zimov, S. A. (2008). Vulnerability of permafrost carbon to global warming. Part I: Model description and role of heat generated by organic matter decomposition. *Tellus Series B: Chemical and Physical Meteorology*, *60*(B2), 250–264. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2007.00333.x>
- Kirschke, S., Bousquet, P., Ciais, P., Saunio, M., Canadell, J. G., Dlugokencky, E. J., et al. (2013). Three decades of global methane sources and sinks. *Nature Geoscience*, *6*(10), 813–823. <https://doi.org/10.1038/ngeo1955>
- Knoblauch, C., Spott, O., Evgrafova, S., Kutzbach, L., & Pfeiffer, E. (2015). Regulation of methane production, oxidation, and emission by vascular plants and bryophytes in ponds of the northeast Siberian polygonal tundra. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, *120*, 2525–2541. <https://doi.org/10.1002/2015JG003053>
- Koven, C., Friedlingstein, P., Ciais, P., Khvorostyanov, D., Krinner, G., & Tarnocai, C. (2009). On the formation of high-latitude soil carbon stocks: Effects of cryoturbation and insulation by organic matter in a land surface model. *Geophysical Research Letters*, *36*, L21501. <https://doi.org/10.1029/2009GL040150>
- Koven, C. D., Riley, W. J., Subin, Z. M., Tang, J. Y., Torn, M. S., Collins, W. D., et al. (2013). The effect of vertically resolved soil biogeochemistry and alternate soil C and N models on C dynamics of CLM4. *Biogeosciences*, *10*(11), 7109–7131. <https://doi.org/10.5194/bg-10-7109-2013>
- Koven, C. D., Ringeval, B., Friedlingstein, P., Ciais, P., Cadule, P., Khvorostyanov, D., et al. (2011). Permafrost carbon-climate feedbacks accelerate global warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *108*(36), 14,769–14,774. <https://doi.org/10.1073/pnas.1103910108>
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., et al. (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, *19*, GB1015. <https://doi.org/10.1029/2003GB002199>
- Kutzbach, L., Wagner, D., & Pfeiffer, E.-M. (2004). Effect of microrelief and vegetation on methane emission from wet polygonal tundra, Lena Delta, Northern Siberia. *Biogeochemistry*, *69*(3), 341–362. <https://doi.org/10.1023/B:BIOG.0000031053.81520.db>
- Le Mer, J., Roger, P., Provence, D., & Luminy, D. (2001). Production, oxidation and consumption of methane by soils: A review. *Archaea*, *37*, 25–50. [https://doi.org/10.1016/S1164-5563\(01\)01067-6](https://doi.org/10.1016/S1164-5563(01)01067-6)
- Lerman, A. (1979). *Geochemical processes. Water and sediment environments*. New York: Wiley. <https://doi.org/10.1017/S0016756800030545>
- MacDougall, A. H., Avis, C. A., & Weaver, A. J. (2012). Significant contribution to climate warming from the permafrost carbon feedback. *Nature Geoscience*, *5*(10), 719–721. <https://doi.org/10.1038/ngeo1573>
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., et al. (2013). The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, *6*(4), 929–960. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013>
- Mastepanov, M., Sigsgaard, C., Dlugokencky, E. J., Houweling, S., Ström, L., Tamstorf, M. P., & Christensen, T. R. (2008). Large tundra methane burst during onset of freezing. *Nature*, *456*(SP). <https://doi.org/10.1038/nature07464>
- Mastepanov, M., Sigsgaard, C., Tagesson, T., Ström, L., Tamstorf, M. P., Lund, M., & Christensen, T. R. (2013). Revisiting factors controlling methane emissions from high-Arctic tundra. *Biogeosciences*, *10*(11), 5139–5158. <https://doi.org/10.5194/bg-10-5139-2013>
- Meltofte, H., & Rasch, M. (2008). The Study Area at Zackenberg. [https://doi.org/10.1016/S0065-2504\(07\)00005-0](https://doi.org/10.1016/S0065-2504(07)00005-0)

- Meltofte, H., & Thing, H. (1996). Zackenberg basic: The climate basis and geobasis programmes. 1st Annual Report 1995, Zackenberg Ecological Research Operations, Danish Polar Center. Ministry of Research and Information Technology.
- Melton, J. R., Wania, R., Hodson, E. L., Poulter, B., Ringeval, B., Spahni, R., et al. (2013). Present state of global wetland extent and wetland methane modelling: Conclusions from a model inter-comparison project (WETCHIMP). *Biogeosciences*, *10*(2), 753–788. <https://doi.org/10.5194/bg-10-753-2013>
- Meng, L., Hess, P. G., Mahowald, N. M., Yavitt, J. B., Riley, W. J., Subin, Z. M., et al. (2012). Sensitivity of wetland methane emissions to model assumptions: Application and model testing against site observations. *Biogeosciences*, *9*(7), 2793–2819. <https://doi.org/10.5194/bg-9-2793-2012>
- Millington, R. J., & Quirk, J. P. (1961). Permeability of porous solids. *Transaction of the Faraday Society*, *57*(8), 1200–1207. <https://doi.org/10.1039/tf9615701200>
- Moldrup, P., Olesen, T., Komatsu, T., Yoshikawa, S., Schjonning, P., & Rolston, D. (2003). Modeling diffusion and reaction in soils: X. A unifying model for solute and gas diffusivity in unsaturated soil. *Soil Science*, *168*(5), 321–337. <https://doi.org/10.1097/01.ss.0000070907.55992.3c>
- Moore, T. R., & Dalva, M. (1993). The influence of temperature and water table position on carbon dioxide and methane emissions from laboratory columns of peatland soils. *Journal of Soil Science*, *44*(4), 651–664. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1993.tb02330.x>
- Mueller, C. W., Rethemeyer, J., Kao-Kniffin, J., Löppmann, S., Hinkel, K. M., & Bockheim, J. G. (2015). Large amounts of labile organic carbon in permafrost soils of Northern Alaska. *Global Change Biology*, *21*(7), 2804–2817. <https://doi.org/10.1111/gcb.12876>
- Murguía-Flores, F., Arndt, S., Ganesan, A. L., Murray-Tortarolo, G. N., & Hornibrook, E. R. C. (2017). Soil methanotrophy model (MEMO v1.0): A process-based model to quantify global uptake of atmospheric methane by soil. *Geoscientific Model Development Discussions*, *2017*, 1–38. <https://doi.org/10.5194/gmd-2017-124>
- Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F.-M., Collins, W., Fuglestedt, J., Huang, J., et al. (2013). Anthropogenic and natural radiative forcing. Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change: The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of 1–44 pp. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.018>
- Myneni, R., & Park, T. (2015). MCD15A2H MODIS/Terra+Aqua Leaf Area Index/FPAR 8-day L4 Global 500m SIN Grid v006. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. <https://doi.org/10.5067/MODIS/MCD15A2H.006>
- Nielsen, C., Michelsen, A., Ambus, P., Deepagoda, T., & Elberling, B. (2017). Linking rhizospheric CH₄ oxidation and net CH₄ emissions in an arctic wetland based on ¹³CH₄ labeling of mesocosms. *Plant and Soil*, *412*(1–2), 201–213. <https://doi.org/10.1007/s11104-016-3061-4>
- Nielson, K. K., Rogers, V. C., & Gee, G. W. (1984). Diffusion of radon through soils: A pore distribution model. *Soil Science Society of America Journal*, *412*(48), 482–487. <https://doi.org/10.2136/sssaj1984.03615995004800030002x>
- Noilhan, J., & Planton, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, *117*(3), 536–549. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2)
- Palmtag, J., Hugelius, G., Lashchinskiy, N., Tamstorf, M. P., Richter, A., Elberling, B., & Kuhry, P. (2015). Storage, landscape distribution, and burial history of soil organic matter in contrasting areas of continuous permafrost. *Arctic Antarctic, and Alpine Research*, *47*(1), 71–88. <https://doi.org/10.1657/aaar0014-027>
- Parmentier, F. J. W., van Huissteden, J., van der Molen, M. K., Schaepman-Strub, G., Karsanaev, S. A., Maximov, T. C., & Dolman, A. J. (2011). Spatial and temporal dynamics in eddy covariance observations of methane fluxes at a tundra site in northeastern Siberia. *Journal of Geophysical Research*, *116*, G03016. <https://doi.org/10.1029/2010JG001637>
- Parton, W. J., Stewart, J. W., & Cole, C. V. (1988). Dynamics of C, N, P and S in grassland soils: A model. *Biogeochemistry*, *5*(1), 109–131. <https://doi.org/10.1007/BF02180320>
- Peters-Lidard, C. D., Blackburn, E., Liang, X., & Wood, E. F. (1998). The effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *55*(7), 1209–1224. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1998\)055<1209:TEOSTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1998)055<1209:TEOSTC>2.0.CO;2)
- Petrescu, A. M., Van Beek, L. P., Van Huissteden, J., Prigent, C., Sachs, T., Corradi, C. A., et al. (2010). Modeling regional to global CH₄ emissions of boreal and arctic wetlands. *Global Biogeochemical Cycles*, *24*, GB4009. <https://doi.org/10.1029/2009GB003610>
- Ping, C. L., Jastrow, J. D., Jorgenson, M. T., Michaelson, G. J., & Shur, Y. L. (2015). Permafrost soils and carbon cycling. *SOIL*, *1*(1), 147–171. <https://doi.org/10.5194/soil-1-147-2015>
- Pirk, N., Mastepanov, M., López-Blanco, E., Christensen, L. H., Christiansen, H. H., Hansen, B. U., et al. (2017). Toward a statistical description of methane emissions from arctic wetlands. *Ambio*, *46*, 70–80. <https://doi.org/10.1007/s13280-016-0893-3>
- Pirk, N., Tamstorf, M. P., Lund, M., Mastepanov, M., Pedersen, S. H., Mylius, M. R., et al. (2016). Snowpack fluxes of methane and carbon dioxide from high Arctic tundra. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, *121*, 2886–2900. <https://doi.org/10.1002/2016JG003486>
- Portner, H., Bugmann, H., & Wolf, A. (2010). Temperature response functions introduce high uncertainty in modelled carbon stocks in cold temperature regimes. *Biogeosciences*, *7*(11), 3669–3684. <https://doi.org/10.5194/bg-7-3669-2010>
- Preuss, I., Knoblauch, C., Gebert, J., & Pfeiffer, E.-M. (2013). Improved quantification of microbial CH₄ oxidation efficiency in arctic wetland soils using carbon isotope fractionation. *Biogeosciences*, *10*(4), 2539–2552. <https://doi.org/10.5194/bg-10-2539-2013>
- Raivonen, M., Smolander, S., Backman, L., Susiluoto, J., Aalto, T., Markkanen, T., et al. (2017). Himmeli v1.0: Helsinki model of methane build-up and emission for peatlands. *Geoscientific Model Development*, *10*(12), 4665–4691. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-4665-2017>
- Raundrup, K., Aastrup, P., Nyman, J., Lauridsen, T. L., Sander Johannsson, L., Henning Krogh, P., et al. (2010). Nuuk basic: The biobasis programme. In L. Jensen & M. Rasch (Eds.), *Nuuk Ecological Research Operations, 3rd Annual Report* (Vol. 2009). Aarhus University: National Environmental Research Institute.
- Riley, W. J., Subin, Z. M., Lawrence, D. M., Swenson, S. C., Torn, M. S., Meng, L., et al. (2011). Barriers to predicting changes in global terrestrial methane fluxes: Analyses using CLM4Me, a methane biogeochemistry model integrated in CESM. *Biogeosciences*, *8*(7), 1925–1953. <https://doi.org/10.5194/bg-8-1925-2011>
- Sander, R. (2015). Compilation of Henry's law constants (version 4.0) for water as solvent. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *15*(8), 4399–4981. <https://doi.org/10.5194/acp-15-4399-2015>
- Saunio, M., Bousquet, P., Poulter, B., Peregón, A., Ciais, P., Canadell, J. G., et al. (2016). The global methane budget 2000–2012. *Earth System Science Data*, *8*(2), 697–751. <https://doi.org/10.5194/essd-8-697-2016>
- Schaefer, K., Lantuit, H., Romanovsky, V. E., Schuur, E. A. G., & Witt, R. (2014). The impact of the permafrost carbon feedback on global climate. *Environmental Research Letters*, *9*(8), 085003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/8/085003>
- Schimel, J. P. (1995). Plant transport and methane production as controls on methane flux from arctic wet meadow tundra. *Biogeochemistry*, *28*(3), 183–200. <https://doi.org/10.1007/BF02186458>

- Schirrmeister, L., Grosse, G., Wetterich, S., Overduin, P. P., Strauss, J., Schuur, E. A., & Hubberten, H. W. (2011). Fossil organic matter characteristics in permafrost deposits of the northeast Siberian Arctic. *Journal of Geophysical Research*, *116*, G00M02. <https://doi.org/10.1029/2011JG001647>
- Schlesinger, W. H., & Bernhardt, E. S. (2013). Wetland Ecosystems. In Elsevier (Ed.), *Biogeochemistry* (pp. 233–274), chap. Wetland ec. Oxford, UK: Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385874-0.00007-8>
- Schuur, E. A. G., McGuire, A. D., Schädel, C., Grosse, G., Harden, J. W., Hayes, D. J., et al. (2015). Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, *520*(7546), 171–179. <https://doi.org/10.1038/nature14338>
- Séférian, R., Delire, C., Decharme, B., Voldoire, A., Salas, D., Melia, M., et al. (2016). Chevallier development and evaluation of CNRM Earth system model—CNRM-ESM1. *Geoscientific Model Development*, *9*(4), 1423–1453. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1423-2016>
- Segers, R. (1998). Methane production and methane consumption: A review of processes underlying wetland methane fluxes. *Biogeochemistry*, *41*(1), 23–51. <https://doi.org/10.1023/A:1005929032764>
- Serrano-Silva, N., Sarria-Guzmán, Y., Dendooven, L., & Luna-Guido, M. (2014). Methanogenesis and methanotrophy in soil: A review. *Pedosphere*, *24*, 291–307.
- Shangguan, W., Dai, Y., Duan, Q., Liu, B., & Yuan, H. (2014). A global soil data set for Earth system modeling. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *6*, 249–263. <https://doi.org/10.1002/2013MS000293>
- Skov, K. (2014). Spatiotemporal variability in methane emission from an Arctic fen over a growing season: Dynamics and driving factors. Student thesis INES.
- Smith, L. C. (2004). Siberian peatlands a net carbon sink and global methane source since the Early Holocene. *Science*, *303*(5656), 353–356. <https://doi.org/10.1126/science.1090553>
- Song, C., Xu, X., Sun, X., Tian, H., Sun, L., Miao, Y., et al. (2012). Large methane emission upon spring thaw from natural wetlands in the northern permafrost region. *Environmental Research Letters*, *7*(3), 034009. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/3/034009/>
- Stams, A., & Plugge, C. (2003). chap. The microbiology of methanogenesis. In D. Reay, P. Smith, & A. van Amstel (Eds.), *The microbiology of methane and climate changes* (Vol. 87, pp. 14–27). London, UK: Earthscan London.
- Stephen, K., Arah, J., Thomas, K., Benstead, J., & Lloyd, D. (1998). Gas diffusion coefficient profile in peat determined by modelling mass spectrometric data: Implications for gas phase distribution. *Soil Biology and Biochemistry*, *30*(3), 429–431. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(97\)00118-1](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(97)00118-1)
- Tamstorf, M., Iversen, K., Hansen, B., Sigsgaard, C., Fruergaard, M., Andreassen, R., et al. (2008). Nuuk basic: The geobasis programme. In L. Jensen & M. Rasch (Eds.), *Nuuk Ecological Research Operations, 1st Annual Report* (Vol. 2007). Aarhus University: National Environmental Research Institute.
- Tang, J. Y., & Riley, W. J. (2014). Technical note: Simple formulations and solutions of the dual-phase diffusive transport for biogeochemical modeling. *Biogeosciences*, *11*(14), 3721–3728. <https://doi.org/10.5194/bg-11-3721-2014>
- Tang, J. Y., Riley, W. J., Koven, C. D., & Subin, Z. M. (2013). CLM4-BeTR, a generic biogeochemical transport and reaction module for CLM4: Model development, evaluation, and application. *Geoscientific Model Development*, *6*(1), 127–140. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-127-2013>
- Tang, J., Zhuang, Q., Shannon, R. D., & White, J. R. (2010). Quantifying wetland methane emissions with process-based models of different complexities. *Biogeosciences*, *7*(11), 3817–3837. <https://doi.org/10.5194/bg-7-3817-2010>
- Tans, P. P. (1998). Oxygen isotopic equilibrium between carbon dioxide and water in soils. *Tellus Series B: Chemical and Physical Meteorology*, *50*(2), 163–178. <https://doi.org/10.1034/j.1600-0889.1998.t01-1-00004.x>
- Tokida, T., Miyazaki, T., Mizoguchi, M., Nagata, O., Takakai, F., Kagemoto, A., & Hatano, R. (2007). Falling atmospheric pressure as a trigger for methane ebullition from peatland. *Global Biogeochemical Cycles*, *21*, GB2003. <https://doi.org/10.1029/2006GB002790>
- Treat, C. C., Natali, S. M., Ernakovich, J., Iversen, C. M., Lupascu, M., McGuire, A. D., et al. (2015). A pan-arctic synthesis of CH₄ and CO₂ production from anoxic soil incubations. *Global Change Biology*, *21*(7), 2787–2803. <https://doi.org/10.1111/gcb.12875>
- Treat, C. C., Wollheim, W. M., Varner, R. K., Grandy, A. S., Talbot, J., & Frolking, S. (2014). Temperature and peat type control CO₂ and CH₄ production in alaskan permafrost peats. *Global Change Biology*, *20*(8), 2674–2686. <https://doi.org/10.1111/gcb.12572>
- van Wijk, M. T., Williams, M., & Shaver, G. R. (2005). Tight coupling between leaf area index and foliage N content in arctic plant communities. *Oecologia*, *142*(3), 421–427. <https://doi.org/10.1007/s00442-004-1733-x>
- van der Molen, M. K., van Huissteden, J., Parmentier, F. J. W., Petrescu, A. M. R., Dolman, A. J., Maximov, T. C., et al. (2007). The growing season greenhouse gas balance of a continental tundra site in the Indigirka Lowlands, NE Siberia. *Biogeosciences*, *4*(6), 985–1003. <https://doi.org/10.5194/bg-4-985-2007>
- Walter, B. P., & Heimann, M. (2000). A process-based, climate-sensitive model to derive methane emissions from natural wetlands: Application to five wetland sites, sensitivity to model parameters, and climate. *Global Biogeochemical Cycles*, *14*(3), 745–765. <https://doi.org/10.1029/1999GB001204>
- Walter, B. P., Heimann, M., Shannon, R. D., & White, J. R. (1996). A process-based model to derive methane emissions from natural wetlands. *Geophysical Research Letters*, *23*(25), 3731–3734. <https://doi.org/10.1029/96GL03577>
- Walz, J., Knoblauch, C., Böhme, L., & Pfeiffer, E.-M. (2017). Regulation of soil organic matter decomposition in permafrost-affected siberian tundra soils—Impact of oxygen availability, freezing and thawing, temperature, and labile organic matter. *Soil Biology and Biochemistry*, *110*, 34–43. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2017.03.001>
- Wania, R. (2007). Modelling northern peatland land surface processes, vegetation dynamics and methane emissions (PhD thesis), UK.
- Wania, R., Ross, I., & Prentice, I. C. (2010). Implementation and evaluation of a new methane model within a dynamic global vegetation model: LPJ-WHyMe v1.3.1. *Geoscientific Model Development*, *3*(2), 565–584. <https://doi.org/10.5194/gmd-3-565-2010>
- Wik, M., Varner, R. K., Anthony, K. W., MacIntyre, S., & Bastviken, D. (2016). Climate-sensitive northern lakes and ponds are critical components of methane release. *Nature Geoscience*, *9*, 99–105. <https://doi.org/10.1038/ngeo2578>
- Xu, X., Elias, D. A., Graham, D. E., Phelps, T. J., Carroll, S. L., Wullschleger, S. D., & Thornton, P. E. (2015). A microbial functional group-based module for simulating methane production and consumption: Application to an incubated permafrost soil. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, *120*, 1315–1333. <https://doi.org/10.1002/2015JG002935>
- Xu, X., Yuan, F., Hanson, P. J., Wullschleger, S. D., Thornton, P. E., Riley, W. J., et al. (2016). Reviews and syntheses: Four decades of modeling methane cycling in terrestrial ecosystems. *Biogeosciences*, *13*(12), 3735–3755. <https://doi.org/10.5194/bg-13-3735-2016>
- Yang, W. H., McNicol, G., Teh, Y. A., Estera-Molina, K., Wood, T. E., & Silver, W. L. (2017). Evaluating the classical versus an emerging conceptual model of peatland methane dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, *31*, 1435–1453. <https://doi.org/10.1002/2017GB005622>
- Yuan, Y., Conrad, R., & Lu, Y. (2009). Responses of methanogenic archaeal community to oxygen exposure in rice field soil. *Environmental Microbiology Reports*, *1*(5), 347–354. <https://doi.org/10.1111/j.1758-2229.2009.00036.x>
- Zhang, Y., Sachs, T., Li, C., & Boike, J. (2012). Upscaling methane fluxes from closed chambers to eddy covariance based on a permafrost biogeochemistry integrated model. *Global Change Biology*, *18*(4), 1428–1440. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02587.x>

- Zhu, Q., Liu, J., Peng, C., Chen, H., Fang, X., Jiang, H., et al. (2014). Modelling methane emissions from natural wetlands by development and application of the TRIPLEX-GHG model. *Geoscientific Model Development*, 7(3), 981–999. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-981-2014>
- Zhuang, Q., Melillo, J. M., Kicklighter, D. W., Prinn, R. G., McGuire, A. D., Steudler, P. A., et al. (2004). Methane fluxes between terrestrial ecosystems and the atmosphere at northern high latitudes during the past century: A retrospective analysis with a process-based biogeochemistry model. *Global Biogeochemical Cycles*, 18, GB3010. <https://doi.org/10.1029/2004GB002239>
- Zimov, S. A. (2006). Climate change: Permafrost and the global carbon budget. *Science*, 312(5780), 1612–1613. <https://doi.org/10.1126/science.1128908>
- Zona, D., Gioli, B., Commane, R., Lindaas, J., Wofsy, S. C., Miller, C. E., et al. (2016). Cold season emissions dominate the Arctic tundra methane budget. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(1), 40–45. <https://doi.org/10.1073/pnas.1516017113>

3.2.4 - Les limitations de cette modélisation

A la fin de cet article, nous avons vu que le schéma était principalement sensible à la profondeur à laquelle le sol est saturé en eau. Suivaient l'impact de la température du sol sur la méthanogenèse puis l'efficacité de l'oxydation. Or, le transport par les plantes étant le principal contributeur au flux total de CH_4 qui s'échappe du sol, on est en droit de se demander comment une diminution de l'efficacité de ce transport impacterait notre schéma. Xavier a donc réalisé des expériences additionnelles en diminuant la porosité des aérénchymes de 40% puis de 80% (**Figure 3.16**). Le flux total de CH_4 vers l'atmosphère n'a pas été fortement impacté par ces changements puisque l'augmentation du transport par diffusion et par ébullition a permis de compenser en partie cette diminution de l'efficacité du transport par les plantes.

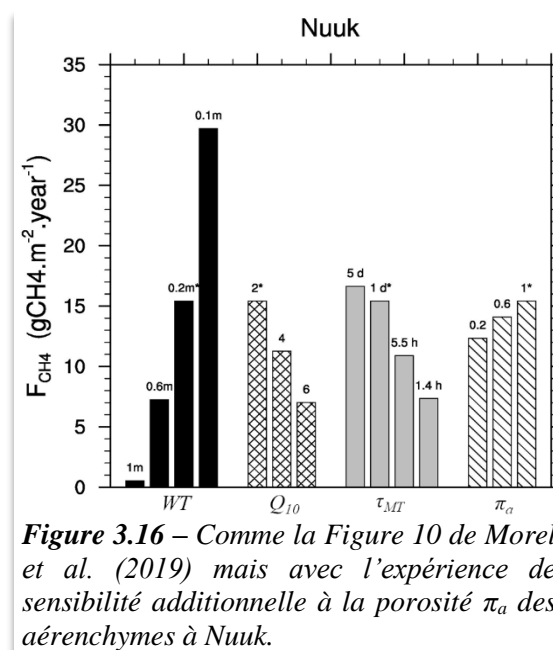


Figure 3.16 – Comme la Figure 10 de Morel et al. (2019) mais avec l'expérience de sensibilité additionnelle à la porosité π_a des aérénchymes à Nuuk.

Cependant, la question des stocks de carbone et de leurs profils n'a toujours pas été abordée. En d'autres termes, au-delà de la manière acceptable dont sont simulés les flux qui s'échappent du sol et la cohérence du comportement entre les processus physiques et biogéochimiques dans le sol, ce schéma est-il capable de modéliser de manière réaliste le contenu en carbone du sol et sa distribution verticale ? Cette question n'est pas évidente à aborder puisqu'il n'existe quasiment aucune mesure de carbone du sol en profondeur dans les tourbières arctiques colocalisée avec des sites instrumentés de mesure de flux. Il existe quelques mesures dans la vallée de Zackenberg (Chadburn et al. 2017) mais celles-ci sont trop éloignées du site de tourbière sur lesquelles les chambres automatiques de mesures sont installées pour en être représentatives. Xavier prit donc son balluchon, sa pelle et son seau et, grâce à une bourse de l'[Institut Français du Danemark](#) et une collaboration avec l'[Université de Copenhague](#), alla effectuer des mesures de profils de carbone, de densité et autres propriétés de sol dans la tourbière de Nuuk (Morel et al. 2020). Entre autre, il a échantillonné cette tourbière tous les 5m sur un transect comprenant les chambres automatiques mesurant le CH_4 via des

carottages effectués jusqu'à la base de la tourbière (~0.8m). Il a ensuite prélevé des échantillons tous les 5cm dans les 15 premiers cm de la carotte puis tous les 10cm lui permettant de dériver le taux de carbone et la densité du sol et ainsi de connaître la densité de carbone dans le sol. En moyenne, la masse de carbone dans cette tourbière a été estimée 40.9 kgC.m^{-2} , ce qui est cohérent avec la littérature (Yu 2012). La **Figure 3.17** montre le profil moyen de la densité de carbone au niveau des chambres automatiques pour deux estimations. Une est établie en

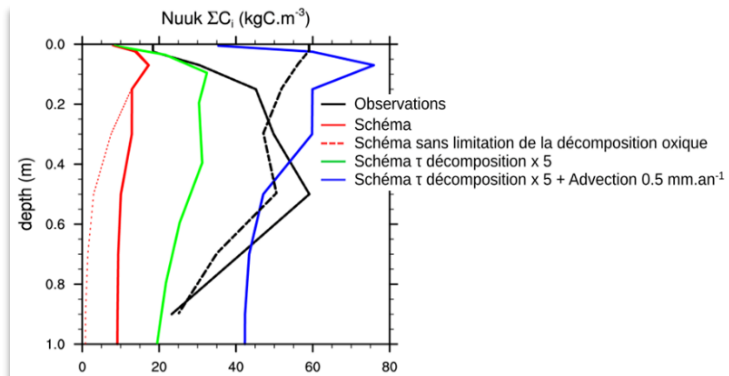


Figure 3.17 – Profils de carbone observés (noir) et simulés à Nuuk avec le schéma standard (en rouge) de Morel et al. (2019), sans la limitation de la décomposition oxydative par l' O_2 (pointillés rouges), en augmentant par 5 le temps de décomposition (vert) puis en diminuant par 4 la vitesse d'advection (bleu). D'après Morel (2018).

fonction de la densité du sol mesurée sur site (ligne noire continue) et l'autre en utilisant la relation de Hossain et al. (2015) établie dans l'arctique canadien qui relie la densité du sol au taux en % de carbone dans le sol (tirets noirs). Ceci donne ainsi une idée de l'incertitude qui pèsent sur ces mesures *in situ*. Comme on peut le voir sur cette figure, la version standard du schéma de Morel et al. (2019) ne parvenait pas du tout à accumuler assez de carbone dans le sol après 8000 ans de simulation correspondant à l'âge estimé de cette tourbière (Morel 2018). On retrouve là un paradoxe bien connu en hydrologie qui veut qu'une simulation réaliste des flux – par exemple les débits – ne garantit pas une modélisation réaliste de la variable d'état – par exemple l'eau du sol – dont ils dépendent (cf. [Section 1.3.1](#)).

Ce problème n'était pas lié à la limitation de la décomposition aérobie par l' O_2 ([Equation 7](#) dans Morel et al. (2019)) puisque sans elle le profil apparaissait encore moins bien simulé (**Figure 3.17**). En effet, sans ce processus la production de CO_2 va se faire même profondément dans le sol saturé en eau puisqu'à température donnée, elle ne sera limitée que de moitié par rapport à son taux potentiel via l'approche CENTURY ([Equation 4b](#) dans Morel et al. (2019)). A cause de cette décomposition accrue, le carbone du sol est consommé trop vite en profondeur menant à une production trop intense de CO_2 et une surestimation des flux en surface par rapport aux observations (Morel 2018). Ceci explique au passage la forte décroissance du profil modélisé sur la **Figure 3.17**. Comme moins de carbone est alors présent en profondeur dans la zone anoxique du sol, les flux de CH_4 simulés en surface vont être fortement sous-estimés (Morel 2018). Xavier a aussi regardé la sensibilité des profils de carbone simulés à tous les paramètres du schéma utilisés pour étudier la sensibilité des flux de CH_4 – profondeur de la nappe, impact de la température sur le taux de décomposition, vitesse d'oxydation du CH_4 , porosité des aérénchymes – comme sur la **Figure 3.16**. C'est encore une fois l'hydrologie, via la profondeur de la nappe, qui eut le plus d'impact sur les profils simulés. Le schéma va en effet simuler de plus en plus de carbone pour des conditions de plus en plus humides, ce qui est en accord avec la réalité, et directement lié à la limitation explicite de la décomposition aérobie par l' O_2 . Tout ceci souligne l'intérêt de modéliser dans les zones humides ce processus introduit par Khvorostyanov et al. (2008) et repris par Xavier. Malheureusement, aucun des processus étudiés dans cette étude de sensibilité ne fut en mesure d'expliquer pourquoi le schéma n'est pas capable de simuler les profils de carbone observés à Nuuk.

Une autre piste nous mena plutôt vers les temps de résidences du carbone dans le sol qui impactent les taux de décomposition. Ces valeurs ont été fixés autour de 55 jours, 5.5 ans et 241 ans pour nos réservoirs de carbone actif, passif et lent ([Table 1](#) dans Morel et al. (2019)).

A l'origine ces temps de résidence ont été déterminés ou calibrés de manière très empirique par *Parton et al.* (1987) pour la région très herbacée des grandes plaines américaines. Par la suite, ces temps ont évolué de manière assez arbitraire et aussi souvent qu'il y eu d'études avec CENTURY (*Parton 1996; Parton et al. 1987, 1988, 1993, 1994*) jusqu'aux valeurs que nous utilisons et qui découlent de travaux plus récent mais tout aussi empiriques (*Gibelin 2007; Krinner et al. 2005*). Bien évidemment, aucun de ces travaux ne s'était vraiment penché sur ces temps de résidence pour des tourbières arctiques. Or lorsque Xavier a imposé dans son nouveaux schéma les profils de carbone observés *in situ*, les flux de carbonnes – CO₂ et CH₄ – simulés furent logiquement largement surestimés. C'est seulement pour des temps de résidence multipliés d'un facteur 5 qu'il retrouva des cumuls de flux annuels simulés réalistes (*Morel 2008*). Il recalibra alors simplement son modèle en utilisant un facteur 5 par rapport aux temps de résidence initiaux donnant des valeurs pas moins aberrantes que dans la littérature de l'ordre de 9 mois, 27 ans et 1200 ans pour les réservoirs actif, lent et passif. Ce réglage a effectivement permis d'accumuler plus de carbone dans le sol et de rapprocher de moitié les profils simulés des observations (**Figure 3.17**).

Comme reporté par *Koven et al.* (2013), une forte incertitude pèse aussi sur les paramètres régissant la dynamique verticale du carbone dans le sol comme la vitesse d'advection pouvant varier de 0.08 mm.an⁻¹ à 50 mm.an⁻¹ dans la littérature. Après optimisation du modèle ORCHIDEE sur un site des steppes centrales de Russie, *Guenet et al.* (2013) estima cette vitesse entre 0.282 et 0.686 mm.an⁻¹ très loin des 2 mm.an⁻¹ que nous utilisons dans notre schéma. Or plus la vitesse d'advection est faible et plus le carbone s'accumulera dans le sol au cours du temps pour peu que les temps de résidence de ce carbone ne soient pas trop faibles. Xavier combina alors les nouveaux temps de résidences avec une vitesse d'advection de 0.5 mm.an⁻¹ ce qui permis de simuler des profils de carbone plus réalistes (**Figure 3.17**). *In fine* et comparé aux observations, les flux de CO₂ et de CH₄ furent aussi bien simulés avec ces nouvelles valeurs qu'avec la version standard du schéma (**Figure 3.18**). Ces résultats tendraient à montrer que l'on pourrait modéliser avec le schéma de Xavier des profils de carbone et des flux de gaz à effet de serre raisonnables dans les tourbières arctiques en calibrant conjointement les processus régissant la décomposition et la dynamique verticale du carbone du sol. D'un autre côté ceci met aussi en lumière le fait que la structure même des modélisations type CENTURY ne sont peut-être pas adaptées aux tourbières actives comme celle de Nuuk.

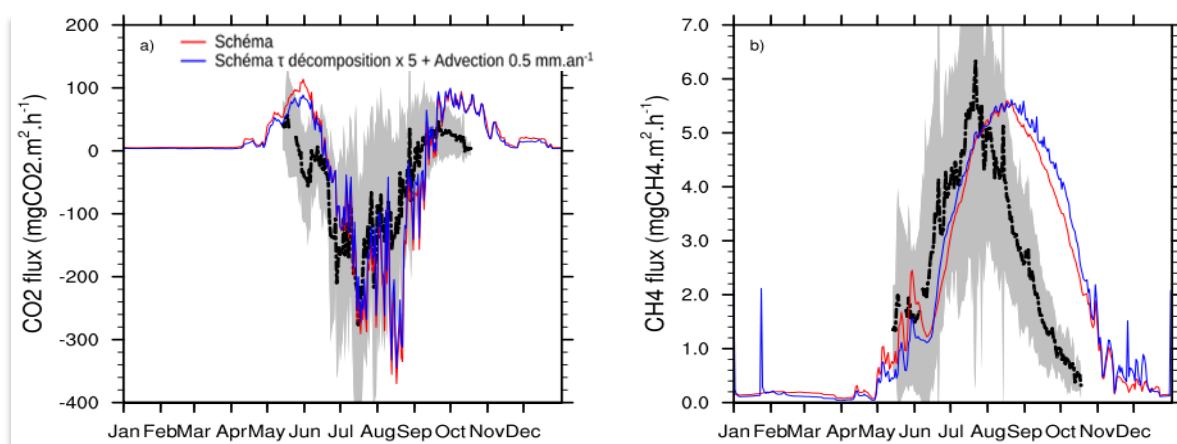


Figure 3.18 – Cycles annuels climatologiques journaliers des flux de gaz à effet de serre, (a) CO₂ et (b) CH₄, observés (noir) et simulés sur la période 2009-2013 à Nuuk après 8000 ans de mise à l'équilibre. Le schéma standard est en rouge et celui avec des temps de résidence 5 fois plus grand et une vitesse d'advection 4 fois plus faible est en bleu. D'après *Morel et al.* (2008).

Synthèse du chapitre 3

La modélisation des régions boréales, les raisons :

Modéliser de manière réaliste les régions boréales qui sont et seront parmi les régions les plus fortement impactées par le réchauffement climatique (IPCC 2007, 2014) représente un enjeu majeur de la recherche sur le climat aujourd'hui. Premièrement, car c'est dans ces régions que sont stockées – dans les lacs, les réservoirs, les fleuves et les zones humides – les plus grosses réserves mondiales d'eau douce (Lehner & Döll 2004). Deuxièmement, car le fort enneigement saisonnier de ces régions – qui est le principal contributeur à ces réserves d'eau douce – est susceptible d'influencer l'équilibre radiatif de la planète (Chapin et al. 2005; Holland & Bitz 2003) et la circulation atmosphérique aux moyennes latitudes (Coumou et al. 2018; Henderson et al. 2018), ce qui en ferait une source de prévisibilité atmosphérique non négligeable (Peings et al. 2011; Xu & Dirmeyer 2013). Troisièmement, car les sols boréaux sont tellement riches en matières organiques actives dans les tourbières des zones humides ou en dormance, enfouies dans la partie encore gelée du pergélisol, que selon les conditions hydrologiques et thermiques ils seraient une source d'émissions naturelles de gaz à effet de serre (CO₂ et CH₄) loin d'être négligeable à l'échelle de la planète.

Questions/réponses :

1. Les modèles de neige détaillés comme *Crocus* sont-ils adaptés à ces régions ?

Afin de répondre à cette question, le modèle de neige *Crocus*, couplé au schéma de sol *ISBA_{DF}*, a été évalué sur toute l'Eurasie (Brun et al. 2013). Les résultats montrent un biais faible et des corrélations élevées en termes de hauteur, d'équivalent en eau et de densité du manteau neigeux. Les durées d'enneigement ainsi que les dates d'apparition et de disparition du manteau neigeux sont également bien reproduites. La modélisation de l'interaction thermique entre le sol et la neige est de bonne qualité comme le souligne la simulation convenable de la température du sol à 20 cm, même si une surestimation des températures estivales persiste. Ces bons résultats ont permis la mise en place d'un « rejeu idéalisé » du manteau neigeux, car libre de végétation, avec *Crocus-ISBA_{DF}* forcé par ERA-Interim à 0.5° de résolution sur l'ensemble de l'hémisphère nord. Celle-ci permet aujourd'hui au CNRM de prendre part à l'effort international pour le suivi annuel de l'évolution du manteau neigeux dans l'Arctique (Blunden et al. 2019; Mudryk et al. 2018, 2019).

2. Qu'en est-il de la modélisation de la neige et du sol dans *ISBA-CTRIP* ?

Après avoir choisi au début des années 2010 le schéma de neige *ES* (Boone & Etchevers 2001), qui repose sur une modélisation moins détaillée du manteau neigeux que *Crocus* mais plus réaliste que le schéma monocouche de Douville et al. (1995) utilisé avant, j'ai entrepris d'améliorer la représentation de certains processus – stratification, compaction, conductivité thermique, albédo et pénétration du rayonnement incident – au vu des premiers tests effectués sur les sites instrumentés de Concordia à Dôme C en Antarctique et du Col de Porte dans les Alpes montrant que ce schéma n'était pas au niveau de *Crocus* pour simuler la hauteur, la masse et l'albédo du manteau neigeux. Cette nouvelle version d'*ES* couplée avec une paramétrisation originale de l'impact de la matière organique sur les propriétés hydriques et thermiques des sols dans *ISBA_{DF}* a été validée avec succès sur ces mêmes sites ainsi que sur l'ensemble de l'Eurasie (Decharme et al. 2016). Les résultats confirment que : (1) une simulation adéquate de la stratification et de la compaction est de première importance en hiver pour bien représenter la hauteur et la masse du manteau neigeux alpin ; (2) l'albédo de la neige est l'acteur majeur de la bonne restitution du timing de sa fonte au printemps ; (3) la physique du manteau neigeux a un impact majeur sur les températures du sol en hiver ; et (4) une représentation adéquate des propriétés du sol, en particulier sa granulométrie et la prise en compte de la matière organique, améliore nettement la simulation de la température et de la teneur en eau du sol comme le souligne aussi Barrere et al. (2017).

3. Quelles sont les principales limitations de ces schémas de neige ?

La première limitation de cette modélisation est liée à l'absence de représentation des flux de vapeur d'eau dans le manteau neigeux arctique (Domine et al. 2019) qui induit des profils de densité et de conductivité de la neige simulés avec *ES* ou *Crocus* opposés aux observations (Barrere et al. 2017). Une autre limitation forte est qu'*ES* ou *Crocus* ne considère pas d'interactions avec les forêts et les arbustes. Au niveau de la taïga, cette lacune a pour conséquence de favoriser une fonte trop précoce de la neige au printemps dans ISBA-CTRIP et donc d'anticiper de 15 jours à 3 semaines le pic de crue des fleuves arctiques (Decharme et al. 2019). Dans la toundra, négliger les interactions entre les petits arbustes et le manteau neigeux mènerait en hiver à sous-estimer l'isolation thermique de la neige et à surestimer le refroidissement du sol. Inversement à l'automne, des épisodes de fonte plus fréquents et plus intenses là où les branches dépassent du manteau neigeux favoriseraient la formation de croutes de regel et des conductivités thermiques élevées à la base du manteau neigeux accélérant le refroidissement du sol.

4. Est-on capable de simuler les processus biogéochimiques du sol avec ISBA ?

La version « système Terre » d'ISBA utilisée dans CNRM-ESM2 ne permettait pas de simuler dans le sol les processus biogéochimiques et leurs fortes interactions avec l'hydrologie. Durant sa thèse, Xavier Morel a donc développé une approche plus explicite où le carbone du sol va être discrétisé via une équation de transport dynamique sur la verticale aux mêmes nœuds que ceux utilisés par *ISBA_{DF}* pour résoudre la thermique et l'humidité du sol. Tous les processus responsables de la production, de la consommation et du transport d'O₂, de CO₂ et de CH₄ dans le sol ont ensuite été rajoutés. Ce schéma a été validé sur trois sites arctiques instrumentés. Ce travail a montré que ces processus pouvaient être simulés avec ISBA même si les multiples rétroactions entre processus physiques et biogéochimiques restaient difficiles à appréhender.

5. Quelles sont les principales limitations de cette modélisation ?

L'incertitude principale réside sur la capacité de ce schéma à tendre vers un équilibre réaliste entre la simulation des profils de carbone dans le sol et les flux de gaz à effet de serre en surface. Hydrologie mise à part, cette incertitude est autant liée aux paramétrisations de production des gaz qu'à la dynamique verticale du carbone du sol et, en tête de gondole, à l'advection sensée mimer avec un succès très relatif les processus de compaction et de transport du carbone dans l'eau. L'adaptabilité des schémas type *CENTURY* – développés pour les prairies nord-américaines – aux écosystèmes arctiques pose aussi question. Enfin, le schéma de végétation régissant la phénologie des plantes dans ISBA ne représente ni la toundra, ni les plantes adaptées aux tourbières des zones humides arctiques, et les réglages effectués durant la thèse de Xavier n'ont jamais été évalués sur l'ensemble des régions boréales. ISBA n'est donc pas encore adapté aux écosystèmes arctiques mettant en lumière les difficultés que nous aurons pour régionaliser cette modélisation.

6. Qu'a-t-on appris ou confirmé au sujet des émissions de gaz à effet de serre ?

L'étude de certaines rétroactions entre les processus de production, d'oxydation, et de transport de CH₄ dans le sol permet d'affirmer que la principale source de variabilité impactant ces processus est liée à l'hydrologie du sol. C'est elle qui va piloter l'équilibre entre méthanogenèse et méthanotrophie, ainsi que la vitesse du transport des gaz dans le sol. La deuxième source de variabilité est liée à l'impact des températures du sol sur les fonctions de production des gaz. Ceci confirme, comme le note *Knoblauch et al.* (2018) à l'aide d'expériences d'incubation en laboratoire et de modélisation numérique, que pour établir de solides prévisions sur les futurs dégazages arctiques et pan-arctiques de CO₂ et de CH₄ provenant du dégel du pergélisol, il faudra nécessairement une meilleure compréhension de la distribution future des zones humides et de l'hydrologie des pergélisols ainsi que des mécanismes qui régissent la méthanogenèse. Nous aurons donc besoin de proposer des modélisations physiques robustes des sols organiques tout en nous appuyant sur des expériences récentes d'incubation en laboratoire pour simuler correctement, dans nos modèles, les processus biogéochimiques responsables des émissions de gaz à effet de serre.

Chapitre 4 - Et après...

Mener une réflexion personnelle pour faire émerger des perspectives de recherche n'a pas été chose aisée. Ce ne sont pas tant les idées qui manquent mais plutôt la façon de les concrétiser. En effet, l'ultra libéralisme européen appliqué à la recherche et la chasse aux financements qui en découle fait aujourd'hui de la recherche en France une course au rendement et à l'efficacité, à la traite des postdoctorants et des thésards, à l'élitisme et à l'égoïsme, à l'obtention de multiples primes « d'excellences » et autres distinctions en chocolats. Heureusement pour nous, le CNRM via les moyens de Météo-France nous permet encore – mais jusqu'à quand ? – de passer outre et de pouvoir encore faire preuve de collectif plus que d'individualisme. Ceci étant dit, les perspectives de mon travail de recherche s'articulent autour de trois thèmes : (1) l'étude du lien physique entre l'hydrométéorologie continentale et le climat ; (2) la modélisation des régions boréales et l'étude du lien entre l'hydrologie et les émissions naturelles de gaz à effet de serre ; et (3) la modélisation des processus de surface dans les autres régions du monde. Ce travail s'inscrit dans l'effort collectif amorcé il y a déjà bien longtemps sous l'impulsion de Joël Noilhan pour essayer de toujours maintenir à l'état de l'art la modélisation des surfaces continentales au CNRM.

4.1 - Le lien entre l'hydrologie continentales et le climat

Quelles sont les limites actuelles de nos modèles de climat ? Comment les améliorer ? Au-delà de l'humidité du sol superficiel et de la neige, quel est l'impact des nappes d'eau souterraines, des zones inondées, voire du pergélisol sur le climat ? En retour, quelle est l'influence du climat sur l'évolution récente et future de ces stocks d'eau ? Quel est l'impact du régime des grands fleuves sur la variabilité océanique et donc sur celle du climat ? Enfin, y-a-t-il des sources de prévisibilité atmosphérique encore non exploitées liées aux processus continentaux ? Voilà les questions que je compte aborder dans le futur avec CNRM-CM6.

4.1.1 - *L'impact des processus de surface sur les biais systématiques*

La condition *sine qua non* pour mieux appréhender et modéliser le lien entre l'hydrologie continentale et le climat dans nos modèles consiste à comprendre comment la nouvelle physique de surface dans SURFEX impacte les biais systématiques simulés par CNRM-CM6. Pour ce faire il me faudra poursuivre le travail débuté en [section 2.3.2](#). Lors de l'évaluation de CNRM-CM6 ([Roehrig et al. 2020](#); [Voldoire et al. 2019](#)), nous avons noté des changements non négligeables sur les continents en termes de climatologie simulée des variables atmosphériques proche de la surface – température, précipitation, humidité – en comparaison de notre ancien modèle de climat CNRM-CM5. Tout d'abord, il faudra mieux quantifier l'impact de la nouvelle physique continentale sur tous ces changements par rapport à l'impact de la nouvelle physique atmosphérique, elle aussi ayant beaucoup évolué ces 10 dernières années. Ensuite, là où cet impact lié à la surface est significatif, il faudra isoler le ou les processus clés. Enfin, une fois ce ou ces processus isolés, il faudra comprendre pourquoi et comment ces processus impactent – ou génèrent – des biais systématiques dans nos modèles de climat. Ce travail n'avait été que très partiellement réalisé lors de la mise en place de CNRM-CM6 car il nécessite, avant tout, que les développements des composantes de ces modèles soient stabilisés, ce qui est le cas aujourd'hui. Les résultats préliminaires que j'ai montrés en [section 2.3.2](#) soulignent le caractère secondaire mais non négligeable de l'impact de toute la nouvelle

physique de surface (ECOCLIMAP-II + FLake + ISBA-CTRIP) sur les changements climatiques de température, de précipitation et d'humidité de l'air simulés par CNRM-CM6. Par exemple, la nouvelle physique continentale expliquerait un peu plus de 40% de la réduction du biais chaud estival dans l'hémisphère Nord. A nous maintenant d'en expliquer les raisons. En termes de biais de précipitation, l'impact de la nouvelle surface est plus négligeable mis à part sur les forêts tropicales où son effet apparaît positif et significatif mettant en lumière le besoin de mieux comprendre et de mieux simuler le comportement biophysique de ces forêts. Enfin, cette nouvelle surface contribue à limiter l'assèchement des basses couches atmosphériques rencontré dans CNRM-CM6 dans bien des régions du monde et ceci quelle que soit la saison. L'explication n'est pas triviale et mérite qu'on s'y intéresse tant ce biais systématique d'humidité de l'air déjà présent dans CNRM-CM5 semble persister dans CNRM-CM6.

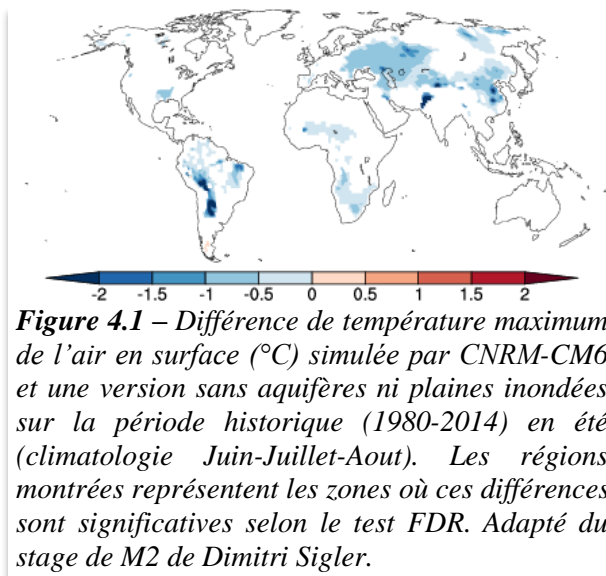
A l'heure où j'écris ces pages, je poursuis la réalisation des simulations types AMIP dédiées à cette question en cherchant à isoler les effets « physiographie de surface » dus au passage d'ECOCLIMAP-I à ECOCLIMAP-II (cf. [section 2.1.2](#)), c'est à dire dus aux changements de types d'occupation des sols sur l'ouest de l'Eurasie et d'albédo à l'échelle globale, des effets « physique et biophysique de surface » dus à la prise en compte des lacs et aux diverses changements d'ISBA-TRIP à ISBA-CTRIP (conductance stomatique fonction de la photosynthèse, neige et sol explicites, aquifère, inondations saisonnières, etc.). L'analyse de toutes ces simulations va prendre du temps. J'ai choisi en effet à chaque itération de réaliser des ensembles de simulations – 5 membres au minimum – sur la période historique de 1870 à 2014 pour isoler de manière significative les effets dus à la physique de surface du bruit – ou des incertitudes – générés par notre modèle atmosphérique. Tout ce travail va me permettre de mieux anticiper nos besoins en termes de modélisation de processus afin de faire encore progresser dans le futur la composante continentale et son interaction avec l'atmosphère dans nos modèles climatiques. Grâce à ce cadre expérimental, je vais en effet pouvoir proposer et évaluer avec plus de facilité de nouveaux processus dont l'impact n'a pas encore été étudié dans notre modèle. Par exemple, l'effet du schéma de végétation interactive utilisé dans CNRM-ESM2 n'a pas vraiment été regardé. En d'autres mots, son activation dans CNRM-CM6 va permettre d'évaluer son effet sur la climatologie simulée des variables atmosphériques proches de la surface. Il y a aussi la question du couplage des hétérogénéités de surface avec les basses couches atmosphériques. Grâce à son approche type « mosaïque », ISBA sait calculer une température et des flux d'énergie pour chaque type de surfaces présent dans la maille de notre modèle de climat, pourquoi alors l'atmosphère n'en verrait que la moyenne ? Je compte aborder cette question – en collaboration avec l'équipe [AMACS](#)¹ du groupe de modélisation climat du CNRM – en proposant un nouveau couplage entre ARPEGE et SURFEX où l'atmosphère ne verrait plus un seul bilan d'énergie moyen en surface mais cette moyenne serait plutôt effectuée dans la couche limite. Le calcul de la turbulence verrait alors les températures et les flux d'énergie de chaque type de surfaces au prorata de leurs fractions dans la maille. Enfin, les impacts potentiels de tous les nouveaux processus de surface dont je parlerai par la suite – dans les autres sections de ce chapitre – sur la climatologie simulée par CNRM-CM6 pourront être étudiés de manière systématique et avec plus de facilité grâce à ce protocole.

4.1.2 - L'impact des aquifères et des zones inondées sur le climat

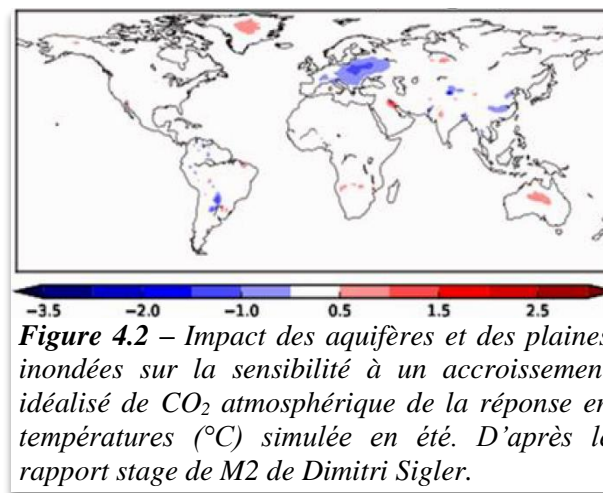
D'octobre 2014 à septembre 2019, j'ai participé avec Jeanne Colin au projet franco-taiwanais [I-GEM](#) financé par l'ANR. L'objectif principal de ce projet était d'explorer les impacts des aquifères sur le climat régional et mondial. Ce cadre nous a permis avec Jeanne de

¹ « Analyse et Modélisation de l'Atmosphère, du Climat et de sa Sensibilité »

mettre en place des protocoles expérimentaux pour évaluer l'impact de la modélisation des réservoirs hydrologiques très peu représentés dans les modèles de climat. En effet, comme je l'ai déjà évoqué, ISBA-CTRIP est aujourd'hui le seul système hydrologique à l'international à pouvoir simuler l'impact combiné des inondations saisonnières et des nappes phréatiques sur les bilans d'eau et d'énergie des surfaces continentales dans un modèle de climat. Nous avons donc commencé l'étude de ce sujet en encadrant en 2019 le stage de Master 2 de Dimitri Sigler¹ sur l'« [Impact des aquifères et des plaines inondées sur le changement climatique dans un modèle global de climat](#) ». Durant ce stage nous avons mis en évidence que l'effet combiné de ces deux réservoirs était loin d'être négligeable sur le climat présent simulé dans certaines régions du monde comme le montre la différence de température de l'air simulée par CNRM-CM6 et une version sans ces réservoirs (**Figure 4.1**). Cet effet est principalement significatif – utilisant le test statistique FDR (Wilks 2016) – dans les zones tropicales dont une bonne partie est inondée toute une période de l'année et dans l'ouest de l'Eurasie où se trouve un vaste bassin aquifère qui va favoriser l'humidification des sols superficiels, puis l'humidification des basses couches atmosphériques via l'augmentation de l'évapotranspiration entraînant la diminution des températures de l'air. Ce résultat préliminaire reste maintenant à approfondir et à confirmer grâce aux ensembles de simulations que je suis en train de réaliser (cf. [section 4.1.1](#)).



L'impact sur le climat présent c'est bien mais qu'en est-il du réchauffement climatique ? Toujours durant le stage de Dimitri, nous avons réalisé des expériences idéalisées avec nos deux versions de CNRM-CM6 décrites plus avant, c'est-à-dire avec et sans les aquifères et les zones inondées. Le premier jeu de simulations reflète un climat préindustriel (~1850) où les émissions de gaz à effet de serre d'origine anthropique sont négligeables. Le deuxième jeu simule un climat plus « chaud » dans un monde qui aurait vu un quadruplement de la concentration en CO₂ atmosphérique par rapport au niveau industriel. Ce quadruplement n'est pas si irréaliste puisqu'il mène à une concentration en CO₂ dans l'atmosphère proche de ce qui pourrait se produire au-delà de 2100 dans le plus pessimiste – et non le moins probable – des scénarios du GIEC. Lorsque l'on compare la différence entre des simulations 4xCO₂ et préindustrielles avec ces réservoirs à la différence entre des simulations 4xCO₂ et préindustrielles sans ces réservoirs nous n'observons pas d'impact important sur l'évolution de la température moyenne globale. Néanmoins à l'échelle régionale, ces réservoirs pourraient limiter l'augmentation des températures estivales sur une bonne partie de l'ouest de l'Eurasie (**Figure 4.2**). Jeanne Colin est en train d'approfondir la



¹ Aujourd'hui ingénieur de la météorologie à la Direction Ouest de Météo-France à Mérignac.

question en décortiquant les mécanismes hydrométéorologiques à l'œuvre sur cette région. Elle est aussi en voie de montrer que la prise en compte de ces réservoirs dans notre modèle de climat jouerait sur l'étendue, l'intensité et la durée des vagues de chaleur dans ces régions. Tout ceci doit encore être mesuré et confirmé dans des simulations type CMIP, c'est-à-dire en utilisant des scénarios d'émissions de gaz à effet de serre réalistes en lien avec les travaux du GIEC. Il y a fort à parier que cette question nous occupe encore longtemps. A cela je rajouterais l'impact physique – et non biogéochimique – du pergélisol sur le climat, sujet qui n'est que très peu étudié. En d'autres termes, est-ce que l'immense réservoir d'eau gelée que représente le pergélisol aura un impact non négligeable sur le climat futur simulé par un modèle de climat ?

Quoi qu'il en soit, pour aborder ces questions, nous avons utilisé une version plus récente d'ISBA-CTRIP dans CNRM-CM6. Tout d'abord, nous nous sommes servis du schéma de végétation interactive – comme dans CNRM-ESM2 – qui permet de simuler un LAI à l'équilibre entre les conditions physicochimiques de l'atmosphère et l'état hydrique du sol. Ceci permet de représenter les effets antagonistes anti-transpirant et fertilisant qui peuvent avoir un effet non négligeable sur l'évapotranspiration et l'humidité de l'air en climat futur (*Douville et al.* 2020). Ensuite nous avons utilisé un nouveau couplage entre les nappes aquifères et le sol superficiel non-saturé qui – via une modification de l'équation de Richards ([Equation 5](#) dans *Decharme et al.* (2019)) – permet à la nappe de « pénétrer » dans le sol d'ISBA. L'hypothèse ici est que lorsque la nappe dépasse la base d'une couche de sol, un potentiel hydrique « à l'équilibre » avec la nappe est calculé en fonction du potentiel hydrique de la couche considérée ramené linéairement vers le potentiel hydrique à saturation en fonction de la distance de la nappe au toit de la couche considérée. En d'autres termes, si la nappe est sous la couche considérée, le potentiel hydrique « à l'équilibre » de cette couche est égal à son potentiel hydrique pronostique alors que si la nappe atteint le toit de cette couche son potentiel hydrique « à l'équilibre » va être égal au potentiel hydrique à saturation. Une fois ce profil de potentiel hydrique « à l'équilibre » diagnostiqué sur toute la colonne de sol, l'équation de Richards est résolue en utilisant le gradient entre le potentiel de la couche considérée et le potentiel hydrique « à l'équilibre » de la couche en dessous. Bien évidemment, ce calcul est pondéré par la fraction où les remontées capillaires sont autorisées au sein de la maille. Cette approche devrait faire l'objet de travaux plus spécifiques dans les mois à venir. Enfin, pour aller encore de l'avant, il me faudra reprendre la paramétrisation sous-maille qui permet de déterminer la superficie des plaines d'inondations en fonction de la masse d'eau inondée et de la topographie.

4.1.3 - L'impact des processus de surface sur la variabilité climatique

Avec Aurore Voltaire, chercheuse dans l'équipe qui étudie l'interaction entre l'océan et l'atmosphère au sein du groupe de climat du CNRM, nous envisageons à plus ou moins long terme de nous pencher sur la question de l'impact du débit des grands fleuves du monde sur la variabilité océanique et donc climatique. En effet, comme je l'ai déjà écrit, le débit global des fleuves vers l'océan représente environ 36 000 km³ d'eau douce chaque année (*Dai et al.* 2009; *Milliman & Farnsworth* 2011) ce qui représente environ 10% du total qui tombe sous forme de précipitations sur les océans (*Trenberth et al.* 2007) affectant ainsi la salinité et la température de surface de la mer à l'embouchure des plus grands fleuves (*Durand et al.* 2011). Le débit de l'Amazonie aurait par exemple un impact non négligeable sur la température de l'Atlantique tropical et par ce biais sur l'[AMOC](#)¹, la circulation atmosphérique méridienne et les vents extratropicaux allant jusqu'à impacter la [NAO](#)² soulignant au passage l'intérêt d'étudier les grandes sécheresses en Amazonie (*Jahfer et al.* 2017). Certaines études suggèrent même que cet impact sur la salinité et la température de la mer serait global, affectant ainsi la circulation

¹ « Atlantic Meridional Overturning Circulation »

² « North Atlantic Oscillation »

océanique à grande échelle. De plus, dans le cas où les eaux continentales seraient massivement détournées dans le futur à des fins sociétales, cela pourrait avoir des répercussions significatives sur le climat de la planète (Huang & Mehta 2010; Vinayachandran et al. 2015). Nous avons déjà déterminé que dans notre modèle cet effet pouvait être important (**Figure 4.3**). En effet, en améliorant la façon dont la masse d'eau fluviale simulée par ISBA-CTRIP est couplée et utilisée par le modèle d'océan, nous avons obtenu dans CNRM-CM6 une diminution de l'intensité de l'AMOC simulée à 26° Nord se rapprochant en fin de simulation des limites basses des estimations comprises entre 13 et 24 Sv¹. Il nous reste maintenant à comprendre pourquoi et surtout quels rôles jouent les débits des grands fleuves dans la variabilité naturelle du climat.

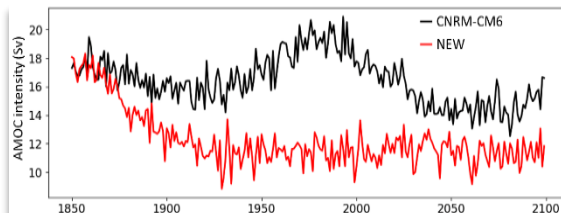


Figure 4.3 – Intensité de l'AMOC simulée par CNRM-CM6 dans deux simulations de type préindustriel – donc sans prise en compte du changement climatique – avant (noir) et après (rouge) l'amélioration de la prise en compte du débit des fleuves dans le modèle océanique.

Outre l'aspect fondamental que revêt l'étude de l'impact des processus de surface sur la variabilité climatique, des applications plus « terre à terre » comme la prévision saisonnière peuvent aussi nous apporter de la compréhension. Cette dernière est une activité opérationnelle de Météo-France, elle est développée et produite dans le groupe de modélisation du climat du CNRM et repose sur le modèle CNRM-CM6. Avec [Constantin Ardilouze](#) de l'équipe prévision saisonnière, je compte m'investir un peu plus sur l'influence des processus de surface sur la prévisibilité sub-saisonnière à saisonnière du climat. En effet, cette prévision sub-saisonnière à saisonnière – en particulier la prévision d'événements climatiques extrêmes tels que les sécheresses et les inondations – pose un défi scientifique en raison des impacts sociétaux et économiques associés. Il est donc important de comprendre les sources de cette prévisibilité et de développer des capacités d'en tirer des prévisions plus fiables. La première source de prévisibilité est liée à la variabilité océanique mais elle n'explique pas tout. Une autre source potentielle de variabilité est liée aux processus continentaux et en premiers lieu la neige et l'humidité du sol. Constantin vient d'ailleurs de finir une thèse sur l'« [Impact de l'humidité du sol sur la prévisibilité du climat estival aux moyennes latitudes](#) », thèse à laquelle j'ai un peu contribué ce qui m'a valu d'être invité dans son jury de soutenance.

Le rôle de la température du sol ou plutôt son enthalpie n'a lui jamais été vraiment étudié. C'est ce que propose de faire Constantin et Aaron Boone dans le projet [LEFE](#)² ICHEPS³ et je vais donc collaborer avec eux sur ce sujet. Nous porterons une attention particulière aux propriétés physiques du sol en jouant, dans le modèle, sur les profils des paramètres hydrodynamiques et surtout thermiques via l'utilisation de bases de données de texture et de contenu en carbone organique des sols. Ceci nous permettra aussi d'étudier la source de prévisibilité potentielle que pourrait représenter les sols boréaux si riches en matière organique. Au-delà de ce projet, le rôle potentiel de la végétation sur la prévisibilité sub-saisonnière à saisonnière fait aussi partie des pistes d'études. Il est au cœur du travail de Constantin portant sur l'amélioration des systèmes de prévision saisonnière. Dans ce cadre, nous réaliserons des tests de sensibilité avec CNRM-CM6 en utilisant diverses estimations satellitaires de LAI et de sa variabilité. Une deuxième étape consistera à analyser directement dans le système de prévision saisonnière les sources de prévisibilité potentielle liées à la paramétrisation de la végétation « interactive » ou au changement d'utilisation des sols, processus plus généralement pris en compte dans notre modèle du « système Terre » CNRM-ESM2.

¹ 1 Sverdrup = $1.10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

² « Les Enveloppes Fluides et l'Environnement »

³ « Impact du contenu en CHaleur du sol et de l'Enthalpie sur la Prévisibilité Sub-saisonnière »

4.1.4 - L'impact du climat sur l'évolution des ressources en eau

Comme je l'ai esquissé en [section 4.1.2](#), l'existence de rétroactions potentielles entre les eaux souterraines, les zones inondées et le climat souligne la nécessité de représenter ces réservoirs hydrologiques dans les modèles climatiques globaux. Or une fois ces réservoirs représentés, ces modèles pourraient aussi être utilisés pour mieux comprendre l'évolution en climat futur des ressources en eau telles les profondeurs de nappes phréatiques et les étendues des zones humides. Comme je l'ai fait remarquer plus avant ([section 2.3.3](#)), CNRM-CM6 présente une aptitude remarquable à bien simuler l'enneigement de l'hémisphère nord, le débit des fleuves des latitudes moyennes et élevées ou les variations globales du stock d'eau continental avec un comportement proche de ce que pouvait modéliser ISBA-CTRIP en mode « forcé » dans *Decharme et al.* (2019). Ceci souligne les progrès effectués par CNRM-CM6 pour simuler le cycle continental de l'eau comparé à notre ancien modèle de climat. Avec Jeanne Colin, nous comptons donc étudier l'évolution en changement climatique des réservoirs d'eau continentaux dans les modèles de climat globaux – et en particulier le nôtre – en focalisant sur la ressource en eau et l'étendue des zones humides.

Jusqu'à présent, les travaux s'intéressant à ces questions ont utilisé des modèles d'impact hydrologiques, à l'échelle d'une région ou du globe mais jamais couplés à l'atmosphère et l'océan (*Döll et al.* 2016). Ce faisant, les rétroactions de l'hydrologie continentale sur l'atmosphère et l'océan ne sont pas prises en compte comme c'est le cas dans un modèle global de climat. Il nous semble que cette limitation peut conduire à des erreurs plus ou moins grandes – selon l'importance de ces rétroactions – dans l'analyse de l'évolution des réservoirs d'eau continentaux en changement climatique. La nécessité d'utiliser des modèles climatiques globaux commence donc à se faire sentir. L'objectif de ce travail sera donc de proposer une analyse globale de l'évolution des réservoirs d'eau continentaux en changement climatique, en se concentrant plus spécifiquement sur les changements relatifs aux zones humides et à la ressource en eau, incluant le régime hydrologique des grands fleuves du monde. Nous nous baserons pour cela sur des analyses multi-modèles, c'est-à-dire combinant les simulations climatiques des XX^e et XXI^e siècles réalisées par la plupart des modèles de climat ayant participé à CMIP6. Nous procéderons ensuite à une évaluation plus fine des processus en jeu avec notre propre modèle de climat.

Néanmoins, comme je le faisais remarquer au début de la [section 2.1.3](#), l'absence de représentation des processus anthropiques comme l'irrigation ou les barrages est une limitation forte d'ISBA-CTRIP. A titre d'exemple, dans certaines zones du globe, on estime que l'irrigation est déjà responsable de 50 % de la diminution des réserves d'eau souterraine observée depuis 1900 (*Scanlon et al.* 2012). Une partie de ce travail sera donc vouée à introduire simplement l'irrigation dans CNRM-CM6. La distribution mondiale des parcelles irriguées nous sera donnée par le travail récemment réalisé dans ECOCLIMAP par [Arsène Druel](#) et [Clément Albergel](#) du groupe de modélisation à méso-échelle du CNRM. Pour paramétrer l'irrigation par ruissellement, aspersion et égouttement, on pourra se baser sur l'analyse de l'évolution du déficit de la réserve utile¹ du sol en s'inspirant de *Braud et al.* (2013). Pour l'irrigation du riz en Asie, nous considérerons des parcelles inondées en permanence. Comme la modélisation climatique globale requiert que le cycle continental de l'eau soit fermé, l'eau irriguée dans ISBA devra être puisée dans les réservoirs simulés par CTRIP et en particulier dans les aquifères, les rivières et des retenues collinaires. Ces dernières pourront être paramétrées en s'inspirant de nombreuses approches qui existent à l'échelle régionale (*Habets et al.* 2014, 2018). Il nous sera ensuite possible d'étudier l'impact de l'irrigation sur la ressource en eau, le débit des grands fleuves du monde, et les possibles rétroactions climatiques associées.

¹ La différence entre l'humidité à la capacité au champ du sol et l'humidité au point de flétrissement des plantes

4.2 - La modélisation des processus dans les régions boréales

Le lien entre le climat, l'hydrologie et les émissions naturelles de gaz à effet de serre dans les régions boréales devrait devenir une thématique essentielle pour moi dans les années à venir. Il y a bien évidemment la question du changement climatique et de son impact sur l'évolution des écosystèmes de ces régions et *vice versa*. Mais ce qui m'intéresse le plus réside aussi dans le fait que ces régions représentent un cadre idéal pour améliorer la modélisation des surfaces continentales dans nos modèles de climat. En effet, de nombreux processus hydrologiques, thermiques et biogéochimiques complexes sont à l'œuvre là-bas et en constante interaction les uns avec les autres. Modéliser tout ceci représente un véritable challenge parmi les plus intéressants à relever actuellement.

4.2.1 - *Le continuum végétation-neige-sol*

Une des principales limitations de notre modélisation des surfaces continentales à l'échelle globale s'observe dans la mauvaise simulation du pic annuel de crue des fleuves arctiques due à la fonte trop précoce du manteau neigeux au niveau de la taïga. Ceci est lié au fait que l'interaction physique entre la forêt et la neige est négligée dans ISBA (*Decharme et al. 2019*). De plus, dans la toundra, négliger les interactions entre les petits arbustes et le manteau neigeux mènerait en hiver à sous-estimer l'isolation thermique de la neige et à surestimer le refroidissement du sol. Inversement à l'automne, des épisodes de fonte plus fréquents et plus intenses là où les branches dépassent du manteau neigeux favoriseraient la formation de croûtes de regel et des conductivités thermiques élevées à la base du manteau neigeux accélérant le refroidissement du sol (*Barrere et al. 2018*). Je compte représenter ces processus d'interaction neige-végétation dans notre modèle de climat dans les années à venir. Je m'appuierai en particulier sur le nouveau schéma *MEB*¹ (**Figure 4.4**) développé dans ISBA par Aaron Boone où trois bilans d'énergie en interaction sont calculés pour le sol, la végétation, et la neige (*Boone et al 2017*). Les premiers tests effectués localement sur le site instrumenté de *BERMS*² au Canada et régionalement sur l'Eurasie montrent une amélioration de la fonte printanière du manteau neigeux en présence de forêt. L'effet sur le débit des fleuves n'a lui pas encore été analysé et c'est la première action que je compte mener dans les prochains mois en collaboration avec Aaron Boone. J'entreprendrai ensuite un travail plus spécifique sur l'aptitude de *MEB* à simuler les interactions entre les petits arbustes et la neige dans la toundra grâce en particulier à mes collaborations avec Florent Dominé et à la base de données importante qu'il possède sur le sujet. Enfin, avec Aaron Boone et Christine Delire, je compte aussi m'investir sur la mise en place de *MEB* à l'échelle globale et son couplage avec le cycle du carbone dans la végétation.

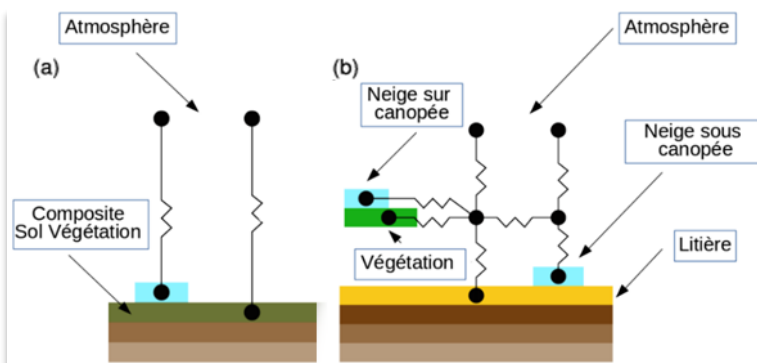


Figure 4.4 – (a) Schéma de la version d'ISBA aujourd'hui où deux bilans d'énergie séparés sont calculés pour la neige et le composite sol-végétation ; (b) Le nouveau schéma MEB qui calcule trois bilans d'énergie en interaction pour la neige, la végétation et le sol, et qui comprend une couche explicite de litière. D'après Boone et al. (2017)

¹ « Multiple Energy Balance »

² « Boreal Ecosystem Research and Monitoring Sites »

Mais revenons dans la toundra. Les sols y sont recouverts d'un épais tapis de mousses et de lichens qui a pour vocation d'isoler ce dernier de l'atmosphère mais aussi de moduler la partition des flux d'énergie sensible et latent en surface en comparaison d'un sol recouvert par un seul type de végétation – forêt ou herbacé arctique – comme dans ISBA aujourd'hui. Un nombre important d'études semblent pourtant indiquer que l'impact de ces processus à l'échelle de toutes les régions boréales serait non négligeable (*Beringer et al.* 2001; *Chadburn et al.* 2015, 2017; *Druel et al.* 2019; *Ekici et al.* 2014; *O'Donnell et al.* 2009; *Porada et al.* 2016). Or *MEB* permet aussi de représenter de manière explicite la couche de litière souvent épaisse et isolante qui recouvre le sol des forêts (**Figure 4.4**). A l'époque, j'avais d'ailleurs contribué à développer la physique de cette couche de litière lors de la thèse d'[Adrien Napoly](#) dirigée par Aaron Boone de 2013 à 2016 (*Napoly et al.* 2017). Les propriétés thermiques et hydrauliques de ces mousses et des lichens étant bien connues, il me sera alors possible de les prendre en compte en m'appuyant sur cette représentation de la litière dans *MEB* et en l'adaptant à la toundra. A plus long terme, il faudra prendre en compte ces types de plantes dans le schéma qui modélise le cycle continental du carbone dans ISBA.

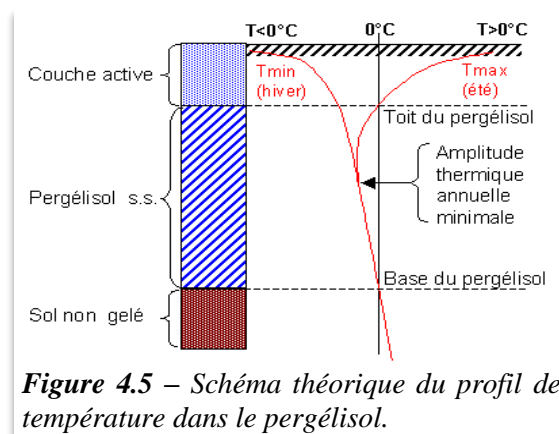
Focalisons nous maintenant sur la modélisation de la neige. Dans les mois qui viennent, je vais porter une réflexion avec mes collègues du CEN et du groupe de modélisation à méso-échelle du CNRM sur la faisabilité d'utiliser le schéma détaillé *Crocus* en lieu et place du schéma *ES* dans nos applications hydrométéorologiques et climatiques de l'échelle régionale à l'échelle globale. Cette réflexion est motivée par : (1) la capacité de ce schéma à reproduire l'enneigement et sa variabilité dans les rejeux du manteau neigeux de l'hémisphère nord que nous produisons chaque année (cf. [section 3.1.1](#)) ; (2) les travaux en cours au CEN sur la prise en compte de l'interaction entre la neige et la végétation ; et (3) l'augmentation des moyens de calcul, limitation non négligeable en modélisation climatique.

Quelle que soit l'issue de cette réflexion, le schéma retenu devra être adapté à la neige dite "arctique". Comme discuté en [section 3.1.4](#), *ES* et *Crocus* présentent l'inconvénient de ne simuler que la neige dite "alpine". La neige alpine va se compacter tout au long de la saison hivernale jusqu'à sa fonte au printemps. Comme la conductivité thermique est directement proportionnelle à la densité de la neige, la neige alpine isolera donc assez faiblement le sol durant cette période. La neige arctique se comporte très différemment. Alors que la densification de la partie haute du manteau neigeux va être assez comparable à de la neige alpine, la densité de la neige à la base du manteau neigeux va rester très faible durant la saison hivernale. Ce processus est lié aux forts gradients thermiques à l'intérieur du manteau neigeux – très froid en haut et plus chaud à la base – pouvant entraîner des transferts de matières ascendants importants sous forme de vapeur d'eau entre leur base et les horizons plus en surface (*Domine et al.* 2018, 2019). Comme la densité du manteau neigeux arctique est faible, son pouvoir isolant est très fort en comparaison à de la neige alpine. Aujourd'hui, aucun schéma de neige utilisé dans les modèles climatiques n'est en mesure de simuler les caractéristiques de cette neige. Ce fait est lié à l'absence de représentation des flux de vapeur d'eau dans le manteau neigeux (*Domine et al.* 2018, 2019). On peut donc penser qu'en général les modèles de surface vont simuler des températures de sol trop froides en hiver et donc potentiellement sous-estimer dégel futur du pergélisol dans les scénarios utilisés par le GIEC. Afin de vérifier ou d'infirmer cette hypothèse, j'entreprendrai de paramétrer explicitement dans *ES* ou *Crocus* ces transferts par diffusion de vapeur d'eau à travers ce matériau poreux qu'est la neige en m'appuyant sur : (1) l'étude pionnière de *Sturm & Benson* (1997) ; (2) les observations de Florent Dominé ; et (3) le savoir-faire que nous avons acquis sur la paramétrisation de ce genre de processus en simulant la diffusion des gaz dans le sol lors de la thèse de Xavier Morel (cf. [section 3.2.3](#)). Enfin, dans le cas d'*ES* – et peut être de *Crocus* – il faudra aussi travailler sur l'albédo de la neige afin de comprendre puis de réduire la surestimation de ce dernier observée durant l'hiver au col de Porte (**Figure 3.4**) et sur l'ensemble des régions boréales (**Figure 3.7**).

4.2.2 - Les processus dans le pergélisol

Les simulations globales ISBA-CTRIP en mode forcé par des observations météorologiques (Decharme et al. 2019) montrent une sous-estimation généralisée des débits simulés sur les grands fleuves des hautes latitudes de l'hémisphère nord. Cette sous-estimation est concomitante avec des sols trop humides dans les régions de pergélisol. D'après mon analyse, ceci serait liée à la sous-estimation des écoulements latéraux de subsurface dans la zone active du pergélisol qui nourrissent les rivières et les dépressions thermokarstiques. En effet, le gel en profondeur agit comme une barrière à l'écoulement vertical gravitaire de l'eau dans le sol. Ce processus tend à former des « nappes perchées » proches de la surface qui alimentent les rivières lorsque la pente est suffisante (Koch et al. 2013; Walvoord & Kurylyk 2016; Woo 1986). Sinon, l'eau s'accumule dans les lacs thermokarstiques au niveau de dépressions topographiques créées par la fonte de la glace du sol. Une approche envisagée serait d'utiliser l'information topographique et la simulation de la profondeur de la couche active dans la maille d'ISBA pour paramétrer ces écoulements latéraux. Ce processus de ruissellement rapide enfin modélisé va me permettre de revisiter la question des tendances à la hausse des débits des fleuves arctiques (cf. **Figure 1.14**) laissée en suspens depuis l'étude que nous avons réalisée il y a presque dix ans avec Ramdane Alkama (Alkama et al. 2011). Cette paramétrisation devrait aussi rendre plus réaliste la modélisation du bilan d'eau dans les régions de pergélisols, condition *sine qua non* à la bonne simulation des processus biogéochimiques responsables des émissions naturelles de gaz à effet de serres dans ce milieu.

D'un point de vue thermique, ISBA_{DF} ne prend pas en compte le flux géothermique provenant des entrailles de la Terre comme condition limite inférieure. Or celui-ci va déterminer en partie la profondeur de la base du pergélisol, c'est-à-dire la profondeur où le profil de température redevient positif (**Figure 4.5**). La résolution de la loi de Fourier dans ISBA_{DF} permet de prendre en compte ce flux sans trop de difficulté d'autant plus que des estimations assez précises existent aujourd'hui sur l'ensemble du globe à la résolution de 0.5° (Lucazeau 2019).



J'espère aussi collaborer avec [Franck Garestier](#), maître de conférences à l'Université de Caen-Normandie, et [Alexei Kouraev](#), maître de conférences à l'Université de Toulouse III, qui tentent d'utiliser des techniques de télédétection active – radar et altimétrie – pour estimer les paramètres physiques des surfaces périglaciaires – épaisseur de la couche active, humidité de surface, etc. – dont la distribution est jusqu'alors très mal connue. Jusqu'à présent, l'estimation des paramètres physiques du sol en milieu périglaciaire n'est disponible que ponctuellement *in situ* sur des sites instrumentés. Néanmoins, ces mesures ne sont pas forcément représentatives de l'ensemble du pergélisol qui représente ~25 % des surfaces continentales de l'hémisphère Nord car elles vont peiner à représenter l'hétérogénéité spatiale de ce type de milieu. Les techniques de télédétection actives qu'ils utilisent, assurant une grande indépendance aux conditions atmosphériques et couvrant de vastes étendues de manière homogène, permettraient d'outrepasser ces limitations et de cartographier dans les prochaines années les cycles de gel/dégel, la profondeur de la couche active, et peut-être les écoulements latéraux de subsurface. Ceci représenterait une opportunité unique d'évaluer et de faire progresser la modélisation « physique » du pergélisol que nous avons mis en place ces dernières années au CNRM.

4.2.3 - Le lien entre l'hydrologie et la biogéochimie du sol

En ce qui concerne la biogéochimie des sols arctiques, les résultats de la thèse de Xavier Morel discutés en [section 3.2.4](#) tendraient à montrer que l'incertitude principale qui pèse sur son schéma biogéochimique réside sur sa capacité à tendre vers un équilibre réaliste entre la simulation des profils de carbone dans le sol et les flux de gaz à effet de serre en surface. Hydrologie mise à part, cette incertitude est autant liée aux paramétrisations de production des gaz qu'à la dynamique verticale du carbone du sol, et en tête de gondole l'advection sensée mimer avec un succès très relatif les processus de compaction et de transport du carbone dans l'eau. Néanmoins, nous avons aussi vu que l'on pourrait modéliser des profils de carbone et des flux de gaz à effet de serre raisonnables dans les tourbières arctiques en calibrant conjointement les processus régissant la décomposition et la dynamique verticale du carbone du sol. D'un autre côté ceci met aussi en lumière le fait que la structure même des modélisations type *CENTURY* ne sont peut-être pas adaptées aux tourbières actives comme celle de Nuuk. Des schémas géochimiques plus récents et dédiés à ces écosystèmes ne considèrent que deux types de carbone dans l'acrotelme¹ et le catotelme² de la tourbière (*Kleinen et al.* 2012; *Qiu et al.* 2018) pour s'affranchir de la modélisation explicite de l'O₂ dans le sol. Néanmoins, ces approches trop simples me semblent difficilement généralisables à tous les types de sols et de tourbières – il existe aussi de nombreuses tourbières au comportement très différent dans les régions tempérées humides et tropicales – alors que c'est l'objectif que nous nous fixons avec Christine Delire pour la décennie à venir.

Afin de continuer à travailler sur ces processus attenants aux tourbières actives et d'améliorer le schéma biogéochimique de *Morel et al.* (2019), nous essayons de mettre en place une collaboration avec des chercheurs du laboratoire [ECOLAB](#). Une première collaboration devrait porter sur l'étude de l'évolution des stocks de carbone et des taux d'accumulation de ce carbone dans des tourbières arctiques et subarctiques depuis leurs créations et jusqu'à aujourd'hui. Les données récoltées par ECOLAB sur deux sites en Sibérie et deux sites au Canada nous permettront d'améliorer et calibrer notre schéma. Ensuite nous pourrons l'utiliser pour tester la sensibilité des taux d'accumulation de carbone au moment de la genèse de ces tourbières et du pergélisol (~200-300 ans pour les sites canadiens et ~2000 ans pour les sites sibériens). Une deuxième collaboration est en train de se mettre en place pour étudier l'accumulation de carbone dans des tourbières actives pyrénéennes dans un contexte de changement climatique global en combinant modélisation et observations. En d'autres termes, nous souhaitons confronter notre schéma biogéochimique aux sites instrumentés pyrénéens gérés par ECOLAB. Ceci nous permettra de commencer à élargir nos horizons de modélisation vers des tourbières des régions tempérées humides tout en nous reposant sur des sites instrumentés plus proches de chez nous. Une fois cette collaboration avec ECOLAB pérennisée autour du fonctionnement des tourbières arctiques et pyrénéennes, nous comptons aussi travailler avec eux sur le fonctionnement des tourbières tropicales.

Tout ceci va nous permettre d'accomplir un véritable travail de fond sur cette modélisation et plus particulièrement pour moi sur les aspects physiques. La paramétrisation de « l'enfouissement » du carbone via l'équation d'advection sera revue car trop imprécise. Ce transport pourrait prendre en compte la densité du carbone dans une couche de sol, densité qui évoluerait en fonction du poids de la colonne de sol qui la surplombe à l'image de la compaction de la neige ([Equation 13](#) dans *Decharme et al.* (2016)). Pour les sols non tourbeux, il nous faudra aussi inclure la bioturbation qui permet de mélanger les couches superficielles du sol sous l'effet du déplacement des espèces vivantes. Ce mélange est généralement représenté via une équation

¹ Partie supérieure aérée de la tourbière où les processus de décomposition du carbone sont rapides

² Partie inférieure de la tourbière saturée en eau où les processus de décomposition du carbone sont lents

de diffusion dont la constante de diffusivité peut varier de 2 ordres de grandeur – ~ 0.3 à $30 \text{ cm}^2 \cdot \text{an}^{-1}$ – selon les estimations (Guenet *et al.* 2013; Koven *et al.* 2013). A plus long terme nous pourrons aussi remplacer notre paramétrisation très empirique du carbone dissous dans l'eau (cf. [section 3.2.1](#)) par une représentation explicite, modélisant les processus de sorption et de désorption (Neff & Asner 2001) et utilisant une équation différentielle de bilan masse comme pour le transport d'élément dans le sol (Braud *et al.* 2005b; Yurova *et al.* 2008). Nous envisageons aussi de rajouter la modélisation dans le sol du diazote (N_2), ce qui permettrait de proposer un algorithme d'ébullition plus satisfaisant à l'image du schéma de Tang *et al.* (2010) qui calcule la pression totale des gaz dans l'eau du sol – c'est-à-dire la somme des pressions partielles d' O_2 , CO_2 , CH_4 et N_2 – et déclenche une ébullition lorsque cette pression est supérieure à la somme de la pression atmosphérique et hydrostatique. Ce faisant, l'ébullition est un processus commun à tous les gaz et, comme dans la nature, une bulle les transporte tous à la fois.

Enfin, le schéma de Morel *et al.* (2019) devra être régionalisé sur l'ensemble des régions boréales puis généralisé à l'échelle globale. Pour franchir cette étape, nous pourrons confronter notre schéma aux quelques 200 tours de flux qui mesurent le CH_4 de par le monde via le réseau [FLUXNET-CH₄](#) (Knox *et al.* 2019). A l'échelle des régions boréales, là où des tourbières actives sont présentes, l'hydrologie – surtout l'humidité du sol – devra être simulée de manière réaliste. Pour ce faire il faudra représenter les zones humides autres que les plaines d'inondations saisonnières via des paramétrisations sous-mailles dédiées. Nous envisageons d'utiliser une paramétrisation qui repose sur l'approche type TOPMODEL que j'avais proposée il y a déjà longtemps (Decharme *et al.* 2006) et qui permet à Bruno Ringeval durant sa thèse de modéliser les zones humides à l'échelle globale avec le modèle ORCHIDEE (Ringeval *et al.* 2012). Cette approche génère des fonctions de distribution d'humidité dans la maille que nous envisageons ensuite de relier aux termes de production et de transport des gaz dans le sol.

Une fois ce schéma régionalisé, ISBA-CTRIP sera forcé par des réanalyses météorologiques type ERA-Intérim sur la période récente et évalué grâce à des estimations de stock de carbone provenant des bases de données globales HWSD, [SOILGRID](#) ou [GSDE](#)¹, ainsi que des estimations *in situ* type [FLUXNET](#) ou spécialisées de flux naturels de CO_2 (Natali *et al.* 2019) et de CH_4 . Pour ce dernier gaz, il existe par exemple les produits issus du projet américain « [Global Greenhouse Gas Reference Network](#) » de la NOAA (**Figure 4.6**). Nous pourrons *in fine* mener des études robustes d'impact du changement climatique sur ces liens forts unissant l'hydrologie et les émissions naturelles de gaz à effet de serre dans les régions boréales et, à terme, à l'échelle globale.

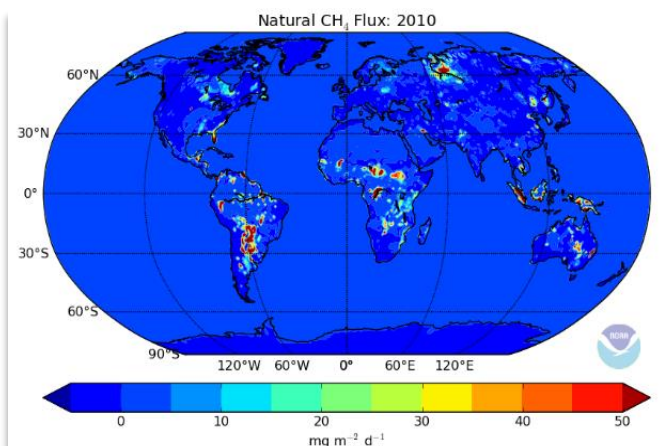


Figure 4.6 – Flux naturels de CH_4 annuel estimés en 2010 à la résolution de 1° . D'après le [CarbonTracker-CH₄](#) de la NOAA.

¹ « Global Soil Dataset for Earth System Modeling »

4.3 - La modélisation des processus à l'échelle globale

La modélisation des processus de surface à l'échelle globale est le socle de mes activités de recherche depuis ma thèse. Ceci implique qu'il serait dommage de ne pas essayer de gommer les défauts non négligeables que montrent le système ISBA-CTrip ailleurs que dans les régions boréales. Ceci concerne l'incertitude qui pèse sur la dynamique simulée de l'eau dans le sol, la représentation du comportement biophysique des forêts tropicales et la modélisation hydrométéorologique sur certains bassins des régions tropicales et de moussons. Enfin, produire des simulations hydrologiques globales de qualité pour permettre à la communauté scientifique de mener à bien des recherches scientifiques ou sociétales que nous ne pouvons pas aborder au CNRM est aussi une source de motivation pour le futur.

4.3.1 - La dynamique de l'eau du sol

L'intercomparaison menée sur le site instrumenté de SMOSREX avec $ISBA_{DF}$ (cf. [section 2.2.1](#)) avait souligné la forte sensibilité de la simulation de la dynamique de l'eau du sol – et plus encore du drainage à sa base – au choix des équations de fermetures décrivant les courbes de rétention d'eau et de conductivité hydraulique du sol (*Decharme et al.* 2011). Un constat similaire avait été fait auparavant dans le modèle de surface [H-TESSSEL](#)¹ du CEPMMT (*Balsamo et al.* 2009). J'avais donc poursuivi l'intercomparaison de ces équations de fermetures – *Brooks & Corey* (1966) ou *van Genuchten* (1980) – lors de la régionalisation d' $ISBA_{DF}$ sur la France en utilisant la chaîne hydrométéorologique SIM. J'avais alors noté des différences importantes dans la simulation des débits des rivières avec des scores significativement en faveur de *Brooks & Corey* (1966). De plus, les équations de fermetures de *van Genuchten* (1980) posaient des problèmes de stabilité numérique que j'attribuerais aujourd'hui avec du recul à la forme très non-linéaire de l'équation reliant la conductivité hydraulique au potentiel hydrique du sol héritée de l'équation de *Mualem* (1976). Cette dernière était en plus difficile à linéariser via le développement en série de Taylor d'ordre 1 utilisée dans notre algorithme permettant la résolution numérique de l'équation de Richards.

Au vu de ces résultats et de cette complexité plus importante engendrée par l'utilisation des équations de fermeture de *van Genuchten* (1980), j'avais alors choisi de manière pragmatique de ne pas pousser plus loin ce travail préliminaire et de ne conserver seulement que les équations de fermetures de *Brooks & Corey* (1966) dans $ISBA_{DF}$. A l'époque, une autre solution aurait pu être envisagée à l'image de l'approche astucieuse du modèle SiSPAT² (*Braud et al.* 1995) qui combine la courbe de rétention en eau de *van Genuchten* (1980) avec la courbe de conductivité hydraulique du sol de *Brooks & Corey* (1966). $ISBA_{DF}$ étant plus mature aujourd'hui et utilisé dans bon nombre d'applications, je souhaite revisiter cette question portant sur l'impact des équations de fermeture des courbes de rétention en eau et de conductivité hydraulique du sol sur la simulation des débits à l'échelle régionale sur la France puis à l'échelle globale. J'envisage d'aller jusqu'à l'effet de ces dernières sur la climatologie de l'état moyen simulée par CNRM-CM6. Bien évidemment, la question portant sur l'utilisation de différentes fonctions de pédotransfert sera aussi de la partie. Dans ce cadre, je pourrai tester la base de données SOILGRID de propriétés de sol en lieu et place de la base HWSOIL utilisée aujourd'hui dans SURFEX. SOILGRID, plus récente, donne accès aux profils de propriétés du sol – texture et matière organique – sur 2m de profondeur à 1km de résolution à l'échelle globale. Tout ceci devrait me permettre d'étudier la sensibilité de nos simulations hydrométéorologiques et climatiques globales à la dynamique de l'eau du sol.

¹ « Hydrology revised Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land »

² « Simple Soil Plant Atmosphere Transfer » model

Ce regain d'intérêt pour l'étude de la dynamique verticale de l'eau du sol simulée par $ISBA_{DF}$ est aussi motivé par les incertitudes inhérentes à sa modélisation. Ces incertitudes peuvent alors générer des erreurs dans la modélisation de la dynamique des eaux souterraines dans CTRIP et donc sur la simulation des débits des rivières. En effet, les forts événements de précipitation sont à l'origine de l'écoulement rapide de l'eau vers les rivières, généralement attribué à des ruissellements de surface ou de subsurface. Cependant, ils s'accompagnent également de la genèse d'une infiltration intense et rapide dans le sol superficiel, conduisant à une recharge très dynamique des nappes phréatiques et donc à une montée rapide du niveau piézométrique. Lorsqu' $ISBA$ -CTRIP est couplé à un modèle atmosphérique, cette mauvaise représentation des écoulements dans le sol peut aussi générer des flux d'eau et d'énergie erronés à l'interface sol-atmosphère suite à ces événements intenses. Ce problème est néanmoins difficile à traiter. Il s'agit en effet d'épisodes d'écoulements rapides peu fréquents et peu visibles car ils se produisent à l'intérieur du sol. Ils sont en plus très variables en fonction des types de sol et de végétation, et on ne peut les échantillonner qu'à certaines profondeurs. Heureusement, les observations générées via des [lysimètres](#) – cylindres d'un mètre de diamètre sur 2 mètres de profondeur, remplis de terre reconstituée ou de blocs intacts, pouvant être recouvert ou non de végétation – permettent de mesurer directement les flux d'eau à la base du sol et sont particulièrement bien adaptées à ce type d'étude.

Récemment, durant son stage de Master 2 effectué en 2019 sous la direction de [Florence Habets](#) au département de [Géoscience](#) de l'ENS¹ à Paris, [Antoine Sobaga](#) a montré qu' $ISBA_{DF}$ ne savait pas simuler la dynamique du drainage à la base du sol observée dans des lysimètres gérés par le [GISFI](#)² à [Homécourt](#) suite à de forts événements de précipitation. Antoine va continuer son travail en thèse sous la codirection de Florence Habets côté ENS et de moi-même côté CNRM. Cette thèse est cofinancée par Météo-France, l'ENS, et l'Agence de l'Eau Seine Normandie. Elle portera sur « l'Amélioration de l'écoulement de l'eau dans le sol simulé lors des forts événements précipitants via l'analyse de données lysimétriques ». Des lysimètres sont en effet « opérationnels » depuis plus de 10 ans sur plusieurs sites instrumentés en France comme à Homécourt (gérés par le GISFI) et à Bure (gérés par le par l'[OPE](#)³). La richesse de ces données pour l'analyse de la dynamique des flux d'eau dans le sol n'a encore jamais été exploitée. Ainsi les objectifs de la thèse sont : (1) de caractériser la réaction des colonnes de sol aux forts événements précipitants, d'identifier les processus en jeu et d'étudier la sensibilité de ces processus aux caractéristiques hydrodynamiques du sol et en particulier à la présence ou non de matière organique ; (2) de comparer ces observations avec la simulation des écoulements dans le sol d' $ISBA_{DF}$ – qui intègre déjà un effet de la matière organique dans sa paramétrisation – et d'identifier les principales erreurs en se basant sur la comparaison aux flux drainés, contenu en eau total, profils de température et d'humidité ; (3) de proposer une amélioration de cette dynamique du transport vertical de l'eau dans le sol d' $ISBA_{DF}$ qui soit à la fois efficace, applicable de l'échelle hectométrique à l'échelle globale, facilement paramétrable même lorsque la caractérisation des sols est mal connue, et si possible peu coûteuse en temps de calcul ; et enfin (4) d'évaluer le bénéfice de cette amélioration sur la simulation des niveaux piézométriques notamment dans le cadre d'Aqui-FR, et sur la simulation des débits sur la France dans SIM et à l'échelle globale dans $ISBA$ -CTRIP. Ce travail de thèse est donc parfaitement complémentaire au travail d'intercomparaison des équations de fermeture décrivant dans $ISBA_{DF}$ les courbes de rétention eau et de conductivité hydraulique du sol que je propose de faire plus haut.

¹ « Ecole Normale Supérieure »

² « Groupement d'Intérêt Scientifique sur les Fiches Industrielles »

³ « Observatoire Pérenne pour l'Environnement »

4.3.2 - Les processus dans les régions tropicales et de mousson

Lors de l'évaluation des modèles de climat pour le 5^{ème} rapport du GIEC (Flato *et al.* 2013), c'est au niveau des régions tropicales que les biais atmosphériques proches de la surface étaient parmi les plus forts sur continent. Les auteurs pointèrent d'ailleurs du doigt que les caractéristiques de grande échelle des précipitations simulées étaient relativement en accord avec les observations, mais qu'il existait des erreurs systématiques sous les tropiques. Les précipitations étaient généralement fortement sous-estimées sur l'Amérique du Sud, les températures trop élevées et les basses couches atmosphériques trop sèches, ceci menant à surestimer la demande évaporative en surface. Ces biais systématiques engendrèrent une sous-estimation généralisée des débits des grands fleuves sud-américains simulés par la totalité des modèles comme nous l'avons montré dans Alkama *et al.* (2013). Or comme je l'ai déjà dit, le débit de l'Amazonie aurait un impact non négligeable sur la température de l'Atlantique tropical et donc sur la variabilité du climat au moins régional (Jahfer *et al.* 2017). Pour moi, tout ceci fait des tropiques – et plus encore de l'Amazonie – le talon d'Achille des modèles climatiques et il y a fort à parier que ce sera encore le cas lors de l'analyse des modèles CMIP6 actuels.

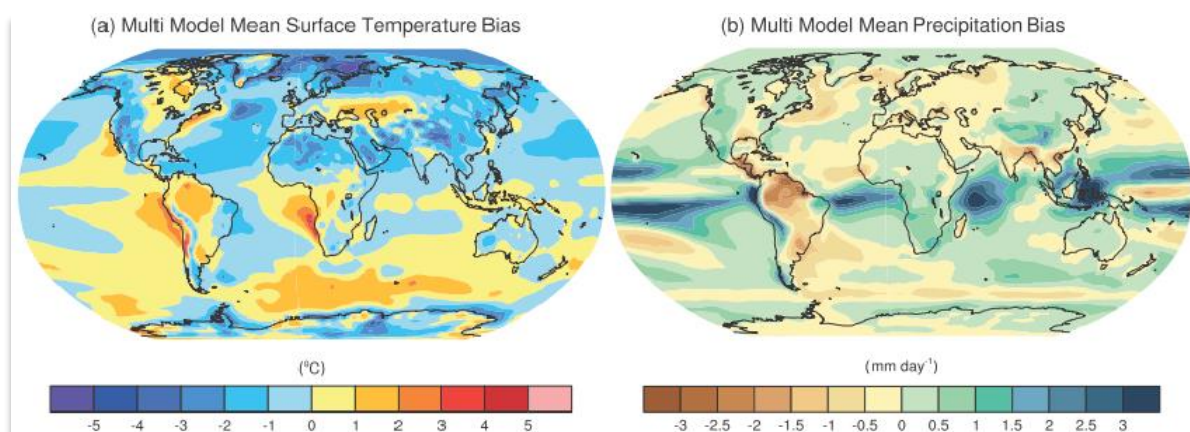


Figure 4.7 – Biais des « modèles CMIP » sur la période 1980-2005 : (a) températures de l'air à 2m comparées à ERA-Interim ; et (b) précipitations comparées au produit GPCP. Ces biais sont calculés via la moyenne d'ensemble multi-modèles construite à partir de toutes les simulations historiques réalisées avec les modèles de climat ayant participé à CMIP5. D'après Flato *et al.* (2013)

Le modèle du CNRM n'échappe pas à cette règle et CNRM-CM6 simule sur les forêts tropicales des biais importants de température trop élevée, des taux de précipitation trop faibles et des basses couches atmosphériques trop sèches. Néanmoins, bien que le système ISBA-CTRIP – comme bon nombre de systèmes globaux – simule de manière très incertaine l'évapotranspiration des forêts tropicales, son impact apparaît positif et significatif sur les taux de précipitation simulés par CNRM-CM6 (cf. [section 2.3.2](#)). Même si cela reste encore à confirmer, il est fort probable que le travail spécifique mené par [Emilie Joetzjer](#) durant sa thèse pour améliorer les paramétrisations de la photosynthèse, de la respiration des plantes et donc de la transpiration de la forêt amazonienne ait porté ses fruits (Joetzjer *et al.* 2015). Tout ceci met en lumière le besoin de mieux comprendre et de mieux simuler le comportement biophysique – photosynthèse, respiration, sénescence, mortalité – des forêts tropicales. De plus, peu d'études sur le couplage entre la forêt tropicale et les processus atmosphériques voient le jour aujourd'hui dans notre communauté comme le souligne aussi le chapitre sur l'évaluation des modèles dans le 5^e rapport du GIEC (Flato *et al.* 2013). A mon sens, ceci s'explique par le peu de spécialistes du sujet, et notamment d'éco-physiologistes, travaillant sur le développement des modèles dans les centres de recherche sur le climat. Dans un futur plus ou moins proche, j'espère pouvoir aborder cette question avec Christine Delire et Emilie Joetzjer afin d'améliorer la modélisation des forêts tropicales dans nos modèles et d'en étudier les effets sur le climat.

L'amélioration de la modélisation du comportement biophysique des forêts tropicales devrait aussi permettre de simuler une évapotranspiration plus robuste et par là, je l'espère, d'améliorer la simulation des débits de l'Amazonie et du Congo. Pour le Congo, les débits simulés par ISBA-CTRIP sont largement surestimés et il est aujourd'hui très difficile d'en donner les raisons (Decharme et al. 2019). Il peut s'agir de biais systématiques dans les estimations de précipitations utilisées pour forcer le modèle, d'une sous-estimation de l'évapotranspiration des forêts tropicales ou d'une mauvaise représentation géomorphologique du bassin dans CTRIP. Il apparaît donc important de trancher cette question et d'entamer un travail spécifique sur ce bassin dans les années qui viennent.

Les débits des fleuves ouest-africains, et en particulier le Niger, sont aussi mal simulés par ISBA-CTRIP. Le bassin du Niger a une structure hydrodynamique très complexe avec de nombreux sous-bassins endoréiques au nord qui ne contribuent pas au débit du fleuve en raison d'un réseau de drainage faiblement connecté et de l'aridité de ces régions. De plus, un vaste delta intérieur favorise (1) une forte perte par évaporation et (2) une importante recharge des aquifères menant à une perte d'environ 60% de la masse d'eau entrante dans le delta (Casse et al. 2015). Bien que notre modèle semble capable de simuler une grande inondation dans ce delta intérieur ainsi qu'une forte ré-infiltration du sol et une ré-évaporation intense des eaux de crue (Decharme et al. 2019), ces processus ne sont pas représentés avec suffisamment de détails pour permettre une simulation réaliste du bassin du Niger. Cependant, la cause principale est probablement liée à la non-représentation des sous-bassins endoréiques au nord du bassin ou à la présence d'aquifères profonds qui peuvent être relativement découplés du réseau fluvial. Comme nous l'avons montré à l'époque dans *Pedinotti et al.* (2012), la prise en compte de ces processus devrait améliorer la simulation des débits du Niger et ainsi le bilan hydrique dans ces régions.

Finalement, les débits du Gange sont aussi mal simulés et, comme pour le Congo, la cause n'est pas triviale. Ses voisins – le Brahmapoutre et le Mékong – dans cette même zone de mousson ne présentent pas les mêmes faiblesses et sont plutôt bien modélisés. Un effet tampon trop fort de l'aquifère du Gange dans CTRIP semble dégrader la saisonnalité des débits simulés. Notre schéma d'aquifère est construit pour représenter les aquifères non confinés marqués par les mouvements diffusifs des eaux souterraines. Ils sont préférentiellement situés dans des bassins sédimentaires avec des roches perméables poreuses ou fracturées, et dans des plaines alluviales composées de gravier ou de sable à haute perméabilité. Dans ce schéma, la géométrie des aquifères et les paramètres hydrogéologiques des eaux souterraines – transmissivité et porosité effective – sont déterminés à l'aide d'informations topographiques, lithologiques et géologiques. Un travail spécifique sur ce bassin sera engagé pour (1) vérifier la géométrie du bassin aquifère du Gange déduite avec cette méthode ; et (2) déterminer/calibrer au mieux les paramètres hydrogéologiques du schéma.

4.3.3 - Des rejeux de surface plus ambitieux pour la communauté

Depuis plusieurs années je collabore avec des chercheurs de mon laboratoire mais aussi en France et à l'internationale qui utilisent des rejeux hydrologiques globaux que je produis pour mener à bien leurs recherches ou leurs applications. On peut citer : (1) l'analyse de l'impact du changement climatique sur l'évolution de l'évapotranspiration (Douville et al. 2013) ou des débits des grands fleuves du monde (Alkama et al. 2011) ; (2) la reconstruction des variations interannuelles des stocks d'eau continentaux sur des périodes plus longues que celles estimées par la mission spatiale [GRACE](#) (Becker et al. 2011; Grippa et al. 2011; Llovel et al. 2011; Pellet et al. 2020) ; (3) la compréhension de la vitesse d'élévation du niveau moyen global de la mer (Cazenave et al. 2013, 2014, 2018) ; (4) forcer des modèles océaniques (Giffard et al. 2019) ; (5) l'analyse du contenu en phosphore des sols agricoles à l'échelle

globale (Ringeval et al. 2017) ; (6) l'initialisation continentale de rejeux de prévisions météorologiques à courte échéance (Boisserie et al. 2016) ou de prévisions climatiques mensuelles à saisonnières (Ardilouze et al. 2019) ; et (7) l'étude de l'évolution du manteau neigeux arctique via des simulations avec *Crocus* (Mudryk et al. 2015, 2018, 2019). Les rejeux hydrologiques distribués sont issus de simulations ISBA-TRIP ou ISBA-CTRIP forcées par la réanalyse météorologique ERA-Interim sur la période 1979 à 2019 à 0.5° de résolution où les taux mensuels de précipitation sont corrigés via ceux observés par le [GPCC](#)¹ (cette correction n'est pour le moment pas utilisée pour le rejeu du manteau neigeux avec *Crocus*).

Aujourd'hui, l'arrêt de la production de la réanalyse ERA-Interim nous contraint à faire évoluer notre système vers la nouvelle réanalyse météorologique [ERA5](#) qui couvrira à terme la période de 1950 à nos jours à la résolution de ~30km. Comme la qualité des simulations hydrologiques à l'échelle globale est essentiellement liée à la qualité du forçage atmosphérique utilisé (Decharme & Douville 2006b; Szczypta et al. 2012 ; Gelati et al. 2018), j'envisage de mettre en place au moins trois niveaux de rejeux de surface avec l'aide des collègues de mon équipe. Premièrement, nous utiliserons le forçage ERA5 brut sans correction, surtout pour simuler l'enneigement dans l'hémisphère nord avec *Crocus* afin d'assurer une continuité avec les « rejeux idéalisés » de neige précédents. Deuxièmement, nous corrigerons comme avant les précipitations mensuelles – voire quotidiennes – grâce aux observations disponibles à l'échelle globale (GPCC, MSWEP, GPCP, etc.). Puis enfin, nous proposerons des corrections d'autres variables atmosphériques – température et humidité de l'air, rayonnements solaire et atmosphérique incidents, etc. – utilisant là aussi les observations ou estimations satellites disponibles aujourd'hui à l'échelle globale (cf. [section 2.3.2](#) pour la température et l'humidité de l'air ; et CERES-EBAF en [section 3.1.4](#) pour les rayonnements incidents en surface).

L'augmentation de résolution des forçages atmosphériques nous pousse aussi à augmenter celle de notre modèle et en particulier celle du modèle de routage des fleuves CTRIP. Grâce aux travaux menés par [Simon Munier](#) au sein du groupe de modélisation à méso-échelle du CNRM, la résolution de CTRIP vient d'être portée à moins de 10km à l'échelle globale (**Figure 4.8**). Pour finaliser la mise en place de cette nouvelle résolution, nous avons encadré ensemble en 2019 le stage de 2^{ème} année de l'[EISTI](#)² – équivalent niveau Master 1 – de Maxime Lesaffre portant sur l'« [Impact de la haute résolution pour la modélisation des processus en rivière à l'échelle continentale](#) ». Il nous reste encore à réimplanter dans cette version les paramétrisations des inondations des fleuves et des aquifères. Un travail spécifique va donc être entrepris pour redéfinir la géométrie et les paramètres hydrogéologiques du schéma d'aquifère à cette résolution. Simon Munier a aussi pour projet d'y modéliser tous les grands barrages du globe. Cette nouvelle version du modèle CTRIP prendra aussi en compte le bilan d'eau des lacs que développe actuellement [Thibault Guinaldo](#) au cours de sa thèse dirigée par Aaron Boone et Patrick Le Moigne.

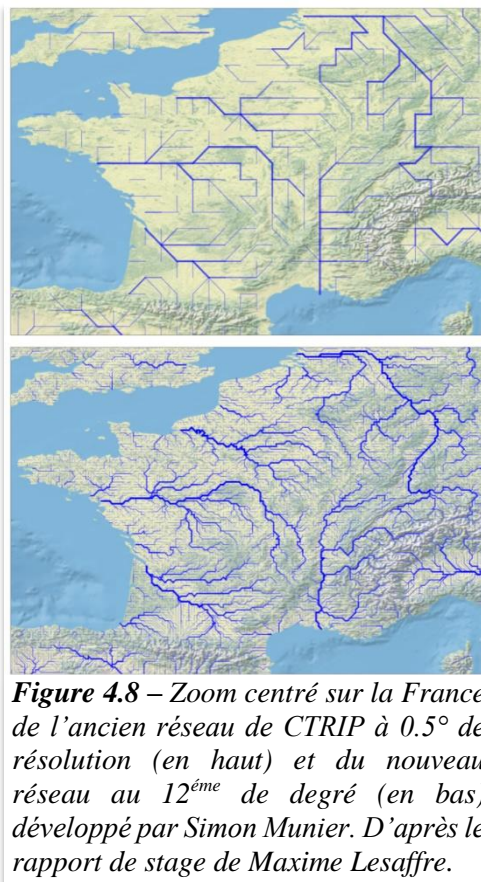


Figure 4.8 – Zoom centré sur la France de l'ancien réseau de CTRIP à 0.5° de résolution (en haut) et du nouveau réseau au 12^{ème} de degré (en bas) développé par Simon Munier. D'après le rapport de stage de Maxime Lesaffre.

¹ « Global Precipitation Climatology Centre »

² « École Internationale des Sciences du Traitement de l'Information »

Enfin, avec Patrick Le Moigne nous comptons attaquer la modélisation de l'enthalpie des rivières afin de simuler la température de l'eau (**Figure 4.9**) et la formation de glace à la surface des fleuves. Cette modélisation s'appuiera sur un bilan d'énergie classique en surface et une équation de propagation comprenant un terme d'advection vers l'aval piloté par la vitesse de l'écoulement de la rivière, un terme de diffusion thermique horizontal – ou de mélange – qui peut être non négligeable durant les étiages lorsque l'écoulement est faible, et un terme de diffusion vertical qui prendra en compte les échanges thermiques avec le sol sous le lit du fleuve (Dugdale et al. 2017; Wanders et al. 2019). Une température sera aussi attribuée au ruissellement

provenant d'ISBA ainsi qu'aux zones inondées et aux aquifères. A l'échelle du globe tout ceci permettra notamment de simuler les flux de carbone provenant des rivières, d'améliorer le couplage hydrologique et thermique avec les océans, et de faciliter les liens avec la communauté des impacts hydrologiques et écologiques.

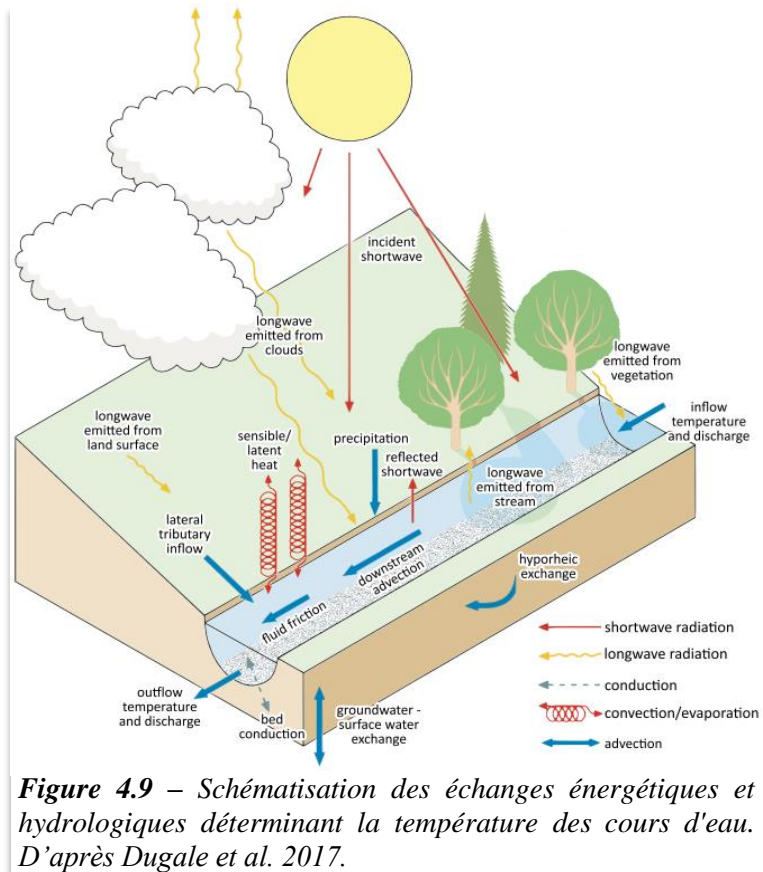


Figure 4.9 – Schématisation des échanges énergétiques et hydrologiques déterminant la température des cours d'eau. D'après Dugdale et al. 2017.

Synthèse du chapitre 4

Et après...

Les perspectives de mon travail de recherche s'articulent autour de trois thèmes : (1) l'étude du lien physique entre l'hydrométéorologie continentale et le climat ; (2) la modélisation des régions boréales et l'étude du lien entre l'hydrologie et les émissions naturelles de gaz à effet de serre ; et (3) la modélisation des processus de surface dans les autres régions du monde. Ce travail s'inscrit dans l'effort collectif mené au CNRM depuis longtemps pour essayer de maintenir à l'état de l'art la modélisation des surfaces continentales pour des applications hydrométéorologiques et climatiques à toutes les échelles.

Questions/réponses :

1. CNRM-CM6 peut-il servir à étudier le lien entre l'hydrologie et le climat ?

L'étude du lien entre l'hydrologie continentale et le climat est conditionnée à la connaissance des limites actuelles de nos modèles climatiques pour simuler le cycle continental de l'eau. Pour nous, ceci consiste à comprendre dans un premier temps comment la nouvelle physique de surface dans SURFEX impacte les biais systématiques simulés par CNRM-CM6. Là où cet impact est significatif, il nous faudra isoler le ou les processus clés. Je propose donc de réaliser des simulations d'ensemble sur la période historique pour isoler les effets dus à la physique de surface – changements de types d'occupation des sols, albédo, conductance stomatique fonction de la photosynthèse, neige et sol explicites, aquifère, inondations saisonnières, etc. – des incertitudes générées par notre modèle atmosphérique. Ce cadre de travail va aussi me permettre de proposer et d'évaluer avec plus de facilité de nouveaux processus dont l'impact n'a pas encore été étudié dans notre modèle. C'est que nous avons commencé à faire avec Jeanne Colin en essayant d'étudier l'impact des zones inondées et des aquifères sur le climat simulé. Sur la période historique, cet impact apparaît significatif dans les zones tropicales dont une bonne partie est inondée toute une période de l'année et dans l'ouest de l'Eurasie où se trouve un vaste bassin aquifère. En climat futur, ces réservoirs pourraient limiter l'augmentation des températures estivales sur une bonne partie de l'ouest de l'Eurasie ce qui jouerait sur l'étendue, l'intensité et la durée des vagues de chaleur dans cette région. Avec Aurore Voldoire, nous nous demandons aussi quels rôles jouent les débits des grands fleuves sur la variabilité naturelle du climat. Enfin, avec Constantin Ardilouze, nous allons chercher à comprendre l'influence de processus de surface jusqu'alors peu étudiés – enthalpie du sol et biophysique de la végétation – sur la prévisibilité sub-saisonnière à saisonnière du climat.

2. Et la ressource en eau à l'échelle globale alors ?

Jusqu'à présent, les travaux s'intéressant au devenir des ressources en eau à l'échelle globale dans un futur plus ou moins proche ont utilisé des modèles d'impact hydrologiques mais jamais couplés à l'atmosphère et l'océan (Döll et al. 2016). Or, l'existence de rétroactions potentielles entre les eaux souterraines, les zones inondées, le débit des fleuves et le climat souligne l'intérêt d'utiliser aujourd'hui des modèles climatiques pour aborder cette question. L'objectif du travail que nous proposons de faire avec Jeanne Colin sera donc de proposer une analyse globale de l'évolution des réservoirs d'eau continentaux en changement climatique en utilisant CNRM-CM6. En préambule nous nous concentrerons sur l'analyse multi-modèles des simulations climatiques du XX^e et XXI^e siècles réalisées par la plupart des modèles de climat ayant participé à CMIP6. Puis nous analyserons plus finement des simulations réalisées avec nos modèles CNRM-CM6 et CNRM-ESM2. *In fine*, nous paramètrons simplement l'impact des activités humaines – irrigation et barrage – sur l'hydrologie simulée dans nos modèles. Ceci nous permettra d'étudier l'impact de ces processus anthropiques sur la ressource en eau, le débit des grands fleuves du monde, et les possibles rétroactions climatiques associées.

3. Quid de la modélisation des régions boréales ?

Pour représenter les processus d'interaction neige-végétation qui font aujourd'hui défaut dans nos modèles, je compte m'appuyer dans les années à venir sur le nouveau schéma *MEB* développé dans ISBA par Aaron Boone où trois bilans d'énergie en interaction sont calculés pour le sol, la végétation, et la neige. Pour la neige, avec l'aide du CEN et des observations de Florent Dominé, j'adapterai la représentation actuelle du manteau neigeux au contexte arctique – transfert de vapeur dans la neige – tout en menant une réflexion sur la possibilité d'utiliser le schéma détaillé *Crocus* dans nos modèles climatiques. En termes d'hydrologie, je modéliserai les écoulements latéraux de subsurface dans la zone active du pergélisol. D'un point de vue thermique, la couche de litière explicitement paramétrée dans *MEB* sera généralisée aux régions de toundra pour modéliser l'effet isolant des mousses et des lichens à la surface des sols arctiques. Le flux géothermique terrestre sera aussi pris en compte pour mieux déterminer la profondeur de la base du pergélisol. En ce qui concerne la biogéochimie des sols arctiques, avec Christine Delire nous consoliderons la collaboration naissante avec des chercheurs du laboratoire ECOLAB spécialistes du sujet qui devrait nous permettre d'améliorer le schéma de *Morel et al.* (2019) grâce aux données récoltées sur plusieurs sites de tourbières arctiques et pyrénéennes. Je compte m'investir plus particulièrement sur les aspects physiques de ce schéma en révisant la paramétrisation du transport vertical du carbone – enfouissement, bioturbation, cryoturbation – et des gaz – ébullition – dans le sol. Ce schéma sera ensuite régionalisé en utilisant des paramétrisations sous-maillages dédiées. L'ensemble de ce travail devrait nous permettre de mener des études robustes d'impact du changement climatique sur les liens forts unissant l'hydrologie et les émissions naturelles de gaz à effet de serre dans les régions boréales et, à terme, à l'échelle globale.

4. Pourquoi étudier à nouveau la dynamique verticale de l'eau du sol ?

L'étude de la dynamique verticale de l'eau du sol simulée par *ISBA_{DF}* est motivée par les incertitudes inhérentes à sa modélisation qui peuvent générer des erreurs dans ISBA-CTRIP sur la simulation : (1) de la dynamique des eaux souterraines ; (2) des débits des rivières ; et (3) des flux d'eau et d'énergie à l'interface surface-atmosphère. Suite au travail effectué à l'échelle locale dans *Decharme et al.* (2011), je souhaite réattaquer cette question et analyser l'impact des équations de fermeture de *Brooks & Corey* (1966) et de *van Genuchten* (1980) sur la simulation des débits à l'échelle régionale sur la France puis à l'échelle globale. Ce travail est le parfait complément du travail de thèse d'Antoine Sobaga qui va commencer cette année. Dans cette thèse nous allons chercher à comprendre pourquoi *ISBA_{DF}* ne sait pas simuler la dynamique du drainage à la base du sol observée via des lysimètres suite à de forts événements de précipitation. Un des buts de cette thèse est donc d'améliorer la dynamique du transport vertical de l'eau dans le schéma de sol *ISBA_{DF}* – nul doute que les équations de fermetures citées plus avant y seront pour quelque chose – et de tester tout cela dans les applications françaises hydrogéologique *Aqui-FR* et hydrométéorologique *SIM*, voire à l'échelle globale dans ISBA-CTRIP puis CNRM-CM6.

5. Et les autres processus alors ?

Les tropiques – et plus encore l'Amazonie – sont pour moi le talon d'Achille des modèles climatiques lorsqu'on s'intéresse aux surfaces continentales... et c'est aussi le cas pour CNRM-CM6. Une des pistes mène à la modélisation des processus biophysiques de la forêt tropicale et à leurs interactions avec les processus atmosphériques. J'espère pouvoir aborder cette question avec Christine Delire et Emilie Joetzer dans le futur. Ce travail pourrait aussi nous permettre de mieux simuler les débits de l'Amazonie et du Congo. Pour ce dernier ainsi que pour le Niger et le Gange, il me faudra en plus travailler sur la représentation de leur géomorphologie et de leur structure hydrodynamique dans CTRIP. La résolution de ce modèle sera portée au 12^e de degré à l'échelle globale et prendra en compte les barrages, le bilan d'eau des lacs et l'enthalpie des fleuves. Tout ceci devrait permettre de proposer des jeux globaux de surface de meilleure qualité, d'améliorer le couplage hydrologique et thermique avec les océans et de faciliter les liens avec la communauté des impacts hydrologiques et écologiques.

Synthèse Générale & Conclusion

Mes activités de recherche au sein du groupe de modélisation du climat du CNRM s'inscrivent dans la thématique générale de la modélisation des surfaces continentales pour l'échelle globale. Mes travaux portent sur la modélisation des processus thermiques, hydrologiques et – dans une moindre mesure – biogéochimiques de l'échelle locale à l'échelle régionale afin de les généraliser au mieux à l'échelle globale dans les modèles hydrométéorologiques et climatiques. Ils s'inscrivent dans l'effort collectif du CNRM qui vise à maintenir à l'état de l'art notre modélisation des surfaces continentales, fruit d'une longue histoire que j'ai tenté de vous raconter dans le premier chapitre de ce manuscrit. En effet, la représentation des surfaces continentales dans les modèles hydrométéorologiques et climatiques n'a eu de cesse d'évoluer depuis plus de 50 ans et il en va de même au CNRM depuis la fin des années 80. A cette époque, Joël Noilhan proposa le modèle de surface ISBA (Noilhan et Planton 1989) qui reposait sur : (1) un nombre limité de paramètres à calibrer ; (2) la méthode « *force-restore* » pour calculer un bilan d'énergie composite neige-sol-végétation à l'interface surface-atmosphère ; et (3) une hydrologie de type « *seau d'eau* » où le sol était décrit par une pseudo-couche superficielle très fine en surface incluse dans une zone racinaire plus profonde. A la base de ce sol, ISBA représentait le drainage gravitationnel de l'eau sous la forme d'un rappel des fortes humidités du sol vers la capacité au champ (Mahfouf & Noilhan 1996). Le manteau neigeux était modélisé via un schéma monocouche simple resté fidèle à la méthode « *force-restore* » qui décrivait l'évolution de sa densité et de son albédo en fonction du temps qui passe (Douville et al. 1995). La végétation recueillait la pluie interceptée par la canopée dans un réservoir dont une partie était évaporée et une autre s'égouttait jusqu'au sol. La transpiration des plantes et donc la conductance stomatique étaient représentées suivant l'approche simplifiée de Jarvis (1976) qui permet de se passer d'une représentation explicite de la photosynthèse. A la fin des années 90, Hervé Douville coupla ISBA avec le modèle de routage de l'eau en rivière TRIP développé à l'université de Tokyo (Oki & Sud 1998) afin de simuler les débits sur tous les fleuves du monde. C'est à partir de là qu'ISBA-TRIP devint un véritable système de modélisation hydrologique à grande échelle pouvant être implémenté tant en mode « couplé » à l'atmosphère dans un modèle de climat qu'en mode « forcé » par des réanalyses ou des observations météorologiques non affectées par les biais systématiques des modèles atmosphériques. Au même moment, durant la thèse d'Aaron Boone, une couche de sub-surface de 50 cm à 1 m d'épaisseur fut ajoutée sous la couche racinaire d'ISBA (Boone et al. 1999). Elle permit de limiter l'assèchement estival trop précoce de la couche racinaire en autorisant des échanges d'eau par capillarité avec cette zone plus humide. Dans cette version à trois couches, le gel du sol fut aussi amélioré pour permettre de dissocier le gel superficiel en surface du gel plus profond dans la zone racinaire (Boone et al. 2000).

C'est là que mon histoire commence lorsque durant ma thèse (Decharme 2005), sous la direction d'Hervé Douville et de Joël Noilhan, j'ai travaillé sur la paramétrisation des processus hydrologiques sous-mailles dans cette à version à 3 couches hydrologiques d'ISBA. En effet, à l'époque plusieurs intercomparaisons de modèles avaient montré que la prise en compte des hétérogénéités de surface au sein d'une maille avait un impact significatif sur le ruissellement, l'infiltration et l'évapotranspiration générés par les modèles de surface. Un jeu de paramétrisations simples fut alors proposé ayant pour but de diminuer la sensibilité à la résolution spatiale du bilan d'eau simulé (Decharme et al. 2006; Decharme & Douville 2006a). Il était composé : (1) d'un profil vertical hétérogène de la conductivité hydraulique à saturation dans les sols ; (2) d'équations statistico-dynamiques permettant de représenter les hétérogénéités de topographie, de l'intensité des précipitations, et donc les ruissellements de

Dunne et de Horton à la surface du sol ; puis (3) d'une mosaïque constituée de 3 types de sol et 9 types de végétation calculant leurs propres bilans d'eau et d'énergie. De la prise en compte de ces processus durant ma thèse, on peut retenir que : (1) la dynamique de l'eau du sol et du drainage à sa base est, sans surprise, fortement dépendante de la physique du sol ; (2) le ruissellement de Dunne est un processus majeur pilotant la bonne simulation de la dynamique des débits ; (3) le ruissellement sur sol gelé est de première importance pour bien restituer les débits des régions boréales ; (4) la sensibilité à la résolution spatiale de l'évapotranspiration continentale est fortement réduite par la prise en compte de la variabilité spatiale de l'intensité des pluies pour l'évaporation directe de la canopée et par celle des types de surface pour la transpiration des plantes. Tout ceci permet d'améliorer sensiblement la qualité des simulations hydrologiques tant à fine échelle sur le bassin du Rhône (Decharme & Douville 2006a) qu'à une échelle plus grossière à l'échelle globale (Decharme & Douville 2007). A la fin des années 2000, suite à ma titularisation au CNRS dans le groupe de modélisation du climat du CNRM, j'ai alors implémenté ces paramétrisations dans la version 4 de SURFEX. SURFEX est la plateforme de modélisation des surfaces terrestres du CNRM utilisée pour décrire les échanges de masse et d'énergie entre l'océan, les continents et l'atmosphère dans tous les modèles atmosphériques de recherche et de prévision du temps de Météo-France. J'ai ensuite supervisé et contribué au couplage de la version suivante de SURFEX – et donc d'ISBA-TRIP – avec CNRM-CM5, la 5^e version du modèle de climat du CNRM-CERFACS qui participa à CMIP5 et à la réalisation des scénarios climatiques du XXI^e siècle demandés par le GIEC pour son 5^{ème} rapport, tâche qui se résume ici en quelques mots mais qui fut de longue haleine car exigeant à la fois la maîtrise du code ARPEGE-Climat et de la plateforme SURFEX.

Cette configuration d'ISBA-TRIP issue de ma thèse a permis d'aborder un grand nombre de problématiques scientifiques que ce soit au CNRM ou dans d'autres laboratoires via son utilisation directe ou l'utilisation de climatologies hydrologiques générées avec ce système. Je pense en particulier à des études sur les incertitudes qui pèsent sur la modélisation hydrologique globale (Alkama *et al.* 2010; Decharme *et al.* 2010; Decharme & Douville 2006b; Szczypta *et al.* 2012), sur l'évolution de cette hydrologie continentale en réponse aux changements climatiques (Alkama *et al.* 2011, 2013; Douville *et al.* 2013), et sur la variabilité et l'évolution du niveau moyen globale de la mer (Cazenave *et al.* 2014; Llovel *et al.* 2011). Si je ne devais citer qu'un exemple, je choisirais d'évoquer la controverse au sujet d'une possible augmentation du débit des grands fleuves du monde à l'échelle globale sur la deuxième partie du siècle dernier (Labat *et al.* 2004). Certaines études avaient attribué cette possible augmentation à l'effet anti-transpirant du CO₂ qui diminue la transpiration des plantes ou au changement d'utilisation des sols (Gedney *et al.* 2006; Piao *et al.* 2007). Se basant sur des observations plus récentes et des outils statistiques plus fiables que ceux utilisés par Labat *et al.* (2004), certaines autres études avaient remis en cause cette possible augmentation globale du ruissellement continental total (Dai *et al.* 2009; Gerten *et al.* 2008). Grâce à ISBA-TRIP et à la base de données de débits de Dai *et al.* (2009), avec Ramdane Alkama nous avons alors confirmé qu'en moyenne globale aucune tendance significative des débits n'est ni simulée ni observée, soulignant ainsi le caractère régional et non global de cette problématique. A l'échelle régionale, ISBA-TRIP a pu capturer la plupart des tendances observées de débits sans prise en compte de l'effet anti-transpirant du CO₂ ou du changement d'utilisation des sols, soulignant logiquement que ces tendances sont généralement liées à celles des précipitations. Néanmoins, le modèle n'est pas arrivé à reproduire la tendance à la hausse des débits des fleuves arctiques situés au-delà de 60°N alors que les précipitations observées du GPCC ne montraient aucune tendance particulière. La question – qui est toujours d'actualité aujourd'hui – est de savoir si ce résultat est lié à la faible densité d'observations de précipitations dans ces régions – rendant très incertaines les tendances dans les différents produits servant à forcer les modèles de surface –

ou à au dégel du pergélisol et des glaciers continentaux non représentés à l'époque dans ISBA-TRIP.

A la fin des années 2000, l'avènement de la mission spatiale GRACE qui estime les variations du stock d'eau continental croisé avec l'augmentation des bases de données de mesures *in situ* des débits sur l'ensemble du globe a permis de montrer que le modèle hydrologique ISBA-TRIP était limité par sa trop grande simplicité (Alkama *et al.* 2010; Decharme *et al.* 2010). L'absence de modélisation des vastes plaines d'inondations saisonnières qui apparaissent chaque année sur quelques bassins arctiques et sur la plupart des bassins tropicaux conduisait à sous-estimer l'évaporation continentale au profit du débit des fleuves. En revanche, les étiages étaient grandement sous-estimés du fait de la non représentation des nappes aquifères qui stockent une large part de l'eau infiltrée durant les saisons humides pour la restituer aux rivières durant les saisons plus sèches. Enfin, la version type « *seau d'eau* » d'ISBA ne permettait pas de modéliser précisément le transport de l'eau et de l'énergie à travers le manteau neigeux et chaque horizon du sol et donc les changements de phase eau/glace associés. Elle était en outre incapable de représenter les régimes hydrologique et thermique du pergélisol, et donc l'épaisseur de sa couche active dégelant chaque été. Ce faisant, ISBA-TRIP ne me permettait pas d'aborder le cœur de mon projet CNRS qui portait sur le lien entre l'hydrologie et les émissions naturelles de gaz à effet de serre dans les régions boréales en grande partie lié au devenir du pergélisol. En effet, le pergélisol est un acteur potentiellement clef pour l'étude de l'évolution des changements climatiques car il contient une grande partie du stock de carbone terrestre. Son dégel et la dégradation de cette matière organique via l'activité bactérienne dans le sol pourraient entraîner un accroissement significatif des émissions de CO₂ et de CH₄ vers l'atmosphère.

Au cours des années 2010, j'ai donc entrepris avec mes collègues du CNRM de développer une modélisation plus ambitieuse des surfaces continentales pour l'échelle globale (Decharme *et al.* 2019). Le point de départ de cette modélisation fût de reprendre et d'améliorer le nouveau schéma de sol *ISBA_{DF}* issue du travail de thèse d'Aaron Boone au début des années 2000 qui – à l'image de nombreux schéma de sol aujourd'hui utilisés dans les modèles de surface – résout explicitement la diffusion de l'énergie et de l'humidité dans le sol (Boone *et al.* 2000). Avec Joël Noilhan, Aaron Boone et Christine Delire, nous avons à l'époque effectué un travail de fond sur les aspects physiques et numériques de ce schéma à l'échelle locale sur le site instrumenté de SMOSREX (Decharme *et al.* 2011). Les principales conclusions de ce travail furent les suivantes : (1) ce nouveau schéma démontra des performances supérieures à son prédécesseur pour simuler la dynamique de l'eau du sol ; (2) dans ce nouveau schéma, la modélisation de l'infiltration fut de première importance pour bien simuler cette dynamique de l'eau du sol et les flux vers l'atmosphère ; (3) le choix des équations de fermeture – Brooks & Corey (1966) ou van Genuchten (1980) – qui décrivent le potentiel hydrique et la conductivité hydraulique en fonction de l'humidité du sol n'impacta pas significativement les scores des simulations d'humidité du sol et de flux d'énergie ; (4) une discrétisation assez fine des couches du sol dans la zone racinaire apparut de première importance pour bien simuler les processus hydriques et thermiques proches de la surface et donc les flux d'énergie vers l'atmosphère ; et enfin (5) si le sol résolu par l'équation de la chaleur n'était pas assez profond, il était impossible de bien simuler le profil de température dans le premier mètre du sol. Faisant suite à ce dernier constat, j'ai donc proposé un sol décrit par 14 couches d'épaisseurs croissantes de la surface jusqu'à 12m de profondeur permettant de dissocier une profondeur « hydrologique » – variant de 1m à 8m suivant le type de plante – de la profondeur « thermique ». Après avoir adapté le jeu de paramétrisations sous-mailles développé pendant ma thèse, cette nouvelle version d'*ISBA_{DF}* fut validée avec succès à l'échelle régionale via la chaîne hydrométéorologique SIM et grâce à un réseau dense d'observations de température dans le sol et de débits journaliers (Decharme *et al.* 2013). Aujourd'hui à l'échelle globale, le changement de représentation du

sol dans ISBA d'un schéma « *force-restore* » simple à un schéma diffusif multicouche aux propriétés plus détaillées conduit à simuler des débits de bases plus réalistes sur bon nombre des grands fleuves du monde ainsi que des humidités du sol plus élevées et plus proches des estimations (Decharme et al. 2019).

Le passage à $ISBA_{DF}$ et le fort couplage thermique entre le sol et le manteau neigeux impliquaient aussi de changer de schéma de neige. Avec Eric Brun et Aaron Boone, nous venions de valider avec succès sur le nord de l'Eurasie le schéma de neige détaillé *Crocus* développé au CEN de Météo-France pour la prévision des avalanches (Brun et al. 2013). Néanmoins, dans une perspective de modélisation climatique à grande échelle, nous avions des doutes sur le comportement de *Crocus* à des résolutions spatiotemporelles assez grossières en raison de sa complexité et de son coût numérique élevé. Nous avons alors fait le choix d'utiliser le schéma multicouche de complexité intermédiaire *ES* développé par Aaron Boone durant sa thèse et déjà couplé à $ISBA_{DF}$ par défaut (Boone & Etchevers 2001). Les premiers tests effectués avec ce schéma sur les sites instrumentés de Concordia à Dôme C en Antarctique et du col de porte dans les Alpes ont montré que ce schéma n'était pas au niveau de *Crocus* pour simuler la température, la hauteur, la masse et l'albédo du manteau neigeux. A l'échelle régionale, lors de notre participation avec Christine Delire au projet collaboratif international PCN, nous nous sommes aussi aperçu que la version originale du schéma de neige *ES* couplée à $ISBA_{DF}$ simulait des sols très froids en hiver sur une bonne partie des régions boréales ou sur le plateau tibétain (Wang et al. 2016b, 2016a). Grâce aux tests effectués sur les sites instrumentés du col de porte, de Dôme C et de l'ensemble de l'Eurasie, nous en vîmes à pointer du doigt quatre processus majeurs que nous avons alors améliorés dans *ES* en nous inspirant de paramétrisations issues de *Crocus* : la stratification, l'albédo, la compaction et, dans une moindre mesure, la conductivité thermique de la neige. Cette nouvelle version d'*ES* couplée avec une paramétrisation originale de l'impact de la matière organique sur les propriétés hydriques et thermiques des sols dans $ISBA_{DF}$ a été validée avec succès sur ces mêmes sites ainsi que sur le nord de l'Eurasie (Decharme et al. 2016). Les résultats confirmèrent que : (1) une simulation adéquate de la stratification et de la compaction est de première importance en hiver pour bien représenter la hauteur et la masse du manteau neigeux alpin ; (2) l'albédo de la neige est l'acteur majeur de la bonne restitution du timing de sa fonte au printemps ; (3) la physique du manteau neigeux a un impact majeur sur les températures du sol en hiver ; et (4) une représentation adéquate des propriétés du sol, en particulier sa granulométrie et la prise en compte de la matière organique, améliore nettement la simulation de la température et de la teneur en eau du sol comme le souligne aussi Barrere et al. (2017). A l'échelle globale, ce schéma permet de bien mieux représenter la saisonnalité et l'amplitude de l'enneigement de l'hémisphère Nord comparé à l'ancien schéma. Le fort couplage entre les températures de la neige et du sol fut ainsi modélisé ce qui permit de simuler avec succès les pergélisols d'Amérique du Nord et de Sibérie (Decharme et al. 2019).

Enfin, en termes d'hydrologie, le modèle de routage des fleuves a été complètement remanié et s'appelle aujourd'hui CTRIP, ce qui signifie « la version CNRM de TRIP » pour le différencier d'autres versions existant dans le monde. L'ancien réseau de rivières à 1° de résolution a été affiné à la résolution de 0.5° et amélioré sur l'Europe. La vitesse d'écoulement de l'eau en rivière est à présent résolue de manière dynamique en la reliant à la masse d'eau en rivière et en supposant une section transversale de rivière rectangulaire (Decharme et al. 2010). Un véritable « *aller-retour* » entre ISBA et CTRIP a été mis en place grâce à l'introduction dans SURFEX d'une interface de couplage standardisée (Voldoire et al. 2017). Ce couplage permet l'utilisation d'un schéma d'inondations dynamiques qui rend compte des interactions entre les fleuves, les plaines inondées, le sol et l'atmosphère via principalement l'évaporation et la ré-infiltration de l'eau libre en surface (Decharme et al. 2008, 2012). La physique des nappes phréatiques et leur couplage avec le sol superficiel sont aussi rendus possible grâce à un

schéma d'aquifères diffusif bidimensionnel qui échange avec les rivières (Vergnes *et al.* 2012; Vergnes & Decharme 2012) et à une paramétrisation sous-maille des flux capillaires vers le sol (Vergnes *et al.* 2014). Ce travail est issu de la thèse de Jean-Pierre Vergnes (Vergnes 2012) que j'avais proposée puis encadrée de 2009 à 2012. Que ce soit à l'échelle régionale ou globale, les distributions des plaines inondées et des profondeurs de nappes aquifères simulées par ce nouveau système appelé ISBA-CTrip sont conformes aux estimations. Les plaines d'inondations simulées sur bon nombre de bassins boréaux ou tropicaux vont localement renforcer l'évapotranspiration ce qui va : (1) limiter la surestimation du cumul annuel des débits ; et (2) permettre en stockant de l'eau de lisser les pics de crue. Les nouveaux schémas de sol et surtout d'aquifères vont retarder les forts écoulements de la saison humide vers la saison sèche et ainsi soutenir les débits d'étiages. Tout ceci explique pourquoi ce système démontre aujourd'hui des performances bien supérieures à ses prédécesseurs pour simuler la saisonnalité et l'amplitude des débits des grands fleuves du monde (Decharme *et al.* 2019, 2020). Rajouter à cela les bonnes performances obtenues pour simuler les variations du stock d'eau continental estimées via les données GRACE, ce système semble donc capable de bien modéliser la dynamique saisonnière et interannuelle des eaux souterraines et des inondations saisonnières à l'échelle globale.

Tout ceci fait d'ISBA-CTrip un système hydrologique en très bonne place dans l'état de l'art de la modélisation hydrométéorologique ou climatique globale. Il faut souligner que ce travail a été facilité par la parallélisation du code SURFEX réalisée par Stéphanie Faroux qui nous permet aujourd'hui de réaliser des développements de plus en plus ambitieux et de nombreuses simulations sur de longues périodes de temps que nous ne pouvions envisager de faire il y a encore quelques années. Ce nouveau système fait maintenant partie de la version 8.0 de SURFEX qui associée à la version 6.3 du modèle atmosphérique ARPEGE-Climat, à la version 3.6 du modèle océanique NEMO et à la version 6 du modèle de glace de mer GELATO constitue le modèle CNRM-CM6 (Voldoire *et al.* 2019), la sixième version du modèle de climat du CNRM-CERFACS. De plus, avec Roland Séférian et Christine Delire nous avons aussi mis en place une version « système Terre » d'ISBA-CTrip qui simule le cycle du carbone dans les plantes (Calvet *et al.* 1998; Joetzjer *et al.* 2015) et dans le sol (Gibelin 2007), les feux de forêt naturels de grande échelle, le changement d'occupation des sols, la lixiviation des sols et le transport du carbone dans les rivières (Delire *et al.* 2020). Cette version est aujourd'hui utilisée dans le nouveau modèle du « système Terre » du CNRM, CNRM-ESM2 (Séférian *et al.* 2019), dont le « cœur physique » n'est autre que CNRM-CM6. Ces deux modèles de climat viennent de participer à CMIP6 et donc « contribueront » à l'élaboration du 6^e rapport du GIEC. Il faut noter ici le travail important réalisé par Stéphanie Faroux, Dominique Carrer et tous leurs collègues du groupe de modélisation à méso-échelle du CNRM pour mettre à jour les données physiographiques (Faroux *et al.* 2013) et les albédos (Carrer *et al.* 2014) dont SURFEX a besoin pour fonctionner. Je n'oublie pas non plus le travail de fond que nous avons réalisé avec Patrick Le Moigne et Jeanne Colin pour parvenir à une modélisation décente de la thermique des lacs dans notre modèle de climat. En effet, dans notre ancien modèle CNRM-CM5, en guise de lacs étaient seulement représentés les flux d'eau et d'énergie vers l'atmosphère calculés à partir de températures de surface provenant de réanalyses ou extrapolées à partir des températures de surface de la mer les plus proches simulées par le modèle d'océan. C'est comme cela, par exemple, que de manière peu réaliste se retrouvaient sur les grands lacs américains les températures de surface de la mer de la baie d'Hudson ou du nord de l'océan Atlantique. Moyennant quelques améliorations, nous avons donc pris le parti d'utiliser le modèle FLake (Mironov 2008) – déjà implémenté dans SURFEX – pour modéliser l'ensemble des lacs de la planète. Ce modèle montra une bonne aptitude à reproduire les températures de surface observées sur une bonne partie des lacs à l'échelle globale (Le Moigne *et al.* 2016). Couplé à notre modèle d'atmosphère, FLake contribua à réduire les biais chauds des

températures estivales dans le nord de l'hémisphère nord où la densité de lacs est maximale en humidifiant et en refroidissant les basses couches atmosphériques, résultat attendu aux vues de précédentes études (Balsamo et al. 2012; Bonan 1995; Krinner 2003; Lofgren et al. 2002).

Mais revenons à ISBA-CTrip. Ce nouveau système a aussi été pensé pour aborder les questions sur le lien entre le climat, l'hydrologie et les cycles biogéochimiques responsables des émissions naturelles de gaz à effet de serre dans les régions boréales. C'est aussi pour cela que j'ai porté une attention particulière à la modélisation de la neige et du sol dans ISBA. Le but était de simuler de manière réaliste le pergélisol tant en mode forcé qu'en mode couplé à l'atmosphère. Malheureusement, la modélisation du carbone du sol dans la version « système Terre » d'ISBA ne permettait pas de simuler les processus biogéochimiques responsables des émissions naturelles de CO₂ et de CH₄ dans les régions boréales, et leurs fortes interactions avec l'hydrologie. En effet, ISBA ne considérait que la décomposition aérobie génératrice de CO₂ et négligeait la décomposition anaérobie productrice de CH₄. ISBA ne représentait pas le profil vertical de carbone dans le sol et ne pouvait donc pas dissocier la quantité de carbone qui reste « perpétuellement » gelée en profondeur de celle qui dégèle saisonnièrement plus en surface dans la couche active du pergélisol (Khvorostyanov et al. 2008; Koven et al. 2009). ISBA n'était pas non plus adapté aux zones humides où ce sont les profils d'humidité et d'O₂ dans le sol qui vont déterminer la profondeur à laquelle le CH₄ est produit (Abdalla et al. 2016; Duval & Goodwin 2000; Khvorostyanov et al. 2008). Pour résoudre ce problème, très récemment dans le cadre du projet APT, Xavier Morel durant sa thèse (Morel 2018) – que j'ai co-encadrée avec Christine Delire et Gerhard Krinner de 2014 à 2018 – a développé une approche plus explicite où le carbone du sol a été discrétisé via une équation de transport dynamique sur la verticale aux mêmes nœuds que ceux utilisés par *ISBA_{DF}* pour résoudre la thermique ou l'humidité du sol. Tous les processus responsables de la production, de la consommation et du transport d'O₂, de CO₂ et de CH₄ dans le sol ont ensuite été ajoutés. Les flux de ces gaz à effet de serre s'échappant du sol ainsi simulés avec ce schéma ont été validés avec succès sur trois sites arctiques instrumentés (Morel et al. 2019). Néanmoins, quand Xavier a comparé la densité de carbone du sol simulée par son schéma avec des observations *in situ* qu'il a lui-même acquises sur le site groenlandais de Nuuk (Morel et al. 2020), nous nous sommes aperçus que cette densité simulée était largement sous-estimée. On retrouve là un paradoxe bien connu en hydrologie qui veut qu'une simulation réaliste des flux ne garantit pas une modélisation réaliste de la variable d'état dont ils dépendent. Une première piste nous mena vers les temps de résidence du carbone dans le sol qui impactent les taux de décomposition de la matière organique qui étaient surement sous-estimés. Ces temps avaient été calibrés à l'origine pour les sols herbacés des moyennes latitudes. La deuxième piste conduisit Xavier vers l'advection du carbone dans le sol censée mimer les processus d'enfouissement et de compaction. Une meilleure calibration de la vitesse d'advection et des temps de résidence du carbone dans le sol ont alors permis de simuler de manière réaliste à la fois les flux et la densité du carbone du sol observés sur le site instrumenté de Nuuk. Quoi qu'il en soit, l'étude de certaines rétroactions entre les processus de production, d'oxydation, et de transport de CH₄ dans le sol nous permet d'affirmer que la principale source de variabilité impactant ces processus est liée à l'hydrologie du sol. Comme d'autres études récentes (Jørgensen et al. 2015; Knoblauch et al. 2018), les résultats de cette thèse confirment donc que pour établir de solides prévisions sur les futurs dégazages arctiques et pan-arctiques de méthane provenant du dégel du pergélisol, il faudra nécessairement une meilleure compréhension de la distribution future des zones humides et de l'hydrologie des pergélisols.

Pour finir, j'en arrive à mes perspectives de recherche. Elles s'inscrivent dans la continuité de tous ces travaux et peuvent se décliner via les 3 objectifs suivants : (1) étudier le lien physique entre l'hydrométéorologie continentale et le climat ; (2) modéliser à « haut niveau » les régions boréales afin de mieux appréhender le lien entre l'hydrologie et les

émissions naturelles de gaz à effet de serre dans ces régions ; et (3) représenter le mieux possible les processus de surface à l'échelle globale dans nos applications hydrométéorologiques et climatiques.

En ce qui concerne le premier objectif, j'ai déjà succinctement essayé de savoir quels étaient les impacts de la nouvelle physique de surface sur les changements simulés de climatologie entre CNRM-CM5 et CNRM-CM6. Les résultats préliminaires tendraient à montrer qu'en général l'effet de la nouvelle physique surface sur les changements simulés de température, de précipitation et d'humidité de l'air sont du deuxième ordre par rapport à la nouvelle physique atmosphérique, elle aussi ayant beaucoup évolué ces 10 dernières années. Néanmoins, cet effet ne serait pas négligeable car, par exemple, la nouvelle physique continentale : (1) expliquerait un peu plus de 40% de la réduction du biais chaud estival simulé dans l'hémisphère Nord ; (2) impacterait positivement et significativement les précipitations sur les forêts tropicales ; et (3) contribuerait à limiter l'assèchement généralisé des basses couches atmosphériques simulé par nos modèles de climat. Ces résultats préliminaires seront revisités via des simulations d'ensembles type AMIP sur la période historique 1870-2014 pour isoler les effets dus à la physique de surface des incertitudes générées par notre modèle atmosphérique. Ce cadre de travail va aussi me permettre d'évaluer avec plus de facilité de nouveaux processus de surface dont l'impact n'a pas encore été étudié dans des simulations climatiques. CNRM-CM6 est d'ailleurs aujourd'hui le seul modèle à l'international qui permet d'étudier l'impact combiné des inondations saisonnières et des nappes aquifères sur les bilans d'eau et d'énergie des surfaces continentales sur le climat. Avec Jeanne Colin, nous avons mené des études préliminaires qui restent à confirmer et qui tendent à montrer : (1) des impacts significatifs sur le climat présent simulé dans les régions tropicales dont une partie est inondée toute une période de l'année, et dans l'ouest de l'Eurasie où se trouve un vaste bassin aquifère ; (2) une limitation de l'impact du réchauffement climatique sur l'augmentation des températures estivales sur une bonne partie de l'ouest de l'Eurasie ; et (3) une possible diminution de la sévérité¹ des vagues de chaleur simulées en climat futur dans cette région. CNRM-CM6 pourrait aussi nous éclairer sur le rôle que jouent les débits des grands fleuves du monde dans la variabilité naturelle du climat. C'est en tout cas la question que nous nous posons avec Aurore Voltaire. Avec Constantin Ardilouze, nous allons chercher à cerner l'influence de processus de surface jusqu'alors peu étudié – enthalpie du sol et biophysique de la végétation – sur la prévisibilité sub-saisonnière à saisonnière du climat. Enfin, l'existence de rétroactions potentielles entre les eaux souterraines, les zones inondées, le débit des fleuves et le climat souligne l'intérêt d'utiliser aujourd'hui des modèles climatiques pour aborder la question du devenir des ressources en eau à l'échelle globale. Les nouvelles simulations climatiques CMIP6 réalisées avec nos modèles CNRM-CM6 et CNRM-ESM2 représentent un cadre idéal pour commencer à regarder cette question qui devra ensuite être approfondie en adjoignant à ces modèles l'impact direct des activités humaines sur l'hydrologie (ex : barrages, irrigation).

Les deuxième et troisième objectifs de mes perspectives sont intimement liés. Ils découlent des limitations rencontrées par les modélisations hydrologiques et biogéochimiques que j'ai contribué à mettre en place ces dix dernières années. Ces principales limitations sont : (1) avoir négligé les processus d'interactions neige-végétation et le comportement physique de la neige arctique, ce qui mènerait à simuler des pics de crue trop tôt dans l'année sur les fleuves arctiques, à sous-estimer l'isolation thermique de la neige, à surestimer le refroidissement du sol, et donc possiblement à sous-estimer le dégel du pergélisol dans les scénarios climatiques ; (2) une représentation encore peu robuste dans ISBA de la biophysique des sols et des tourbières dans les zones humides arctiques, surtout la phénologie des plantes de ces écosystèmes, la dynamique verticale d'enfouissement du carbone dans le sol, et les taux de décomposition ; (3)

¹ Terme regroupant l'étendue, l'intensité et la durée

des fortes incertitudes demeurent sur la dynamique de l'eau dans et au sortir du sol simulée par *ISBA_{DF}*, à savoir la non prise en compte des écoulements latéraux de subsurface dans la zone active du pergélisol ce qui tend à générer des sols trop humides et des débits trop faibles dans les régions boréales, et l'incapacité de ce schéma à simuler la dynamique rapide du drainage observée via des lysimètres suite à de forts événements de précipitation ; et (4) la mauvaise simulation des débits sur certains fleuves des zones tropicales et de mousson comme le Congo, le Niger et le Gange. En collaboration avec mes collègues du CNRM et d'ailleurs, il est donc prévu d'améliorer tout ça en commençant par les processus liés à la neige et aux sols. Pour la neige, nous adapterons la représentation actuelle du manteau neigeux au contexte arctique – transfert de vapeur d'eau – tout en menant une réflexion sur la possibilité d'utiliser le schéma détaillé *Crocus* dans nos modèles climatiques. La simulation d'un bilan d'énergie spécifique pour la végétation développée par Aaron Boone nous permettra de représenter précisément le lien végétation-neige dans les régions boréales. Pour les sols, la thèse d'Antoine Sobaga en collaboration avec Florence Habets permettra d'attaquer la question de la modélisation hydrodynamique des flux d'eau à travers le sol dans *ISBA_{DF}*. Dans les régions boréales, les flux d'eau provenant de la couche active du pergélisol et allant vers les rivières seront reliés à l'information topographique présente au sein de la maille. La prise en compte du flux géothermique de la Terre permettra de mieux simuler la base du pergélisol. Avec Christine Delire, un travail de fond sera réalisé sur le schéma biogéochimique de *Morel et al.* (2019) grâce à des données récoltées sur plusieurs sites de tourbières arctiques et pyrénéennes gérés par des collègues du laboratoire ECOLAB avec qui nous collaborons. En termes d'hydrologie, les processus anthropiques – irrigation, barrages, retenues collinaires – devraient être introduits dans *CTRIP* et permettront de mieux quantifier les futurs changements potentiels de la ressource en eau à l'échelle globale en réponse au changement climatique. Grâce aux travaux de Simon Munier et Thibault Guinaldo, la résolution de *CTRIP* sera portée à moins de 10km à l'échelle globale et prendra en compte le bilan d'eau des lacs. Un travail spécifique sera réalisé pour mieux modéliser la géomorphologie de certains bassins, comme par exemple la prise en compte de zones endoréiques dans le nord du bassin du Niger. L'enthalpie des fleuves sera modélisée – température de l'eau, formation de glace – notamment pour simuler les flux de carbone provenant des rivières et améliorer le couplage avec les océans. *In fine*, cette future représentation des surfaces continentales pour l'échelle globale dans *SURFEX* devrait permettre de proposer des rejeux globaux de surface de meilleure qualité et ainsi de faciliter les liens entre le CNRM et la communauté des impacts, entre autres hydrologiques et écologiques.

Références

- Abdalla, M., Hastings, A., Truu, J., Espenberg, M., Mander, Ü., & Smith, P. (2016). Emissions of methane from northern peatlands: a review of management impacts and implications for future management options. *Ecology and Evolution*, 6(19), 7080–7102. <https://doi.org/10.1002/ece3.2469>
- Abramopoulos, F., Rosenzweig, C., Choudhury, B., Abramopoulos, F., Rosenzweig, C., & Choudhury, B. (1988). Improved Ground Hydrology Calculations for Global Climate Models (GCMs): Soil Water Movement and Evapotranspiration. *Journal of Climate*, 1(9), 921–941. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1988\)001<0921:IGHCFG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1988)001<0921:IGHCFG>2.0.CO;2)
- Albergel, C., Munier, S., Jennifer Leroux, D., Dewaele, H., Fairbairn, D., Lavinia Barbu, A., et al. (2017). Sequential assimilation of satellite-derived vegetation and soil moisture products using SURFEX-v8.0: LDAS-Monde assessment over the Euro-Mediterranean area. *Geoscientific Model Development*, 10(10), 3889–3912. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3889-2017>
- Albergel, C., Dutra, E., Bonan, B., Zheng, Y., Munier, S., Balsamo, G., et al. (2019). Monitoring and Forecasting the Impact of the 2018 Summer Heatwave on Vegetation. *Remote Sensing*, 11(5), 520. <https://doi.org/10.3390/rs11050520>
- Alkama, R., & Cescatti, A. (2016). Biophysical climate impacts of recent changes in global forest cover. *Science*, 351(6273), 600–604. <https://doi.org/10.1126/SCIENCE.AAC8083>
- Alkama, R., Decharme, B., Douville, H., Becker, M., Cazenave, A., Sheffield, J., et al. (2010). Global evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrological system. Part I: Comparison to GRACE terrestrial water storage estimates and in situ river discharges. *Journal of Hydrometeorology*, 11(3). <https://doi.org/10.1175/2010JHM1211.1>
- Alkama, R., Decharme, B., Douville, H., & Ribes, A. (2011). Trends in global and basin-scale runoff over the late twentieth century: Methodological issues and sources of uncertainty. *Journal of Climate*, 24(12), 3000–3014. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3921.1>
- Alkama, R., Marchand, L., Ribes, A., & Decharme, B. (2013). Detection of global runoff changes: Results from observations and CMIP5 experiments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(7). <https://doi.org/10.5194/hess-17-2967-2013>
- Anderson, E. a. (1976). *A point energy and mass balance model of a snow cover*. NOAA Technical Report, National Weather Service Series 19 (Vol. 114). Silver Spring, MD, USA, 150pp. Retrieved from <https://repository.library.noaa.gov/view/noaa/6392>
- Ardilouze, C., Batté, L., Decharme, B., & Déqué, M. (2019). On the Link between Summer Dry Bias over the U.S. Great Plains and Seasonal Temperature Prediction Skill in a Dynamical Forecast System. *Weather and Forecasting*, 34(4), 1161–1172. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-19-0023.1>
- Arora, V. K., & Boer, G. J. (1999). A variable velocity flow routing algorithm for GCMs. *Journal of Geophysical Research*, 104(D24), 30965. <https://doi.org/10.1029/1999JD900905>
- Arora, V. K., Chiew, F. H. S., & Grayson, R. B. (1999). A river flow routing scheme for general circulation models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D12), 14347–14357. <https://doi.org/10.1029/1999JD900200>
- Ball, J. T., Woodrow, I. E., & Berry, J. A. (1987). A Model Predicting Stomatal Conductance and its Contribution to the Control of Photosynthesis under Different Environmental Conditions. In *Progress in Photosynthesis Research* (pp. 221–224). Dordrecht: Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-017-0519-6_48
- Balsamo, G., Beljaars, A., Scipal, K., Viterbo, P., van den Hurk, B., Hirschi, M., & Betts, A. K. (2009). A Revised Hydrology for the ECMWF Model: Verification from Field Site to Terrestrial Water Storage and Impact in the Integrated Forecast System. *Journal of Hydrometeorology*. <https://doi.org/10.1175/2008JHM1068.1>
- Balsamo, G., Salgado, R., Dutra, E., Bousssetta, S., Stockdale, T., & Potes, M. (2012). On the contribution of lakes in predicting near-surface temperature in a global weather forecasting model. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 64(1), 15829. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.15829>
- Barnett, T. P., Adam, J. C., & Lettenmaier, D. P. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438(7066), 303–309. <https://doi.org/10.1038/nature04141>
- Barrere, M., Domine, F., Decharme, B., Morin, S., Vionnet, V., & Lafaysse, M. (2017). Evaluating the performance of coupled snow-soil models in SURFEXv8 to simulate the permafrost thermal regime at a high Arctic site. *Geoscientific Model Development*, 10(9). <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3461-2017>
- Barrere, M., Domine, F., Belke-Brea, M., Sarrazin, D., Barrere, M., Domine, F., et al. (2018). Snowmelt Events in Autumn Can Reduce or Cancel the Soil Warming Effect of Snow–Vegetation Interactions in the Arctic. *Journal of Climate*, 31(23), 9507–9518. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0135.1>
- Beck, H. E., Vergopolan, N., Pan, M., Levizzani, V., Van Dijk, A. I. J. M., Weedon, G. P., et al. (2017a). Global-scale evaluation of 22 precipitation datasets using gauge observations and hydrological modeling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(12), 6201–6217. <https://doi.org/10.5194/hess-21-6201-2017>
- Beck, H. E., Van Dijk, A. I. J. M., Levizzani, V., Schellekens, J., Miralles, D. G., Martens, B., & De Roo, A. (2017b). MSWEP: 3-hourly 0.25° global gridded precipitation (1979–2015) by merging gauge, satellite, and reanalysis data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(1), 589–615. <https://doi.org/10.5194/hess-21-589-2017>
- Becker, M., Meyssignac, B., Xavier, L., Cazenave, A., Alkama, R., & Decharme, B. (2011). Past terrestrial water storage (1980–2008) in the Amazon Basin reconstructed from GRACE and in situ river gauging data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(2). <https://doi.org/10.5194/hess-15-533-2011>
- Beighley, R. E., Eggert, K. G., Dunne, T., He, Y., Gummadi, V., & Verdin, K. L. (2009). Simulating hydrologic and hydraulic processes throughout the Amazon River Basin. *Hydrological Processes*. <https://doi.org/10.1002/hyp.7252>
- Belke-Brea, M., Domine, F., Barrere, M., Picard, G., & Arnaud, L. (2020). Impact of Shrubs on Winter Surface Albedo and Snow Specific Surface Area at a Low Arctic Site: In Situ Measurements and Simulations. *Journal of Climate*, 33(2), 597–609. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0318.1>
- Beringer, J., Lynch, A. H., Chapin, F. S., Mack, M., & Bonan, G. B. (2001). The Representation of Arctic Soils in the Land Surface Model: The Importance of Mosses. *Journal of Climate*, 14(15), 3324–3335. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3324:TROASI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3324:TROASI>2.0.CO;2)

- Betts, A. K., Desjardins, R., Worth, D., Wang, S., & Li, J. (2014). Coupling of winter climate transitions to snow and clouds over the Prairies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *119*(3), 1118–1139. <https://doi.org/10.1002/2013JD021168>
- Betts, R. A., Cox, P. M., Lee, S. E., & Woodward, F. I. (1997). Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations. *Nature*, *387*(6635), 796–799. <https://doi.org/10.1038/42924>
- Betts, R. A., Boucher, O., Collins, M., Cox, P. M., Falloon, P. D., Gedney, N., et al. (2007). Projected increase in continental runoff due to plant responses to increasing carbon dioxide. *Nature*, *448*(7157), 1037–1041. <https://doi.org/10.1038/nature06045>
- Beven, K. J., & Germann, P. (1982). Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, *18*(5), 1311–1325. <https://doi.org/10.1029/WR018i005p01311>
- Beven, K. J., & Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, *24*(1), 43–69. <https://doi.org/10.1080/02626667909491834>
- Bhumralkar, C. M. (1975). Numerical Experiments on the Computation of Ground Surface Temperature in an Atmospheric General Circulation Model. *Journal of Applied Meteorology*, *14*(7), 1246–1258. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1975\)014<1246:neotco>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1975)014<1246:neotco>2.0.co;2)
- Blackadar, A. K. (1976). Modeling the nocturnal boundary layer. In *Preprints of the Third Symposium on Atmospheric Turbulence and Air Quality* (pp. 46–49). Amer. Meteor. Soc. Retrieved from <https://ci.nii.ac.jp/naid/10014640771/>
- Blunden, J., Arndt, D. S., Aldeco, L. S., Alejandra, G., Alfaro, E. J., Aliaga-Nestares, V., et al. (2019). State of the Climate in 2018. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *100*(9), Si-S306. <https://doi.org/10.1175/2019BAMSStateoftheClimate.1>
- Blyth, E. M., & Daamen, C. C. (1997). The accuracy of simple soil water models in climate forecasting. *Hydrology and Earth System Sciences*, *1*(2), 241–248. <https://doi.org/10.5194/hess-1-241-1997>
- Boelter, D. H. (1969). Physical Properties of Peats as Related to Degree of Decomposition. *Soil Science Society of America Journal*, *33*(4), 606–609. <https://doi.org/10.2136/sssaj1969.03615995003300040033x>
- Boisserie, M., Decharme, B., Descamps, L., & Arbogast, P. (2016). Land surface initialization strategy for a global reforecast dataset. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *142*(695), 880–888. <https://doi.org/10.1002/qj.2688>
- Bonan, G. B. (1995). Sensitivity of a GCM Simulation to Inclusion of Inland Water Surfaces. *Journal of Climate*, *8*(11), 2691–2704. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<2691:SOAGST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<2691:SOAGST>2.0.CO;2)
- Bonan, G. B. (1996). A land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: technical description and user's guide (No. NCAR/TN-417+STR). *University Corporation for Atmospheric Research*. <https://doi.org/10.5065/D6DF6P5X>
- Bonan, G. B. (2008). Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. *Science (New York, N.Y.)*, *320*(5882), 1444–9. <https://doi.org/10.1126/science.1155121>
- Bonan, G. B., & Doney, S. C. (2018). Climate, ecosystems, and planetary futures: The challenge to predict life in Earth system models. *Science (New York, N.Y.)*, *359*(6375), eaam8328. <https://doi.org/10.1126/science.aam8328>
- Boone, A., & Etchevers, P. (2001). An Intercomparison of Three Snow Schemes of Varying Complexity Coupled to the Same Land Surface Model: Local-Scale Evaluation at an Alpine Site. *Journal of Hydrometeorology*. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2001\)002<0374:AIOATSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0374:AIOATSS>2.0.CO;2)
- Boone, A., Calvet, J.-C., & Noilhan, J. (1999). Inclusion of a Third Soil Layer in a Land Surface Scheme Using the Force–Restore Method. *Journal of Applied Meteorology*. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1999\)038<1611:IOATSL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1999)038<1611:IOATSL>2.0.CO;2)
- Boone, A., Masson, V., Meyers, T., Noilhan, J., Boone, A., Masson, V., et al. (2000). The Influence of the Inclusion of Soil Freezing on Simulations by a Soil–Vegetation–Atmosphere Transfer Scheme. *Journal of Applied Meteorology*, *39*(9), 1544–1569. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039<1544:TIOATSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1544:TIOATSS>2.0.CO;2)
- Boone, A., Habets, F., Noilhan, J., Clark, D., Dirmeyer, P., Fox, S., et al. (2004). The Rhône-Aggregation Land Surface Scheme Intercomparison Project: An Overview. *Journal of Climate*, *17*(1), 187–208. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0187:TRLSSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0187:TRLSSI>2.0.CO;2)
- Boone, A., De Rosnay, P., Balsamo, G., Beljaars, A., Chopin, F., Decharme, B., et al. (2009). The AMMA land surface model intercomparison project (ALMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society*, *90*(12). <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2786.1>
- Boone, A., Samuelsson, P., Gollvik, S., Napoly, A., Jarlan, L., Brun, E., & Decharme, B. (2017). The interactions between soil-biosphere-atmosphere land surface model with a multi-energy balance (ISBA-MEB) option in SURFEXv8-Part 1: Model description. *Geoscientific Model Development*, *10*(2). <https://doi.org/10.5194/gmd-10-843-2017>
- Boone, A. a. (2000). *Modélisation des processus hydrologiques dans le schéma de surface ISBA : inclusion d'un réservoir hydrologique, du gel et modélisation de la neige*. Hydrologie & Météorologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III. Français. Retrieved from https://www.umr-cnrm.fr/IMG/pdf/boone_thesis_2000.pdf
- Boucher, O., Denvil, S., & Salas y Méliá, D. (2019). La participation des scientifiques français à CMIP6. *La Météorologie*, (105), 6. <https://doi.org/10.4267/2042/70159>
- Bowling, L. C., Lettenmaier, D. P., Nijssen, B., Graham, L. P., Clark, D. B., El Maayar, M., et al. (2003). Simulation of high-latitude hydrological processes in the Torne–Kalix basin: PILPS Phase 2(e): 1: Experiment description and summary intercomparisons. *Global and Planetary Change*, *38*(1–2), 1–30. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00003-1](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00003-1)
- Braud, I., Dantas-Antonino, A. C., Vauclin, M., Thony, J. L., & Ruelle, P. (1995). A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of Hydrology*, *166*, 213–250.
- Braud, I., Varado, N., & Olioso, A. (2005a). Comparison of root water uptake modules using either the surface energy balance or potential transpiration. *Journal of Hydrology*. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.06.033>
- Braud, I., Bariac, T., Gaudet, J. P., & Vauclin, M. (2005b). SiSPAT-Isotope, a coupled heat, water and stable isotope (HDO and H218O) transport model for bare soil. Part I. Model description and first verifications. *Journal of Hydrology*, *309*(1–4), 277–300. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.12.013>
- Braud, I., Tilmant, F., Samie, R., & Le Goff, I. (2013). Assessment of the SiSPAT SVAT Model for Irrigation Estimation in South-East France. *Procedia Environmental Sciences*. <https://doi.org/10.1016/j.proenv.2013.06.083>
- Brooks, R.-H., & Corey, A.-T. (1966). Properties of Porous Media Affecting Fluid Flow. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, *92*(2), 61–88. Retrieved from <http://cedb.asce.org/CEDBsearch/record.jsp?dockey=0014175>
- Brown, R., Bartlett, P., MacKay, M., & Verseghy, D. (2006). Evaluation of snow cover in CLASS for SnowMIP. *Atmosphere-Ocean*, *44*(3), 223–238. <https://doi.org/10.3137/ao.440302>

- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., & Coleou, C. (1989). An Energy and Mass Model of Snow Cover Suitable for Operational Avalanche Forecasting. *Journal of Glaciology*, 35(121), 333–342. <https://doi.org/10.3189/S002214300009254>
- Brun, E., David, P., Sudul, M., & Brunot, G. (1992). A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*. <https://doi.org/10.3189/S002214300009552>
- Brun, E., Martin, E., & Spiridonov, V. (1997). Coupling a multi-layered snow model with a GCM. *Annals of Glaciology*. <https://doi.org/10.1017/S0260305500013811>
- Brun, E., Vionnet, V., Boone, A., Decharme, B., Peings, Y., Valette, R., et al. (2013). Simulation of Northern Eurasian Local Snow Depth, Mass, and Density Using a Detailed Snowpack Model and Meteorological Reanalyses. *Journal of Hydrometeorology*. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-012.1>
- Brun, É., Vionnet, V., Morin, S., Boone, A., Martin, É., Faroux, S., et al. (2012). Le modèle de manteau neigeux Crocus et ses applications. *La Météorologie*, 8(76), 44. <https://doi.org/10.4267/2042/47245>
- Calvet, J.-C., Noilhan, J., Roujean, J.-L. L., Bessemoulin, P., Cabelguenne, M., Olioso, A., & Wigneron, J.-P. P. (1998). An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 92(2), 73–95. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(98\)00091-4](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(98)00091-4)
- Calvet, J.-C., Rivalland, V., Picon-Cochard, C., & Guehl, J.-M. (2004). Modelling forest transpiration and CO₂ fluxes—response to soil moisture stress. *Agricultural and Forest Meteorology*, 124(3–4), 143–156. <https://doi.org/10.1016/J.AGRFORMET.2004.01.007>
- Canadell, J., Jackson Ehleringer HA Mooney, R. J., Sala-E-D Schulze, O., Mooney, H., Jackson, R., Ehleringer, J., et al. (1996). Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*, 108, 583–595.
- Carrer, D., Meurey, C., Ceamanos, X., Roujean, J. L., Calvet, J.-C., & Liu, S. (2014). Dynamic mapping of snow-free vegetation and bare soil albedos at global 1km scale from 10-year analysis of MODIS satellite products. *Remote Sensing of Environment*. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.041>
- Carsel, R. F., & Parrish, R. S. (1988). Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resources Research*, 24(5), 755–769. <https://doi.org/10.1029/WR024i005p00755>
- Casse, C., Gosset, M., Peugeot, C., Pedinotti, V., Boone, A., Tanimoun, B. A., & Decharme, B. (2015). Potential of satellite rainfall products to predict Niger River flood events in Niamey. *Atmospheric Research*, 163. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.01.010>
- Cassé, C. (2015). Impact du forçage pluviométrique sur les inondations du fleuve Niger à Niamey : Etude à partir de données satellitaires et in-situ. Retrieved from <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01380316>
- Cazenave, A., Henry, O., Munier, S., Delcroix, T., Gordon, A. L., Meyssignac, B., et al. (2012). Estimating ENSO Influence on the Global Mean Sea Level, 1993-2010. *Marine Geodesy*, 35(SUPPL. 1), 82–97. <https://doi.org/10.1080/01490419.2012.718209>
- Cazenave, A., Dieng, H. B., Munier, S., Henry, O., Meyssignac, B., Palanisamy, H., & Llovel, W. (2013). L'influence de l'El Niño et de La Niña sur le niveau de la mer. *La Météorologie*, 8(79), 34. <https://doi.org/10.4267/2042/48511>
- Cazenave, A., Dieng, H.-B., Meyssignac, B., Von Schuckmann, K., Decharme, B., & Berthier, E. (2014). The rate of sea-level rise. *Nature Climate Change*, 4(5). <https://doi.org/10.1038/nclimate2159>
- Cazenave, A., Meyssignac, B., Ablain, M., Balmaseda, M., Bamber, J., Barletta, V., et al. (2018). Global sea-level budget 1993-present. *Earth System Science Data*, 10(3), 1551–1590. <https://doi.org/10.5194/essd-10-1551-2018>
- Chadburn, S., Burke, E., Essery, R., Boike, J., Langer, M., Heikenfeld, M., et al. (2015). An improved representation of physical permafrost dynamics in the JULES land-surface model. *Geoscientific Model Development*. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1493-2015>
- Chadburn, S. E., Krinner, G., Porada, P., Bartsch, A., Beer, C., Beletti Marchesini, L., et al. (2017). Carbon stocks and fluxes in the high latitudes: Using site-level data to evaluate Earth system models. *Biogeosciences*. <https://doi.org/10.5194/bg-14-5143-2017>
- Champeaux, J. L., Masson, V., & Chauvin, F. (2005). ECOCLIMAP: A global database of land surface parameters at 1 km resolution. *Meteorological Applications*. <https://doi.org/10.1017/S1350482705001519>
- Chapelon, N., Douville, H., Kosuth, P., & Oki, T. (2002). Off-line simulation of the Amazon water balance: a sensitivity study with implications for GSWP. *Climate Dynamics*, 19(2), 141–154. <https://doi.org/10.1007/s00382-001-0213-9>
- Chapin, F. S., Sturm, M., Serreze, M. C., McFadden, J. P., Key, J. R., Lloyd, A. H., et al. (2005). Role of land-surface changes in arctic summer warming. *Science (New York, N.Y.)*, 310(5748), 657–660. <https://doi.org/10.1126/science.1117368>
- Charney, J. G. (1975). Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101(428), 193–202. <https://doi.org/10.1002/qj.49710142802>
- Chen, F., Janjić, Z., & Mitchell, K. (1997). Impact of atmospheric surface-layer parameterizations in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta model. *Boundary-Layer Meteorology*. <https://doi.org/10.1023/A:1000531001463>
- Clapp, R. B., & Hornberger, G. M. (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 14(4), 601–604. <https://doi.org/10.1029/WR014i004p00601>
- Coe, M. T. (1998). A linked global model of terrestrial hydrologic processes: Simulation of modern rivers, lakes, and wetlands. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D8), 8885–8899. <https://doi.org/10.1029/98JD00347>
- Coe, M. T., Costa, M. H., Botta, A., & Birkett, C. (2002). Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin. *Journal of Geophysical Research*, 107(D20), 8044. <https://doi.org/10.1029/2001JD000740>
- Collatz, G., Ribas-Carbo, M., & Berry, J. (1992). Coupled Photosynthesis-Stomatal Conductance Model for Leaves of C4 Plants. *Functional Plant Biology*, 19(5), 519. <https://doi.org/10.1071/PP9920519>
- Cook, B. I., Bonan, G. B., Levis, S., & Epstein, H. E. (2008). The thermoinsulation effect of snow cover within a climate model. *Climate Dynamics*, 31(1), 107–124. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0341-y>
- Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B., & Ginn, T. R. (1984). A Statistical Exploration of the Relationships of Soil Moisture Characteristics to the Physical Properties of Soils. *Water Resources Research*, 20(6), 682–690. <https://doi.org/10.1029/WR020i006p00682>
- Coumou, D., Di Capua, G., Vavrus, S., Wang, L., & Wang, S. (2018). The influence of Arctic amplification on mid-latitude summer circulation. *Nature Communications*, 9(1), 2959. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05256-8>
- Cox, P., Huntingford, C., & Harding, R. (1998). A canopy conductance and photosynthesis model for use in a GCM land surface scheme. *Journal of Hydrology*, 212–213, 79–94. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00203-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00203-0)

- Cox, P. M., Betts, R. A., Bunton, C. B., Essery, R. L. H., Rowntree, P. R., & Smith, J. (1999). The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. *Climate Dynamics*, 15(3), 183–203. <https://doi.org/10.1007/s003820050276>
- Crank, J., & Nicolson, P. (1947). A practical method for numerical evaluation of solutions of partial differential equations of the heat-conduction type. *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, 43(1), 50–67. <https://doi.org/10.1017/S0305004100023197>
- d'Orgeval, T., Polcher, J., & de Rosnay, P. (2008). Sensitivity of the West African hydrological cycle in ORCHIDEE to infiltration processes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12(6), 1387–1401. <https://doi.org/10.5194/hess-12-1387-2008>
- Dadson, S. J., Ashpole, I., Harris, P., Davies, H. N., Clark, D. B., Blyth, E., & Taylor, C. M. (2010). Wetland inundation dynamics in a model of land surface climate: Evaluation in the Niger inland delta region. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. <https://doi.org/10.1029/2010JD014474>
- Dai, A., Qian, T., Trenberth, K. E., Milliman, J. D., Dai, A., Qian, T., et al. (2009). Changes in Continental Freshwater Discharge from 1948 to 2004. *Journal of Climate*, 22(10), 2773–2792. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2592.1>
- Dai, Y., Zeng, X., Dickinson, R. E., Baker, I., Bonan, G. B., Bosilovich, M. G., et al. (2003). The common land model. *Bulletin of the American Meteorological Society*. <https://doi.org/10.1175/BAMS-84-8-1013>
- Danielson, J.-J., & Gesch, D.-B. (2011). *Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GMTED2010): U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1073*, 26. Retrieved from <https://pubs.usgs.gov/of/2011/1073/pdf/of2011-1073.pdf>
- Dankers, R., Burke, E. J., & Price, J. (2011). Simulation of permafrost and seasonal thaw depth in the JULES land surface scheme. *Cryosphere*. <https://doi.org/10.5194/tc-5-773-2011>
- Dean, J. F., Middelburg, J. J., Röckmann, T., Aerts, R., Blauw, L. G., Egger, M., et al. (2018). Methane Feedbacks to the Global Climate System in a Warmer World. *Reviews of Geophysics*. <https://doi.org/10.1002/2017RG000559>
- Deardorff, J. W. (1977). A Parameterization of Ground-Surface Moisture Content for Use in Atmospheric Prediction Models. *Journal of Applied Meteorology*. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1977\)016<1182:APOGSM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1977)016<1182:APOGSM>2.0.CO;2)
- Deardorff, J. W. (1978). Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 83(C4), 1889. <https://doi.org/10.1029/JC083iC04p01889>
- Decharme, B. (2005). *Développement et validation d'une modélisation hydrologique globale incluant les effets sous maille et la représentation des zones inondées*. Hydrologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III. Français. Retrieved from <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00518491>
- Decharme, B. (2007). Influence of runoff parameterization on continental hydrology: Comparison between the Noah and the ISBA land surface models. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 112(19). <https://doi.org/10.1029/2007JD008463>
- Decharme, B., & Douville, H. (2006a). Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model. *Climate Dynamics*, 26(1), 65–78. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0059-7>
- Decharme, B., & Douville, H. (2006b). Uncertainties in the GSWP-2 precipitation forcing and their impacts on regional and global hydrological simulations. *Climate Dynamics*, 27(7–8), 695–713. <https://doi.org/10.1007/s00382-006-0160-6>
- Decharme, B., & Douville, H. (2007). Global validation of the ISBA sub-grid hydrology. *Climate Dynamics*, 29(1). <https://doi.org/10.1007/s00382-006-0216-7>
- Decharme, B., Douville, H., Boone, A., Habets, F., & Noilhan, J. (2006). Impact of an Exponential Profile of Saturated Hydraulic Conductivity within the ISBA LSM: Simulations over the Rhône Basin. *Journal of Hydrometeorology*, 7(1), 61–80. <https://doi.org/10.1175/JHM469.1>
- Decharme, B., Douville, H., Prigent, C., Papa, F., & Aires, F. (2008). A new river flooding scheme for global climate applications : Off-line evaluation over South America. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(11). <https://doi.org/10.1029/2007JD009376>
- Decharme, B., Otlé, C., Saux-Picart, S., Boulain, N., Cappelaere, B., Ramier, D., & Zribi, M. (2009). A New Land Surface Hydrology within the Noah-WRF Land-Atmosphere Mesoscale Model Applied to Semiarid Environment: Evaluation over the Dantiandou Kori (Niger). *Advances in Meteorology*. <https://doi.org/10.1155/2009/731874>
- Decharme, B., Alkama, R., Douville, H., Becker, M., & Cazenave, A. (2010). Global Evaluation of the ISBA-TRIP Continental Hydrological System. Part II: Uncertainties in River Routing Simulation Related to Flow Velocity and Groundwater Storage. *Journal of Hydrometeorology*, 11(3), 601–617. <https://doi.org/10.1175/2010JHM1212.1>
- Decharme, B., Boone, A., Delire, C., & Noilhan, J. (2011). Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 116(20). <https://doi.org/10.1029/2011JD016002>
- Decharme, B., Alkama, R., Papa, F., Faroux, S., Douville, H., & Prigent, C. (2012). Global off-line evaluation of the ISBA-TRIP flood model. *Climate Dynamics*, 38(7–8), 1389–1412. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1054-9>
- Decharme, B., Martin, E., & Faroux, S. (2013). Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118(14). <https://doi.org/10.1002/jgrd.50631>
- Decharme, B., Brun, E., Boone, A., Delire, C., Le Moigne, P., & Morin, S. (2016). Impacts of snow and organic soils parameterization on northern Eurasian soil temperature profiles simulated by the ISBA land surface model. *Cryosphere*, 10(2). <https://doi.org/10.5194/tc-10-853-2016>
- Decharme, B., Delire, C., Minvielle, M., Colin, J., Vergnes, J., Alias, A., et al. (2019). Recent Changes in the ISBA- CTRIP Land Surface System for Use in the CNRM- CM6 Climate Model and in Global Off- Line Hydrological Applications. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(5), 1207–1252. <https://doi.org/10.1029/2018MS001545>
- Decharme, B., Delire, C., & Boone, A. (2020). La représentation des surfaces continentales dans la modélisation du climat à Météo-France. *La Météorologie*, 108, 67–76. Retrieved from https://www.umr-cnrm.fr/IMG/pdf/decharme_delire_boone_2020.pdf
- Delire, C., Calvet, J.-C., Noilhan, J., Wright, I., Manzi, A., & Nobre, C. (1997). Physical properties of Amazonian soils: A modeling study using the Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D25), 30119–30133. <https://doi.org/10.1029/97JD01836>
- Delire, C., Séférian, R., Decharme, B., Alkama, R., Calvet, J.-C., Carrer, D., et al. (2020). The global land carbon cycle simulated with ISBA-CTRIP: Improvements over the last decade. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, in press.
- Déqué, M., Dreveton, C., Braun, A., & Cariolle, D. (1994). The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community

- climate modelling. *Climate Dynamics*, 10(4–5), 249–266. <https://doi.org/10.1007/BF00208992>
- Derksen, C., & Brown, R. (2012). Spring snow cover extent reductions in the 2008–2012 period exceeding climate model projections. *Geophysical Research Letters*, 39(19), 1–6. <https://doi.org/10.1029/2012GL053387>
- Dickinson, R. E., Henderson-Sellers, A., Kennedy, J., & Wilson, F. (1986). *Biosphere-atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model*. NCAR Technical Note NCAR/TN-275+STR, Boulder, Colorado. <https://doi.org/10.5065/D6668B58>
- Dickinson, R. E., Shaikh, M., Bryant, R., & Graumlich, L. (1998). Interactive Canopies for a Climate Model. *Journal of Climate*, 11(11), 2823–2836. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<2823:ICFACM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<2823:ICFACM>2.0.CO;2)
- Dieng, H. B., Cazenave, A., Meyssignac, B., & Ablain, M. (2017). New estimate of the current rate of sea level rise from a sea level budget approach. *Geophysical Research Letters*, 44(8), 3744–3751. <https://doi.org/10.1002/2017GL073308>
- Dirmeyer, P. A., Dolman, A. J., & Sato, N. (1999). The Pilot Phase of the Global Soil Wetness Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(5), 851–878. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1999\)080<0851:TPPOTG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1999)080<0851:TPPOTG>2.0.CO;2)
- Dirmeyer, P. A., Gao, X., & Oki, T. (2002). *The Second Global Soil Wetness Project GSWP-2: Science and Implementation Plan*. IGPO Publication Series No. 37, 75pp. Retrieved from <http://cola.gmu.edu/gswp/>
- Dirmeyer, P. A., Gentine, P., Ek, M. B., & Balsamo, G. (2019). Land Surface Processes Relevant to Sub-seasonal to Seasonal (S2S) Prediction. *Sub-Seasonal to Seasonal Prediction*, 165–181. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811714-9.00008-5>
- Doherty, S. J., Bojinski, S., Henderson-Sellers, A., Noone, K., Goodrich, D., Bindoff, N. L., et al. (2009). Lessons Learned from IPCC AR4: Scientific Developments Needed to Understand, Predict, and Respond to Climate Change. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(4), 497–514. <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2643.1>
- Döll, P., Douville, H., Güntner, A., Müller Schmied, H., & Wada, Y. (2016). Modelling Freshwater Resources at the Global Scale: Challenges and Prospects. *Surveys in Geophysics*, 37(2), 195–221. <https://doi.org/10.1007/s10712-015-9343-1>
- Domine, F., Barrere, M., & Morin, S. (2016). The growth of shrubs on high Arctic tundra at Bylot Island: impact on snow physical properties and permafrost thermal regime. *Biogeosciences*, 13(23), 6471–6486. <https://doi.org/10.5194/bg-13-6471-2016>
- Domine, F., Belke-Brea, M., Sarrazin, D., ARNAUD, L., Barrere, M., & Poirier, M. (2018). Soil moisture, wind speed and depth hoar formation in the Arctic snowpack. *Journal of Glaciology*, 64(248), 990–1002. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.89>
- Domine, F., Picard, G., Morin, S., Barrere, M., Madore, J.-B., & Langlois, A. (2019). Major Issues in Simulating Some Arctic Snowpack Properties Using Current Detailed Snow Physics Models: Consequences for the Thermal Regime and Water Budget of Permafrost. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. <https://doi.org/10.1029/2018MS001445>
- Douville, H. (1998). Validation and sensitivity of the global hydrologic budget in stand-alone simulations with the ISBA land-surface scheme. *Climate Dynamics*, 14(3), 151–172. <https://doi.org/10.1007/s003820050215>
- Douville, H. (2002). Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part II: Interannual variability. *Journal of Climate*, 15(7), 701–720. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<0701:IOSMOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0701:IOSMOT>2.0.CO;2)
- Douville, H. (2005). Limitations of time-slice experiments for predicting regional climate change over South Asia. *Climate Dynamics*, 24(4), 373–391. <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0509-7>
- Douville, H., & Royer, J.-F. (2002). Influence of the temperate and boreal forests on the Northern Hemisphere climate in the Météo-France climate model. *Climate Dynamics*, 13(1), 57–74. <https://doi.org/10.1007/s003820050153>
- Douville, H., Royer, J.-F., & Mahfouf, J.-F. (1995). A new snow parameterization for the Météo-France climate model: Part I: validation in stand-alone experiments. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/BF00208760>
- Douville, H., Planton, S., Royer, J. F., Stephenson, D. B., Tyteca, S., Kergoat, L., et al. (2000). Importance of vegetation feedbacks in doubled-CO₂ climate experiments. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 105(D11), 14841–14861. <https://doi.org/10.1029/1999JD901086>
- Douville, H., Chauvin, F., Planton, S., Royer, J. F., Salas-Melia, D., & Tyteca, S. (2002). Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols. *Climate Dynamics*, 20(1), 45–68. <https://doi.org/10.1007/s00382-002-0259-3>
- Douville, H., Ribes, A., Decharme, B., Alkama, R., & Sheffield, J. (2013). Anthropogenic influence on multidecadal changes in reconstructed global evapotranspiration. *Nature Climate Change*, 3(1). <https://doi.org/10.1038/nclimate1632>
- Douville, H., Voldoire, A., & Geoffroy, O. (2015). The recent global warming hiatus: What is the role of Pacific variability? *Geophysical Research Letters*, 42(3), 880–888. <https://doi.org/10.1002/2014GL062775>
- Douville, H., Decharme, B., Delire, C., Colin, J., Joetzjer, E., Roehring, R., et al. (2020). Drivers of the enhanced decline of land near-surface relative humidity to abrupt-4xCO₂ in CNRM-CM6-1. *Climate Dynamics*, under review.
- Druel, A., Ciais, P., Krinner, G., & Peylin, P. (2019). Modeling the Vegetation Dynamics of Northern Shrubs and Mosses in the ORCHIDEE Land Surface Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(7), 2020–2035. <https://doi.org/10.1029/2018MS001531>
- Ducharne, A., Golaz, C., Leblois, E., Laval, K., Polcher, J., Ledoux, E., & De Marsily, G. (2003). Development of a high resolution runoff routing model, calibration and application to assess runoff from the LMD GCM. *Journal of Hydrology*, 280(1–4), 207–228. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00230-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00230-0)
- Ducoudré, N. I., Laval, K., Perrier, A., Ducoudré, N. I., Laval, K., & Perrier, A. (1993). SECHIBA, a New Set of Parameterizations of the Hydrologic Exchanges at the Land-Atmosphere Interface within the LMD Atmospheric General Circulation Model. *Journal of Climate*, 6(2), 248–273. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<0248:SANSOP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<0248:SANSOP>2.0.CO;2)
- Dugdale, S. J., Hannah, D. M., & Malcolm, I. A. (2017). River temperature modelling: A review of process-based approaches and future directions. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.10.009>
- Dümenil, L., & Todini, E. (1992). A rainfall–runoff scheme for use in the Hamburg climate model. In *Advances in Theoretical Hydrology* (European G, pp. 129–157). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-89831-9.50016-8>
- Dunne, T., & Black, R. D. (1970). Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed. *Water Resources Research*, 6(5), 1296–1311. <https://doi.org/10.1029/WR006i005p01296>
- Durand, F., Papa, F., Rahman, A., & Bala, S. K. (2011). Impact of Ganges-Brahmaputra interannual discharge variations on Bay of Bengal salinity and temperature during 1992–1999 period. *Journal of Earth System Science*, 120(5), 859–872. <https://doi.org/10.1007/s12040-011-0118-x>
- Durand, Y., Brun, E., Merindol, L., Guyomarc'h, G., Lesaffre, B., & Martin, E. (1993). A meteorological estimation of relevant parameters

- for snow models. *Annals of Glaciology*, 18, 65–71. <https://doi.org/10.3189/S0260305500011277>
- Dürr, H. H., Meybeck, M., & Dürr, S. H. (2005). Lithologic composition of the Earth's continental surfaces derived from a new digital map emphasizing riverine material transfer. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(4), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2005GB002515>
- Duval, B., & Goodwin, S. (2000). Methane production and release from two New England peatlands. *International Microbiology : The Official Journal of the Spanish Society for Microbiology*, 3(2), 89–95. Retrieved from <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/11001537>
- Ekici, A., Beer, C., Hagemann, S., Boike, J., Langer, M., & Hauck, C. (2014). Simulating high-latitude permafrost regions by the JSBACH terrestrial ecosystem model. *Geoscientific Model Development*. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-631-2014>
- Elberling, B., Michelsen, A., Schädel, C., Schuur, E. A. G., Christiansen, H. H., Berg, L., et al. (2013). Long-term CO₂ production following permafrost thaw. *Nature Climate Change*. <https://doi.org/10.1038/nclimate1955>
- Emery, C. (2017). Contribution de la future mission altimétrique à large fauchée SWOT pour la modélisation hydrologique à grande échelle. Retrieved from <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01523481>
- Emery, C. M., Biancamaria, S., Boone, A., Garambois, P.-A., Ricci, S., Rochoux, M. C., & Decharme, B. (2016). Temporal variance-based sensitivity analysis of the river-routing component of the large-scale hydrological model ISBA-TRIP: Application on the Amazon Basin. *Journal of Hydrometeorology*, 17(12). <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0050.1>
- Emery, C. M., Paris, A., Biancamaria, S., Boone, A., Calmant, S., Garambois, P.-A., & Santos da Silva, J. (2018). Large-scale hydrological model river storage and discharge correction using a satellite altimetry-based discharge product. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(4), 2135–2162. <https://doi.org/10.5194/hess-22-2135-2018>
- Entin, J. K., Robock, A., Vinnikov, K. Y., Zabelin, V., Liu, S., Namkhai, A., & Adyasuren, T. (1999). Evaluation of Global Soil Wetness Project Soil Moisture Simulations. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 77(1B), 183–198. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.77.1B_183
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., & Taylor, K. E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5), 1937–1958. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>
- Fan, Y., Miguez-Macho, G., Weaver, C. P., Walko, R., & Robock, A. (2007). Incorporating water table dynamics in climate modeling: 1. Water table observations and equilibrium water table simulations. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. <https://doi.org/10.1029/2006JD008111>
- Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A. T., Roujean, J.-L., Masson, V., Martin, E., & Le Moigne, P. (2013). ECOCLIMAP-II/Europe: a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geosci. Model Dev*, 6, 563–582. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-563-2013>
- Farquhar, G. D., von Caemmerer, S., & Berry, J. A. (1980). A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, 149(1), 78–90. <https://doi.org/10.1007/BF00386231>
- Farquharson, L. M., Romanovsky, V. E., Cable, W. L., Walker, D. A., Kokelj, S., & Nicolsky, D. (2019). Climate change drives widespread and rapid thermokarst development in very cold permafrost in the Canadian High Arctic. *Geophysical Research Letters*, 2019GL082187. <https://doi.org/10.1029/2019GL082187>
- Fasullo, J. T., & Nerem, R. S. (2016). Interannual variability in global mean sea level estimated from the cesm large and last millennium ensembles. *Water (Switzerland)*, 8(11). <https://doi.org/10.3390/w8110491>
- Feddes, R. A., Hoff, H., Bruen, M., Dawson, T., de Rosnay, P., Dirmeyer, P., et al. (2001). Modeling Root Water Uptake in Hydrological and Climate Models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(12), 2797–2809. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2001\)082<2797:MRWUIH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2001)082<2797:MRWUIH>2.3.CO;2)
- Fekete, B. M., Vörösmarty, C. J., Roads, J. O., Willmott, C. J., Fekete, B. M., Vörösmarty, C. J., et al. (2004). Uncertainties in Precipitation and Their Impacts on Runoff Estimates. *Journal of Climate*, 17(2), 294–304. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0294:UIPATI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0294:UIPATI>2.0.CO;2)
- Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S. C., Collins, W., et al. (2013). IPCC 2013 AR5 - Chapter 9: Evaluation of Climate Models. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>
- Foley, J. A., Prentice, I. C., Ramankutty, N., Levis, S., Pollard, D., Sitch, S., & Haxeltine, A. (1996). An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, 10(4), 603–628. <https://doi.org/10.1029/96GB02692>
- Friedlingstein, P., BOPP, L., & CADULE, P. (2007). Changement climatique et cycle du carbone. *La Météorologie*, 8(58), 21. <https://doi.org/10.4267/2042/18204>
- Gaiser, R. N. (1952). Root Channels and Roots in Forest Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 16(1), 62. <https://doi.org/10.2136/sssaj1952.03615995001600010019x>
- Garrigues, S., Olioso, A., Carrer, D., Decharme, B., Calvet, J.-C., Martin, E., et al. (2015). Impact of climate, vegetation, soil and crop management variables on multi-year ISBA-A-gs simulations of evapotranspiration over a Mediterranean crop site. *Geoscientific Model Development*, 8(10). <https://doi.org/10.5194/gmd-8-3033-2015>
- Gedney, N., Cox, P. M., Betts, R. A., Boucher, O., Huntingford, C., & Stott, P. A. (2006). Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records. *Nature*, 439(7078), 835–838. <https://doi.org/10.1038/nature04504>
- Gelati, E., Decharme, B., Calvet, J.-C., Minvielle, M., Polcher, J., Fairbairn, D., & Weedon, G. P. (2018). Hydrological assessment of atmospheric forcing uncertainty in the Euro-Mediterranean area using a land surface model. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 22, 2091–2115. <https://doi.org/10.5194/hess-22-2091-2018>
- van Genuchten, M. T. (1980). A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892. <https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>
- Gerten, D., Rost, S., von Bloh, W., & Lucht, W. (2008). Causes of change in 20th century global river discharge. *Geophysical Research Letters*, 35(20), L20405. <https://doi.org/10.1029/2008GL035258>
- Getirana, A. C. V., Boone, A., Yamazaki, D., Decharme, B., Papa, F., & Mognard, N. (2012). The Hydrological Modeling and Analysis Platform (HyMAP): Evaluation in the Amazon Basin. *Journal of Hydrometeorology*, 13(6), 1641–1665. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-021.1>

- Giard, D., & Bazile, E. (2000). Implementation of a New Assimilation Scheme for Soil and Surface Variables in a Global NWP Model. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 997–1015. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<0997:IOANAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<0997:IOANAS>2.0.CO;2)
- Gibelin, A.-L. (2007). Cycle du carbone dans un modèle de surface continentale : modélisation, validation et mise en oeuvre à l'échelle globale. Retrieved from <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00164054>
- Giffard, P., Llovel, W., Jouanno, J., Morvan, G., & Decharme, B. (2019). Contribution of the Amazon River Discharge to Regional Sea Level in the Tropical Atlantic Ocean. *Water*, 11(11), 2348. <https://doi.org/10.3390/w11112348>
- Gouttevin, I., Menegoz, M., Dominé, F., Krinner, G., Koven, C., Ciais, P., et al. (2012a). How the insulating properties of snow affect soil carbon distribution in the continental pan-Arctic area. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 117(G2), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JG001916>
- Gouttevin, I., Krinner, G., Ciais, P., Polcher, J., & Legout, C. (2012b). Multi-scale validation of a new soil freezing scheme for a land-surface model with physically-based hydrology. *Cryosphere*. <https://doi.org/10.5194/tc-6-407-2012>
- Green, H. W., & Ampt, G. A. (1911). Studies on Soil Physics. *The Journal of Agricultural Science*, 4(01), 1. <https://doi.org/10.1017/S0021859600001441>
- Grippa, M., Kergoat, L., Frappart, F., Araud, Q., Boone, A., De Rosnay, P., et al. (2011). Land water storage variability over West Africa estimated by Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) and land surface models. *Water Resources Research*, 47(5). <https://doi.org/10.1029/2009WR008856>
- Gu, G., & Adler, R. F. (2011). Precipitation and Temperature Variations on the Interannual Time Scale: Assessing the Impact of ENSO and Volcanic Eruptions. *Journal of Climate*, 24(9), 2258–2270. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3727.1>
- Guenet, B., Eglin, T., Vasilyeva, N., Peylin, P., Ciais, P., & Chenu, C. (2013). The relative importance of decomposition and transport mechanisms in accounting for soil organic carbon profiles. *Biogeosciences*, 10(4), 2379–2392. <https://doi.org/10.5194/bg-10-2379-2013>
- Guilyardi, E., & Madec, G. (1997). Performance of the OPA/ARPEGE-T21 global ocean-atmosphere coupled model. *Climate Dynamics*, 13(2), 149–165. <https://doi.org/10.1007/s003820050157>
- Guo, Z., & Dirmeyer, P. A. (2006). Evaluation of the Second Global Soil Wetness Project soil moisture simulations: 1. Intermodel comparison. *Journal of Geophysical Research*, 111(D22), D22S02. <https://doi.org/10.1029/2006JD007233>
- Habets, F., Noilhan, J., Golaz, C., Goutorbe, J. P., Lacarrère, P., Leblois, E., et al. (1999). The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area. Part I: Model and database. *Journal of Hydrology*, 217(1–2), 75–96. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00019-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00019-0)
- Habets, F., Boone, A., & Noilhan, J. (2003). Simulation of a Scandinavian basin using the diffusion transfer version of ISBA. *Global and Planetary Change*. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00016-X](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00016-X)
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J. L., Etchevers, P., Franchistéguy, L., Leblois, E., et al. (2008). The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. <https://doi.org/10.1029/2007JD008548>
- Habets, F., Philippe, E., Martin, E., David, C. H., & Leseur, F. (2014). Small farm dams: impact on river flows and sustainability in a context of climate change. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(10), 4207–4222. <https://doi.org/10.5194/hess-18-4207-2014>
- Habets, F., Molénat, J., Carluier, N., Douez, O., & Leenhardt, D. (2018). The cumulative impacts of small reservoirs on hydrology: A review. *Science of The Total Environment*, 643, 850–867. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.188>
- Hagemann, S., & Dümenil, L. (1997). A parametrization of the lateral waterflow for the global scale. *Climate Dynamics*, 14(1), 17–31. <https://doi.org/10.1007/s003820050205>
- Harr, R. D. (1977). Water flux in soil and subsoil on a steep forested slope. *Journal of Hydrology*, 33(1–2), 37–58. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(77\)90097-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(77)90097-X)
- Henderson-Sellers, A., Yang, Z.-L., & Dickinson, R. E. (1993). The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74(7), 1335–1349. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1993\)074<1335:TPFIOL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1993)074<1335:TPFIOL>2.0.CO;2)
- Henderson, G. R., Peings, Y., Furtado, J. C., & Kushner, P. J. (2018). Snow–atmosphere coupling in the Northern Hemisphere. *Nature Climate Change*, 8(11), 954–963. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0295-6>
- Holland, M. M., & Bitz, C. M. (2003). Polar amplification of climate change in coupled models. *Climate Dynamics*, 21(3–4), 221–232. <https://doi.org/10.1007/s00382-003-0332-6>
- Hornberger, G. M., Raffensperger, J. P., Wiberg, P. L., & Eshleman, K. N. (1998). *Elements of physical hydrology*. Baltimore and London, 302 pp.: Johns Hopkins University Press.
- Horton, R. E. (1933). The rôle of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 14(1), 446–460. <https://doi.org/10.1029/TR014i001p00446>
- Hossain, M. F., Chen, W., & Zhang, Y. (2015). Bulk density of mineral and organic soils in the Canada's arctic and sub-arctic. *Information Processing in Agriculture*. <https://doi.org/10.1016/j.inpa.2015.09.001>
- Huang, B., & Mehta, V. M. (2010). Influences of Freshwater from Major Rivers on Global Ocean Circulation and Temperatures. *Advances in Atmospheric Sciences*, 27(3), 455–468. <https://doi.org/10.1007/s00376-009-9022-6.1.Introduction>
- Huntington, T. G. (2008). CO₂-induced suppression of transpiration cannot explain increasing runoff. *Hydrological Processes*, 22(2), 311–314. <https://doi.org/10.1002/hyp.6925>
- IPCC. (2007). *Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (eds.)]*. IPCC, Geneva, Switzerland, 104 pp. Retrieved from <https://www.ipcc.ch/report/ar4/syr/>
- IPCC. (2014). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]*. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp. Retrieved from <https://archive.ipcc.ch/report/ar5/syr/>
- Jackson, R. D. (1973). Diurnal Changes in Soil Water Content During Drying. *Field Soil Water Regime, Soil Sci. Soc. of Amer.*, 37–55. <https://doi.org/10.2136/sssaspepub5.c3>
- Jacob, C. M. J. (1994). *Direct impact of atmospheric CO₂ enrichment on regional transpiration*. Agricultural University, Wageningen, The

Netherlands. Retrieved from <https://library.wur.nl/WebQuery/wda/599197>

- Jacobs, C. M. J., van den Hurk, B. M. M., & de Bruin, H. A. R. (1996). Stomatal behaviour and photosynthetic rate of unstressed grapevines in semi-arid conditions. *Agricultural and Forest Meteorology*, *80*(2–4), 111–134. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(95\)02295-3](https://doi.org/10.1016/0168-1923(95)02295-3)
- Jahfer, S., Vinayachandran, P. N., & Nanjundiah, R. S. (2017). Long-term impact of Amazon river runoff on northern hemispheric climate. *Scientific Reports*, *7*(1), 10989. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-10750-y>
- Jarvis, P. G. (1976). The Interpretation of the Variations in Leaf Water Potential and Stomatal Conductance Found in Canopies in the Field. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, *273*(927), 593–610. <https://doi.org/10.1098/rstb.1976.0035>
- Joetzer, E., Douville, H., Delire, C., Ciais, P., Decharme, B., & Tyteca, S. (2013). Hydrologic benchmarking of meteorological drought indices at interannual to climate change timescales: A case study over the Amazon and Mississippi river basins. *Hydrology and Earth System Sciences*, *17*(12). <https://doi.org/10.5194/hess-17-4885-2013>
- Joetzer, E., Delire, C., Douville, H., Ciais, P., Decharme, B., Carrer, D., et al. (2015). Improving the ISBACC land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the Amazon forest. *Geoscientific Model Development*, *8*(6), 1709–1727. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-1709-2015>
- Jordan, R. (1991). *One-Dimensional Temperature Model for a Snow Cover - Technical Documentation for SNTHERM*. 89. SNTHERM, Vol. 89, Special Report 91-16, US Army Corps of Engineers.
- Jørgensen, C. J., Lund Johansen, K. M., Westergaard-Nielsen, A., & Elberling, B. (2015). Net regional methane sink in High Arctic soils of northeast Greenland. *Nature Geoscience*, *8*(1), 20–23. <https://doi.org/10.1038/ngeo2305>
- Jorgenson, M. T., Racine, C. H., Walters, J. C., & Osterkamp, T. E. (2001). Permafrost Degradation and Ecological Changes Associated with a Warming Climate in Central Alaska. *Climatic Change*, *48*(4), 551–579. <https://doi.org/10.1023/A:1005667424292>
- Jouzlet, J., Petit, M., & Masson-Delmotte, V. (2018). Trente ans d'histoire du Giec. *La Météorologie*, (100 Spécial Anniversaire 25 ans), 117. <https://doi.org/10.4267/2042/65154>
- Kääb, A., & Prowse, T. (2011). Cold-regions river flow observed from space. *Geophysical Research Letters*, *38*(8), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011GL047022>
- Kääb, A., Lamare, M., & Abrams, M. (2013). River ice flux and water velocities along a 600 km-long reach of Lena River, Siberia, from satellite stereo. *Hydrology and Earth System Sciences*. <https://doi.org/10.5194/hess-17-4671-2013>
- Kaiser, S., Göckede, M., Castro-Morales, K., Knoblauch, C., Ekici, A., Kleinen, T., et al. (2017). Process-based modelling of the methane balance in periglacial landscapes (JSBACH-methane). *Geoscientific Model Development*, *10*(1), 333–358. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-333-2017>
- Khvorostyanov, D. V., Krinner, G., Ciais, P., Heimann, M., & Zimov, S. A. (2008). Vulnerability of permafrost carbon to global warming. Part I: Model description and role of heat generated by organic matter decomposition, *60*(2), 250–264. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2007.00333.x>
- Kim, H., Yeh, P. J.-F., Oki, T., & Kanae, S. (2009). Role of rivers in the seasonal variations of terrestrial water storage over global basins. *Geophysical Research Letters*, *36*(17), L17402. <https://doi.org/10.1029/2009GL039006>
- Kleinen, T., Brovkin, V., & Schuldt, R. J. (2012). A dynamic model of wetland extent and peat accumulation: Results for the Holocene. *Biogeosciences*. <https://doi.org/10.5194/bg-9-235-2012>
- Knoblauch, C., Beer, C., Liebner, S., Grigoriev, M. N., & Pfeiffer, E. M. (2018). Methane production as key to the greenhouse gas budget of thawing permafrost. *Nature Climate Change*. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0095-z>
- Knox, S. H., Jackson, R. B., Poulter, B., McNicol, G., Fluet-Chouinard, E., Zhang, Z., et al. (2019). FLUXNET-CH 4 Synthesis Activity: Objectives, Observations, and Future Directions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *100*(12), 2607–2632. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0268.1>
- Koch, J. C., Ewing, S. A., Striegl, R., & McKnight, D. M. (2013). Rapid runoff via shallow throughflow and deeper preferential flow in a boreal catchment underlain by frozen silt (Alaska, USA). *Hydrogeology Journal*. <https://doi.org/10.1007/s10040-012-0934-3>
- Koren, V., Schaake, J., Mitchell, K., Duan, Q.-Y., Chen, F., & Baker, J. M. (1999). A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *104*(D16), 19569–19585. <https://doi.org/10.1029/1999JD900232>
- Koster, R. D., & Milly, P. C. D. (1997). The interplay between transpiration and Runoff formulations in land surface schemes used with atmospheric models. *Journal of Climate*, *10*(7), 1578–1591. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<1578:TIBTAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<1578:TIBTAR>2.0.CO;2)
- Koster, R. D., Dirmeyer, P. A., Guo, Z., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., et al. (2004). Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science (New York, N.Y.)*, *305*(5687), 1138–40. <https://doi.org/10.1126/science.1100217>
- Koster, R. D., Guo, Z., Dirmeyer, P. A., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., et al. (2006). GLACE: The Global Land-Atmosphere Coupling Experiment. Part I: Overview. *Journal of Hydrometeorology*. <https://doi.org/10.1175/JHM510.1>
- Koven, C. D., Riley, W. J., Subin, Z. M., Tang, J. Y., Torn, M. S., Collins, W. D., et al. (2013). The effect of vertically resolved soil biogeochemistry and alternate soil C and N models on C dynamics of CLM4. *Biogeosciences*, *10*(11), 7109–7131. <https://doi.org/10.5194/bg-10-7109-2013>
- Krinner, G. (2003). Impact of lakes and wetlands on boreal climate. *Journal of Geophysical Research*, *108*(D16), 4520. <https://doi.org/10.1029/2002JD002597>
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogé, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., et al. (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, *19*(1). <https://doi.org/10.1029/2003GB002199>
- Labat, D., Goddérés, Y., Probst, J. L., & Guyot, J. L. (2004). Evidence for global runoff increase related to climate warming. *Advances in Water Resources*, *27*(6), 631–642. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2004.02.020>
- Lambert, S. J., & Boer, G. J. (2001). CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models. *Climate Dynamics*, *17*(2–3), 83–106. <https://doi.org/10.1007/PL00013736>
- Lawrence, D. M., & Slater, A. G. (2008). Incorporating organic soil into a global climate model. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0278-1>
- Lawrence, D. M., Slater, A. G., & Swenson, S. C. (2012). Simulation of present-day and future permafrost and seasonally frozen ground conditions in CCSM4. *Journal of Climate*. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00334.1>

- Ledoux, E., Girard, G., & Villeneuve, J. P. (1984). Proposition d'un modèle couplé pour la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. *La Houille Blanche*, (1–2), 101–120. <https://doi.org/10.1051/lhb/1984005>
- Ledoux, E., Girard, G., Marsily, G., Villeneuve, J. P., & Deschenes, J. (1989). Spatially Distributed Modeling: Conceptual Approach, Coupling Surface Water And Groundwater. In *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling* (pp. 435–454). Dordrecht: Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-009-2352-2_16
- Legates, D. R., Lins, H. F., & McCabe, G. J. (2005). Comments on “Evidence for global runoff increase related to climate warming” by Labat et al. *Advances in Water Resources*, 28(12), 1310–1315. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.04.006>
- Lehner, B., & Döll, P. (2004). Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands. *Journal of Hydrology*. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.028>
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Russi, T., Stöckli, U., & Zimmerli, M. (1999). snowpack model calculations for avalanche warning based upon a new network of weather and snow stations. *Cold Regions Science and Technology*, 30(1–3), 145–157. [https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(99\)00022-1](https://doi.org/10.1016/S0165-232X(99)00022-1)
- Leroy, M. (2002). La mesure au sol de la température et des précipitations. *La Météorologie*, 8(39), 52. <https://doi.org/10.4267/2042/36247>
- Lettenmaier, D. P., & Famiglietti, J. S. (2006). Water from high. *Nature*, 444(7119), 562–563. <https://doi.org/10.1038/444562a>
- Letts, M. G., Comer, N. T., Roulet, N. T., Skarupa, M. R., & Verseghy, D. L. (2000). Parametrization of peatland hydraulic properties for the Canadian land surface scheme. *Atmosphere - Ocean*. <https://doi.org/10.1080/07055900.2000.9649643>
- Liston, G. E., Sud, Y. C., Wood, E. F., Liston, G. E., Sud, Y. C., & Wood, E. F. (1994). Evaluating GCM Land Surface Hydrology Parameterizations by Computing River Discharges Using a Runoff Routing Model: Application to the Mississippi Basin. *Journal of Applied Meteorology*, 33(3), 394–405. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1994\)033<0394:EGLSHP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1994)033<0394:EGLSHP>2.0.CO;2)
- Llovel, W. (2010, December 6). *Hausse du niveau de la mer et impact du changement climatique global*. Retrieved from <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00558287>
- Llovel, W., Becker, M., Cazenave, A., Jevrejeva, S., Alkama, R., Decharme, B., et al. (2011). Terrestrial waters and sea level variations on interannual time scale. *Global and Planetary Change*, 75(1–2). <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.10.008>
- Lofgren, B. M., Quinn, F. H., Clites, A. H., Assel, R. A., Eberhardt, A. J., & Luukkonen, C. L. (2002). Evaluation of Potential Impacts on Great Lakes Water Resources Based on Climate Scenarios of Two GCMs. *Journal of Great Lakes Research*, 28(4), 537–554. [https://doi.org/10.1016/S0380-1330\(02\)70604-7](https://doi.org/10.1016/S0380-1330(02)70604-7)
- Lohmann, D., Lettenmaier, D. P., Liang, X., Wood, E. F., Boone, A., Chang, S., et al. (1998). The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) phase 2(c) Red-Arkansas River basin experiment: 3. Spatial and temporal analysis of water fluxes. *Global and Planetary Change*, 19(1–4), 161–179. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(98\)00046-0](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(98)00046-0)
- Loth, B., & Graf, H.-F. (1998). Modeling the snow cover in climate studies: 1. Long-term integrations under different climatic conditions using a multilayered snow-cover model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D10), 11313–11327. <https://doi.org/10.1029/97JD01411>
- Lucazeau, F. (2019). Analysis and Mapping of an Updated Terrestrial Heat Flow Data Set. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. <https://doi.org/10.1029/2019GC008389>
- Luo, L., Robock, A., Vinnikov, K. Y., Schlosser, C. A., Slater, A. G., Boone, A., et al. (2003). Effects of Frozen Soil on Soil Temperature, Spring Infiltration, and Runoff: Results from the PILPS 2(d) Experiment at Valdai, Russia. *Journal of Hydrometeorology*. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2003\)4<334:EOFSOS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2003)4<334:EOFSOS>2.0.CO;2)
- Lynch-Stieglitz, M., & Lynch-Stieglitz, M. (1994). The Development and Validation of a Simple Snow Model for the GISS GCM. *Journal of Climate*, 7(12), 1842–1855. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1994\)007<1842:TDAVOA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1994)007<1842:TDAVOA>2.0.CO;2)
- Mahfouf, J.-F., & Noilhan, J. (1996). Inclusion of Gravitational Drainage in a Land Surface Scheme Based on the Force-Restore Method. *Journal of Applied Meteorology*, 35(6), 987–992. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1996\)035<0987:IOGDIA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1996)035<0987:IOGDIA>2.0.CO;2)
- Mahfouf, J.-F., Manzi, A. O., Noilhan, J., Giordani, H., & Deque, M. (1995). The land surface scheme ISBA within the Meteo-France climate model ARPEGE. Part I: implementation and preliminary results. *Journal of Climate*. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<2039:TLSSIW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<2039:TLSSIW>2.0.CO;2)
- Manabe, S. (1969). Climate and the ocean circulation. *Monthly Weather Review*, 97(11), 739–774. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0739:CATOC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0739:CATOC>2.3.CO;2)
- Manning, R. (1891). On the flow of water in open channels and pipes. *Transactions of the Institution of Civil Engineers of Ireland*, 20, 161–207.
- Manzi, A. O., & Planton, S. (1994). Implementation of the ISBA parametrization scheme for land surface processes in a GCM - an annual cycle experiment. *Journal of Hydrology*, 155(3–4), 353–387. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90178-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90178-3)
- Masson, V. (2000). A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorology*. <https://doi.org/10.1023/A:1002463829265>
- Masson, V., Champeaux, J. L., Chauvin, F., Meriguet, C., & Lacaze, R. (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate*. <https://doi.org/10.1175/1520-0442-16.9.1261>
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., et al. (2013). The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6(4). <https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013>
- Maxwell, R. M., & Miller, N. L. (2005). Development of a coupled land surface and groundwater model. *Journal of Hydrometeorology*, 6(3), 233–247. <https://doi.org/10.1175/JHM422.1>
- Mayorga, E., Seitzinger, S. P., Harrison, J. A., Dumont, E., Beusen, A. H. W., Bouwman, A. F., et al. (2010). Global Nutrient Export from WaterSheds 2 (NEWS 2): Model development and implementation. *Environmental Modelling and Software*, 25(7), 837–853. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2010.01.007>
- McGuire, A. D., Koven, C., Lawrence, D. M., Clein, J. S., Xia, J., Beer, C., et al. (2016). Variability in the sensitivity among model simulations of permafrost and carbon dynamics in the permafrost region between 1960 and 2009. *Global Biogeochemical Cycles*, 30(7). <https://doi.org/10.1002/2016GB005405>
- Meehl, G. A., Boer, G. J., Covey, C., Latif, M., & Stouffer, R. J. (2000). The Coupled Model Intercomparison Project (CMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81, 313–318. <https://doi.org/10.2307/26215108>

- Meehl, G. A., Covey, C., Delworth, T., Latif, M., McAvaney, B., Mitchell, J. F. B., et al. (2007). THE WCRP CMIP3 Multimodel Dataset: A New Era in Climate Change Research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(9), 1383–1394. <https://doi.org/10.1175/BAMS-88-9-1383>
- Miguez-Macho, G., Fan, Y., Weaver, C. P., Walko, R., & Robock, A. (2007). Incorporating water table dynamics in climate modeling: 2. Formulation, validation, and soil moisture simulation. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. <https://doi.org/10.1029/2006JD008112>
- Miller, J. R., Russell, G. L., Caliri, G., Miller, J. R., Russell, G. L., & Caliri, G. (1994). Continental-Scale River Flow in Climate Models. *Journal of Climate*, 7(6), 914–928. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1994\)007<0914:CSRFC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1994)007<0914:CSRFC>2.0.CO;2)
- Milliman, J. D., & Farnsworth, K. L. (2011). *River discharge to the coastal ocean: a global synthesis*. Retrieved from <https://www.cambridge.org/fr/academic/subjects/earth-and-environmental-science/geomorphology-and-physical-geography/river-discharge-coastal-ocean-global-synthesis?format=PB&isbn=9781107612181>
- Milliman, J. D., Farnsworth, K. L., Jones, P. D., Xu, K. H., & Smith, L. C. (2008). Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951–2000. *Global and Planetary Change*, 62(3–4), 187–194. <https://doi.org/10.1016/J.GLOPLACHA.2008.03.001>
- Mironov, D. V. (2008). *Parameterization of Lakes in Numerical Weather Prediction. Description of a Lake Model*. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, Germany.
- Le Moigne, P., Colin, J., & Decharme, B. (2016). Impact of lake surface temperatures simulated by the FLake scheme in the CNRM-CM5 climate model. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 68(1), 1–21. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v68.31274>
- Le Moigne, P., Besson, F., Martin, E., Boé, J., Decharme, B., Etchevers, P., et al. (2020). The Latest Improvements in SURFEX v8.0 of the Safran-Isba-Modcou Hydrometeorological Model over France. *Geosci. Model Dev. Discuss., in review*. <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/gmd-2020-31>
- Morel, X. (2018). *Observation et modélisation in-situ du carbone des sols boréaux et des émissions de méthane associées*. Interfaces continentales, environnement. Université Toulouse 3 Paul Sabatier, 2018. Français. Retrieved from <https://hal.archives-ouvertes.fr/tel-02188590>
- Morel, X., Decharme, B., Delire, C., Krinner, G., Lund, M., Hansen, B. U., & Mastepanov, M. (2019). A New Process-Based Soil Methane Scheme: Evaluation Over Arctic Field Sites With the ISBA Land Surface Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(1), 293–326. <https://doi.org/10.1029/2018MS001329>
- Morel, X., Hansen, B. U., Delire, C., Ambus, P. L., Mastepanov, M., & Decharme, B. (2020). A new dataset of soil Carbon and Nitrogen stocks and profiles from an instrumented Greenlandic fen designed to evaluate land-surface models. *Earth System Science Data Discussions*, 2020, 1–28. <https://doi.org/10.5194/essd-2019-225>, in review
- Morin, S., Lejeune, Y., Lesaffre, B., Panel, J.-M., Poncet, D., David, P., & Sudul, M. (2012). An 18-yr long (1993–2011) snow and meteorological dataset from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 m alt.) for driving and evaluating snowpack models. *Earth System Science Data*, 4(1), 13–21. <https://doi.org/10.5194/essd-4-13-2012>
- Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12(3), 513–522.
- Mudryk, L., Brown, R., Derksen, C., Luojus, K., Decharme, B., & Helfrich, S. (2018). *Terrestrial Snow Cover [in NOAA Arctic Report Card 2018]*. Retrieved from <https://arctic.noaa.gov/Report-Card/Report-Card-2018/ArtMID/7878/ArticleID/782/Terrestrial-Snow-Cover>
- Mudryk, L., Brown, R., Derksen, C., Luojus, K., Decharme, B., & Helfrich, S. (2019). *Terrestrial Snow Cover [in NOAA Arctic Report Card 2019]*. Retrieved from <https://arctic.noaa.gov/Report-Card/Report-Card-2019/ArtMID/7916/ArticleID/843/Terrestrial-Snow-Cover>
- Mudryk, L. R., & Derksen, C. (2017). CanSISE Observation-Based Ensemble of Northern Hemisphere Terrestrial Snow Water Equivalent, Version 2. <https://doi.org/https://doi.org/10.5067/96ltniikJ7vd>
- Mudryk, L. R., Derksen, C., Kushner, P. J., & Brown, R. (2015). Characterization of Northern Hemisphere Snow Water Equivalent Datasets, 1981–2010. *Journal of Climate*, 28(20), 8037–8051. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0229.1>
- Munier, S., Becker, M., Maisongrande, P., & Cazenave, A. (2012). Using Grace To Detect Groundwater Storage Variations: the Cases of Canning Basin and Guarani Aquifer System. *International Water Technology Journal*, 2, 2–13. Retrieved from <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01162472>
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Natali, S. M., Watts, J. D., Rogers, B. M., Potter, S., Ludwig, S. M., Selbmann, A.-K., et al. (2019). Large loss of CO₂ in winter observed across the northern permafrost region. *Nature Climate Change*, 9(11), 852–857. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0592-8>
- Neff, J. C., & Asner, G. P. (2001). Dissolved organic carbon in terrestrial ecosystems: Synthesis and a model. *Ecosystems*. <https://doi.org/10.1007/s100210000058>
- Ngo-Duc, T., Polcher, J., & Laval, K. (2005). A 53-year forcing data set for land surface models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D6), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004JD005434>
- Ngo-Duc, T., Laval, K., Ramillien, G., Polcher, J., & Cazenave, A. (2007). 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(4). <https://doi.org/10.1029/2006WR004941>
- Nielson, K. -k., & Rogers, V.-C. (1982). *A Mathematical Model for Radon Diffusion in Earthen Materials*. Washington, DC 20555.
- Niu, G.-Y., & Yang, Z.-L. (2006). Assessing a land surface model's improvements with GRACE estimates. *Geophysical Research Letters*, 33(7), L07401. <https://doi.org/10.1029/2005GL025555>
- Noilhan, J., & Lacarrere, P. (1995). GCM grid-scale evaporation from mesoscale modeling. *Journal of Climate*. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<0206:GGSEFM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<0206:GGSEFM>2.0.CO;2)
- Noilhan, J., & Planton, S. (1989). A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Monthly Weather Review*, 117(3), 536–549. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<0536:aspols>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<0536:aspols>2.0.co;2)
- O'Donnell, J. A., Romanovsky, V. E., Harden, J. W., & McGuire, A. D. (2009). The effect of moisture content on the thermal conductivity of moss and organic soil horizons from black spruce ecosystems in interior alaska. *Soil Science*. <https://doi.org/10.1097/SS.0b013e3181c4a7f8>

- Oki, T., & Sud, Y. C. (1998). Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—A Global River Channel Network. *Earth Interactions*, 2(1), 1–1. [https://doi.org/10.1175/1087-3562\(1998\)002<0001:DOTRIP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1087-3562(1998)002<0001:DOTRIP>2.3.CO;2)
- Oki, T., Nishimura, T., & Dirmeyer, P. (1999). Assessment of Annual Runoff from Land Surface Models Using Total Runoff Integrating Pathways (TRIP). *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 77(1B), 235–255. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.77.1B_235
- Parton, W. J. (1996). The CENTURY model. In *Evaluation of Soil Organic Matter Models* (pp. 283–291). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-61094-3_23
- Parton, W. J., Schimel, D. S., Cole, C. V., & Ojima, D. S. (1987). Analysis of Factors Controlling Soil Organic Matter Levels in Great Plains Grasslands. *Soil Science Society of America Journal*, 51(5), 1173–1179. <https://doi.org/10.2136/sssaj1987.03615995005100050015x>
- Parton, W. J., Stewart, J. W. B., & Cole, C. V. (1988). Dynamics of C, N, P and S in grassland soils: a model. *Biogeochemistry*, 5(1), 109–131. <https://doi.org/10.1007/BF02180320>
- Parton, W. J., Scurlock, J. M. O., Ojima, D. S., Gilmanov, T. G., Scholes, R. J., Schimel, D. S., et al. (1993). Observations and modeling of biomass and soil organic matter dynamics for the grassland biome worldwide. *Global Biogeochemical Cycles*, 7(4), 785–809. <https://doi.org/10.1029/93GB02042>
- Parton, W. J., Ojima, D. S., Cole, C. V., & Schimel, D. S. (1994). A General Model for Soil Organic Matter Dynamics: Sensitivity to Litter Chemistry, Texture and Management. In *Quantitative modeling of soil forming processes. Proc. symposium, Minneapolis, 1992* (pp. 147–167). SSSA; Special Publication, 39. <https://doi.org/10.2136/sssaspecpub39.c9>
- Pedinotti, V. (2013). Préparation à la mission SWOT (Surface Water Ocean Topography) : Apport de l'altimétrie à large fauchée à la modélisation grande échelle des processus hydrologiques et hydrodynamiques en Afrique de l'Ouest. [Http://www.theses.fr/2013INPT0014](http://www.theses.fr/2013INPT0014)
- Pedinotti, V., Boone, A., Decharme, B., Crétaux, J. F., Mognard, N., Panthou, G., et al. (2012). Evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrologic system over the Niger basin using in situ and satellite derived datasets. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(6). <https://doi.org/10.5194/hess-16-1745-2012>
- Peings, Y., Douville, H., Alkama, R., & Decharme, B. (2011). Snow contribution to springtime atmospheric predictability over the second half of the twentieth century. *Climate Dynamics*, 37(5). <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0884-1>
- Peng, S., Ciais, P., Krinner, G., Wang, T., Gouttevin, I., McGuire, A. D., et al. (2016). Simulated high-latitude soil thermal dynamics during the past 4 decades. *The Cryosphere*, 10(1), 179–192. <https://doi.org/10.5194/tc-10-179-2016>
- Peters-Lidard, C. D., Blackburn, E., Liang, X., & Wood, E. F. (1998). The effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55, 1209–1224. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1998\)055<1209:TEOSTC>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0469(1998)055<1209:TEOSTC>2.0.CO;2)
- Piao, S., Friedlingstein, P., Ciais, P., de Noblet-Ducoudre, N., Labat, D., & Zaehle, S. (2007). Changes in climate and land use have a larger direct impact than rising CO₂ on global river runoff trends. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(39), 15242–15247. <https://doi.org/10.1073/pnas.0707213104>
- Pitman, A., Yang, Z., Cogley, J., & Henderson-Sellers, A. (1991). *Description of bare essentials of surface transfer for the Bureau of Meteorology Research Centre AGCM*. BMRC Res Rep, vol 32. BMRC, Melbourne, Australia. Retrieved from <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.702.2348&rep=rep1&type=pdf>
- Planton, S., Bopp, L., Brun, E., Cattiaux, J., Chauvin, F., Chevallier, M., et al. (2015). Evolution du climat depuis 1850. *La Météorologie*, 8(88), 48. <https://doi.org/10.4267/2042/56361>
- Porada, P., Ekici, A., & Beer, C. (2016). Effects of bryophyte and lichen cover on permafrost soil temperature at large scale. *Cryosphere*. <https://doi.org/10.5194/tc-10-2291-2016>
- Prigent, C., Papa, F., Aires, F., Rossow, W. B., & Matthews, E. (2007). Global inundation dynamics inferred from multiple satellite observations, 1993–2000. *Journal of Geophysical Research*, 112(D12), D12107. <https://doi.org/10.1029/2006JD007847>
- Pulliainen, J., Aurela, M., Laurila, T., Aalto, T., Takala, M., Salminen, M., et al. (2017). Early snowmelt significantly enhances boreal springtime carbon uptake. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(42), 11081–11086. <https://doi.org/10.1073/PNAS.1707889114>
- Qiu, C., Zhu, D., Ciais, P., Guenet, B., Krinner, G., Peng, S., et al. (2018). ORCHIDEE-PEAT (revision 4596), a model for northern peatland CO₂, water, and energy fluxes on daily to annual scales. *Geoscientific Model Development*. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-497-2018>
- Le Quéré, C., Andrew, R. M., Friedlingstein, P., Sitch, S., Hauck, J., Pongratz, J., et al. (2018). Global Carbon Budget 2018. *Earth System Science Data*, 10(4), 2141–2194. <https://doi.org/10.5194/essd-10-2141-2018>
- Räisänen, J. (2001). CO₂-Induced Climate Change in CMIP2 Experiments: Quantification of Agreement and Role of Internal Variability. *Journal of Climate*, 14(9), 2088–2104. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<2088:CICCIC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<2088:CICCIC>2.0.CO;2)
- Rawlins, M. A., McGuire, A. D., Kimball, J. S., Dass, P., Lawrence, D., Burke, E., et al. (2015). Assessment of model estimates of land-atmosphere CO₂ exchange across Northern Eurasia. *Biogeosciences*, 12(14). <https://doi.org/10.5194/bg-12-4385-2015>
- Ribes, A., Azais, J. M., & Planton, S. (2010). A method for regional climate change detection using smooth temporal patterns. *Climate Dynamics*, 35(2), 391–406. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0670-0>
- Riley, W. J., Subin, Z. M., Lawrence, D. M., Swenson, S. C., Torn, M. S., Meng, L., et al. (2011). Barriers to predicting changes in global terrestrial methane fluxes: analyses using CLM4Me, a methane biogeochemistry model integrated in CESM. *Biogeosciences*, 8(7), 1925–1953. <https://doi.org/10.5194/bg-8-1925-2011>
- Ringeval, B., Decharme, B., Piao, S. L., Ciais, P., Papa, F., de Noblet-Ducoudré, N., et al. (2012). Modelling sub-grid wetland in the ORCHIDEE global land surface model: evaluation against river discharges and remotely sensed data. *Geoscientific Model Development*, 5(4), 941–962. <https://doi.org/10.5194/gmd-5-941-2012>
- Ringeval, B., Augusto, L., Monod, H., van Apeldoorn, D., Bouwman, L., Yang, X., et al. (2017). Phosphorus in agricultural soils: drivers of its distribution at the global scale. *Global Change Biology*, 23(8). <https://doi.org/10.1111/gcb.13618>
- Roehrig, R., Beau, I., Saint-Martin, D., Alias, A., Decharme, B., Guérémy, J.-F., et al. (2020). The CNRM global atmosphere model ARPEGE-Climate 6.3: description and evaluation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, Under review.
- de Rosnay, P., Bruen, M., & Polcher, J. (2000). Sensitivity of surface fluxes to the number of layers in the soil model used in GCMs. *Geophysical Research Letters*, 27(20), 3329–3332. <https://doi.org/10.1029/2000GL011574>
- de Rosnay, P., Calvet, J.-C., Kerr, Y., Wigneron, J.-P., Lemaître, F., Escorihuela, M. J., et al. (2006). SMOSREX: A long term field campaign

- experiment for soil moisture and land surface processes remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 102(3–4), 377–389. <https://doi.org/10.1016/J.RSE.2006.02.021>
- Royer, J.-F., Cariolle, D., Chauvin, F., Déqué, M., Douville, H., Hu, R.-M., et al. (2002). Simulation des changements climatiques au cours du XXI^e siècle incluant l'ozone stratosphérique. *Comptes Rendus Geoscience*, 334(3), 147–154. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01728-5](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01728-5)
- Salas Mélia, D. (2002). A global coupled sea ice–ocean model. *Ocean Modelling*, 4(2), 137–172. [https://doi.org/10.1016/S1463-5003\(01\)00015-4](https://doi.org/10.1016/S1463-5003(01)00015-4)
- Saulnier, G.-M., & Datin, R. (2004). Analytical solution to a bias in the TOPMODEL framework balance. *Hydrological Processes*, 18(7), 1195–1218. <https://doi.org/10.1002/hyp.1346>
- Saux-Picart, S., Ottlé, C., Perrier, A., Decharme, B., Coudert, B., Zribi, M., et al. (2009). SEtHyS_Savannah: A multiple source land surface model applied to Sahelian landscapes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149(9), 1421–1432. <https://doi.org/10.1016/J.AGRFORMET.2009.03.013>
- Scanlon, B. R., Faunt, C. C., Longuevergne, L., Reedy, R. C., Alley, W. M., McGuire, V. L., & McMahon, P. B. (2012). Groundwater depletion and sustainability of irrigation in the US High Plains and Central Valley. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 109(24), 9320–9325. <https://doi.org/10.1073/pnas.1200311109>
- Schädel, C., Bader, M. K. F., Schuur, E. A. G., Biasi, C., Bracho, R., Capek, P., et al. (2016). Potential carbon emissions dominated by carbon dioxide from thawed permafrost soils. *Nature Climate Change*. <https://doi.org/10.1038/nclimate3054>
- Schellekens, J., Dutra, E., Martínez-De La Torre, A., Balsamo, G., Van Dijk, A., Sperna Weiland, F., et al. (2017). A global water resources ensemble of hydrological models: The earth2Observe Tier-1 dataset. *Earth System Science Data*, 9(2). <https://doi.org/10.5194/essd-9-389-2017>
- Schulze, K., Hunger, M., & Döll, P. (2005). Simulating river flow velocity on global scale. *Advances In Geosciences*, 5(1), 133–136. <https://doi.org/10.5194/adgeo-5-133-2005>
- Schuur, E. A. G., McGuire, A. D., Schädel, C., Grosse, G., Harden, J. W., Hayes, D. J., et al. (2015). Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*. <https://doi.org/10.1038/nature14338>
- Séférian, R., Nabat, P., Michou, M., Saint-Martin, D., Voltaire, A., Colin, J., et al. (2019). Evaluation of CNRM Earth-System model, CNRM-ESM2-1: role of Earth system processes in present-day and future climate. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(12), 2019MS001791. <https://doi.org/10.1029/2019MS001791>
- Sellers, P. J., Mintz, Y., Sud, Y. C., Dalcher, A., Sellers, P. J., Mintz, Y., et al. (1986). A Simple Biosphere Model (SIB) for Use within General Circulation Models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(6), 505–531. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1986\)043<0505:ASBMFU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1986)043<0505:ASBMFU>2.0.CO;2)
- Sellers, P. J., Randall, D. A., Collatz, G. J., Berry, J. A., Field, C. B., Dazlich, D. A., et al. (1996). A Revised Land Surface Parameterization (SIB2) for Atmospheric GCMs. Part I: Model Formulation. *Journal of Climate*, 9(4), 676–705. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<0676:ARLSPF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<0676:ARLSPF>2.0.CO;2)
- Seneviratne, S. I., Lüthi, D., Litschi, M., & Schär, C. (2006). Land–atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443(7108), 205–209. <https://doi.org/10.1038/nature05095>
- Seneviratne, S. I., Corti, T., Davin, E. L., Hirschi, M., Jaeger, E. B., Lehner, I., et al. (2010). Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99(3–4), 125–161. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.02.004>
- Seneviratne, S. I., Wilhelm, M., Stanelle, T., Van Den Hurk, B., Hagemann, S., Berg, A., et al. (2013). Impact of soil moisture–climate feedbacks on CMIP5 projections: First results from the GLACE-CMIP5 experiment. *Geophysical Research Letters*, 40(19), 5212–5217. <https://doi.org/10.1002/grl.50956>
- Serreze, M. C., Bromwich, D. H., Clark, M. P., Etringer, A. J., Zhang, T., & Lammers, R. (2002). Large-scale hydro-climatology of the terrestrial Arctic drainage system. *Journal of Geophysical Research*, 108(D2), 8160. <https://doi.org/10.1029/2001JD000919>
- Sheffield, J., Goteti, G., & Wood, E. F. (2006). Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. *Journal of Climate*. <https://doi.org/10.1175/JCLI3790.1>
- Slater, A. G., Pitman, A. J., & Desborough, C. E. (1998a). Simulation of freeze-thaw cycles in a general circulation model land surface scheme. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D10), 11303–11312. <https://doi.org/10.1029/97JD03630>
- Slater, A. G., Pitman, A. J., & Desborough, C. E. (1998b). The validation of a snow parameterization designed for use in general circulation models. *International Journal of Climatology*, 18(6), 595–617. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199805\)18:6<595::AID-JOC275>3.0.CO;2-O](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199805)18:6<595::AID-JOC275>3.0.CO;2-O)
- Soubeyrou, J.-M., Martin, E., Franchisteguy, L., Habets, F., Noilhan, J., Baillon, M., et al. (2008). Safran-Isba-Modcou (SIM) : Un outil pour le suivi hydrométéorologique opérationnel et les études. *La Météorologie*, 8(63), 40. <https://doi.org/10.4267/2042/21890>
- Spence, C., Kokelj, S. V., & Ehsanzadeh, E. (2011). Precipitation trends contribute to streamflow regime shifts in northern Canada. *Cold Region Hydrology in a Changing Climate: Proceedings of Symposium HO2*, (July), 3–8. Retrieved from <http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsid=24546588>
- Stephen, K. D., Arah, J. R. M., Thomas, K. L., Benstead, J., & Lloyd, D. (1998). Gas diffusion coefficient profile in peat determined by modelling mass spectrometric data: implications for gas phase distribution. *Soil Biology and Biochemistry*, 30(3), 429–431. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(97\)00118-1](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(97)00118-1)
- Streletskiy, D., Anisimov, O., & Vasiliev, A. (2015). Permafrost Degradation. *Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters*, 303–344. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-394849-6.00010-X>
- Sturm, M., & Benson, C. S. (1997). Vapor transport, grain growth and depth-hoar development in the subarctic snow. *Journal of Glaciology*, 43(143), 42–58. <https://doi.org/10.3189/s002143000002793>
- Sturm, M., Holmgren, J., McFadden, J. P., Liston, G. E., Chapin, F. S., Racine, C. H., et al. (2001). Snow–Shrub Interactions in Arctic Tundra: A Hypothesis with Climatic Implications. *Journal of Climate*, 14(3), 336–344. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<0336:SSIIAT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<0336:SSIIAT>2.0.CO;2)
- Sturm, M., Douglas, T., Racine, C., & Liston, G. E. (2005a). Changing snow and shrub conditions affect albedo with global implications. *Journal of Geophysical Research*, 110(G1), G01004. <https://doi.org/10.1029/2005JG000013>
- Sturm, M., Schimel, J., Michaelson, G., Welker, J. M., Oberbauer, S. F., Liston, G. E., et al. (2005b). Winter Biological Processes Could Help

- Convert Arctic Tundra to Shrubland. *BioScience*, 55(1), 17–26. [https://doi.org/10.1641/0006-3568\(2005\)055\[0017:wbpchc\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1641/0006-3568(2005)055[0017:wbpchc]2.0.co;2)
- Sud, Y. C., & Mocko, D. M. (1999). New Snow-Physics to Complement SSiB. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 77(1B), 335–348. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.77.1B_335
- Swenson, S. C., & Milly, P. C. D. (2006). Climate model biases in seasonality of continental water storage revealed by satellite gravimetry. *Water Resources Research*, 42(3). <https://doi.org/10.1029/2005WR004628>
- Szczypta, C. (2012). Hydrologie spatiale pour le suivi des sécheresses du bassin méditerranéen. [Http://www.theses.fr](http://www.theses.fr). Retrieved from <https://www.theses.fr/2012INPT0108>
- Szczypta, C., Decharme, B., Carrer, D., Calvet, J.-C., Lafont, S., Somot, S., et al. (2012). Impact of precipitation and land biophysical variables on the simulated discharge of European and Mediterranean rivers. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(9). <https://doi.org/10.5194/hess-16-3351-2012>
- Tamocai, C., Canadell, J. G., Schuur, E. A. G., Kuhry, P., Mazhitova, G., & Zimov, S. (2009). Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global Biogeochemical Cycles*. <https://doi.org/10.1029/2008GB003327>
- Tang, J., Zhuang, Q., Shannon, R. D., & White, J. R. (2010). Quantifying wetland methane emissions with process-based models of different complexities. *Biogeochemistry*, 7(11), 3817–3837. <https://doi.org/10.5194/bg-7-3817-2010>
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., Meehl, G. A., Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Terray, L., & Thual, O. (1995). OASIS : le couplage océan-atmosphère. *La Météorologie*, 8(10), 50. <https://doi.org/10.4267/2042/51962>
- Terray, L., Thual, O., Belamari, S., Déqué, M., Dandin, P., Delecluse, P., & Levy, C. (1995). Climatology and interannual variability simulated by the ARPEGE-OPA coupled model. *Climate Dynamics*, 11(8), 487–505. <https://doi.org/10.1007/BF00207197>
- Thonicke, K., Venevsky, S., Sitch, S., & Cramer, W. (2001). The role of fire disturbance for global vegetation dynamics: Coupling fire into a dynamic global vegetation model. *Global Ecology and Biogeography*, 10(6), 661–677. <https://doi.org/10.1046/j.1466-822X.2001.00175.x>
- Trenberth, K. E., Smith, L., Qian, T., Dai, A., Fasullo, J., Trenberth, K. E., et al. (2007). Estimates of the Global Water Budget and Its Annual Cycle Using Observational and Model Data. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4), 758–769. <https://doi.org/10.1175/JHM600.1>
- Vautard, R., Cattiaux, J., Yiou, P., Thépaut, J.-N., & Ciais, P. (2010). Northern Hemisphere atmospheric stilling partly attributed to an increase in surface roughness. *Nature Geoscience*, 3(11), 756–761. <https://doi.org/10.1038/ngeo979>
- Vergnes, J.-P. (2012, December 14). *Développement d'une modélisation hydrologique incluant la représentation des aquifères : évaluation sur la France et à l'échelle globale*. Hydrologie. Institut National Polytechnique de Toulouse - INPT. Français. Retrieved from <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00989151/>
- Vergnes, J.-P., & Decharme, B. (2012). A simple groundwater scheme in the TRIP river routing model: Global off-line evaluation against GRACE terrestrial water storage estimates and observed river discharges. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(10). <https://doi.org/10.5194/hess-16-3889-2012>
- Vergnes, J.-P., Decharme, B., Alkama, R., Martin, E., Habets, F., & Douville, H. (2012). A simple groundwater scheme for hydrological and climate applications: Description and offline evaluation over France. *Journal of Hydrometeorology*, 13(4). <https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-0149.1>
- Vergnes, J.-P., Decharme, B., & Habets, F. (2014). Introduction of groundwater capillary rises using subgrid spatial variability of topography into the ISBA land surface model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(19), 11,065–11,086. <https://doi.org/10.1002/2014JD021573>
- Vergnes, J.-P., Roux, N., Habets, F., Ackerer, P., Amraoui, N., Besson, F., et al. (2019). The AquifR hydrometeorological modelling platform as a tool for improving groundwater resource monitoring over France: evaluation over a 60 year period. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 1–38. <https://doi.org/10.5194/hess-2019-166>
- Versegny, D. L. (1991). Class-A Canadian land surface scheme for GCMS. I. Soil model. *International Journal of Climatology*, 11(2), 111–133. <https://doi.org/10.1002/joc.3370110202>
- Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Habets, F., Soubeyroux, J.-M., Blanchard, M., & Baillon, M. (2010). *Hydrology and Earth System Sciences Multilevel and multiscale drought reanalysis over France with the Safran-Isba-Modcou hydrometeorological suite*. *Hydrol. Earth Syst. Sci* (Vol. 14). Retrieved from www.hydrol-earth-syst-sci.net/14/459/2010/
- Vinayachandran, P. N., Jahfer, S., & Nanjundiah, R. S. (2015). Impact of river runoff into the ocean on Indian summer monsoon. *Environmental Research Letters*, 10(5). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/5/054008>
- Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., et al. (2012). The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. *Geoscientific Model Development*. <https://doi.org/10.5194/gmd-5-773-2012>
- Viterbo, P., & Beljaars, A. C. M. (1995). An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation. *Journal of Climate*. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<2716:AILSPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<2716:AILSPS>2.0.CO;2)
- Voldoire, A., & Royer, J. F. (2004). Tropical deforestation and climate variability. *Climate Dynamics*, 22(8), 857–874. <https://doi.org/10.1007/s00382-004-0423-z>
- Voldoire, A., Sanchez-Gomez, E., Salas y Mélia, D., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., et al. (2013). The CNRM-CM5.1 global climate model: Description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, 40(9–10), 2091–2121. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1259-y>
- Voldoire, A., Decharme, B., Pianezze, J., Lebeau-pin Brossier, C., Sevault, F., Seyfried, L., et al. (2017). SURFEX v8.0 interface with OASIS3-MCT to couple atmosphere with hydrology, ocean, waves and sea-ice models, from coastal to global scales. *Geoscientific Model Development*, 10(11). <https://doi.org/10.5194/gmd-10-4207-2017>
- Voldoire, A., Saint-Martin, D., Sénési, S., Decharme, B., Alias, A., Chevallier, M., et al. (2019). Evaluation of CMIP6 DECK Experiments With CNRM- CM6- 1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(7), 2019MS001683. <https://doi.org/10.1029/2019MS001683>
- Vörösmarty, C. J., Moore, B., Grace, A. L., Gildea, M. P., Melillo, J. M., Peterson, B. J., et al. (1989). Continental scale models of water balance and fluvial transport: An application to South America. *Global Biogeochemical Cycles*, 3(3), 241–265. <https://doi.org/10.1029/GB003i003p00241>
- Walter, B. P., & Heimann, M. (2000). A process-based, climate-sensitive model to derive methane emissions from natural wetlands: Application to five wetland sites, sensitivity to model parameters, and climate. *Global Biogeochemical Cycles*.

<https://doi.org/10.1029/1999GB001204>

- Walvoord, M. A., & Kurylyk, B. L. (2016). Hydrologic Impacts of Thawing Permafrost—A Review. *Vadose Zone Journal*. <https://doi.org/10.2136/vzj2016.01.0010>
- Wanders, N., Vliet, M. T. H., Wada, Y., Bierkens, M. F. P. P., Beek, L. P. H. (Rens), van Vliet, M. T. H., et al. (2019). High-Resolution Global Water Temperature Modeling. *Water Resources Research*, *55*(4), 2760–2778. <https://doi.org/10.1029/2018WR023250>
- Wang, T., Otlá, C., Boone, A., Ciais, P., Brun, E., Morin, S., et al. (2013). Evaluation of an improved intermediate complexity snow scheme in the ORCHIDEE land surface model. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50395>
- Wang, W., Rinke, A., Moore, J. C., Cui, X., Ji, D., Li, Q., et al. (2016a). Diagnostic and model dependent uncertainty of simulated Tibetan permafrost area. *The Cryosphere*, *10*(1), 287–306. <https://doi.org/10.5194/tc-10-287-2016>
- Wang, W., Rinke, A., Moore, J. C., Ji, D., Cui, X., Peng, S., et al. (2016b). Evaluation of air–soil temperature relationships simulated by land surface models during winter across the permafrost region. *The Cryosphere*, *10*(4), 1721–1737. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1721-2016>
- Wania, R., Ross, I., & Prentice, I. C. (2010). Implementation and evaluation of a new methane model within a dynamic global vegetation model: LPJ-WHyMe v1.3.1. *Geoscientific Model Development*, *3*(2), 565–584. <https://doi.org/10.5194/gmd-3-565-2010>
- Warrilow, D. A., Sangster, A. B., & Slingo, A. (1986). *Modelling of land surface processes and their influence on European climate*. United Kingdom Met. Office Report, Met 020, Tech. Note No. 38.
- Weedon, G. P., Gomes, S., Viterbo, P., Shuttleworth, W. J., Blyth, E., Österle, H., et al. (2011). Creation of the WATCH Forcing Data and Its Use to Assess Global and Regional Reference Crop Evaporation over Land during the Twentieth Century. *Journal of Hydrometeorology*. <https://doi.org/10.1175/2011JHM1369.1>
- Weedon, G. P., Balsamo, G., Bellouin, N., Gomes, S., Best, M. J., & Viterbo, P. (2014). Data methodology applied to ERA-Interim reanalysis data. *Water Resources Research*, *50*, 7505–7514. <https://doi.org/10.1002/2014WR015638>. Received
- Wetzel, P. J., & Boone, A. (1995). A parameterization for land-atmosphere-cloud exchange (PLACE): documentation and testing of a detailed process model of the partly cloudy boundary layer over heterogeneous land. *Journal of Climate*. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<1810:APFLCE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<1810:APFLCE>2.0.CO;2)
- Wetzel, P. J., Liang, X., Irannejad, P., Boone, A., Noilhan, J., Shao, Y., et al. (1996). Modeling vadose zone liquid water fluxes: Infiltration, runoff, drainage, interflow. *Global and Planetary Change*, *13*(1–4), 57–71. [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(95\)00037-2](https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00037-2)
- Van Wijk, M. T., Williams, M., & Shaver, G. R. (2005). Tight coupling between leaf area index and foliage N content in arctic plant communities. *Oecologia*. <https://doi.org/10.1007/s00442-004-1733-x>
- Wilks, D. S. (2016). “The Stippling Shows Statistically Significant Grid Points”: How Research Results are Routinely Overstated and Overinterpreted, and What to Do about It. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *97*(12), 2263–2273. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00267.1>
- Woo, M. (1986). Permafrost hydrology in north america. *Atmosphere - Ocean*, *24*(3), 201–234. <https://doi.org/10.1080/07055900.1986.9649248>
- Wood, E. F., Lettenmaier, D. P., & Zartarian, V. G. (1992). A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, *97*(D3), 2717–2728. <https://doi.org/10.1029/91JD01786>
- Wood, E. F., Lettenmaier, D. P., Liang, X., Lohmann, D., Boone, A., Chang, S., et al. (1998). The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) Phase 2(c) Red–Arkansas River basin experiment: 1. Experiment description and summary intercomparisons. *Global and Planetary Change*, *19*(1–4), 115–135. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(98\)00044-7](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(98)00044-7)
- Wösten, J. H. M., Lilly, A., Nemes, A., & Le Bas, C. (1999). Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(98\)00132-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(98)00132-3)
- Xia, J., McGuire, A. D., Lawrence, D., Burke, E., Chen, G., Chen, X., et al. (2017a). Terrestrial ecosystem model performance in simulating productivity and its vulnerability to climate change in the northern permafrost region. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, *122*(2). <https://doi.org/10.1002/2016JG003384>
- Xia, Y., Mocko, D., Huang, M., Li, B., Rodell, M., Mitchell, K. E., et al. (2017b). Comparison and Assessment of Three Advanced Land Surface Models in Simulating Terrestrial Water Storage Components over the United States. *Journal of Hydrometeorology*, *18*(3), 625–649. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0112.1>
- Xu, L., & Dirmeyer, P. (2013). Snow–Atmosphere Coupling Strength. Part II: Albedo Effect Versus Hydrological Effect. *Journal of Hydrometeorology*, *14*(2), 404–418. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-0103.1>
- Xue, Y., Sellers, P. J., Kinter, J. L., Shukla, J., Xue, Y., Sellers, P. J., et al. (1991). A Simplified Biosphere Model for Global Climate Studies. *Journal of Climate*, *4*(3), 345–364. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1991\)004<0345:ASBMFG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1991)004<0345:ASBMFG>2.0.CO;2)
- Yamazaki, D., Kanae, S., Kim, H., & Oki, T. (2011). A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. *Water Resources Research*. <https://doi.org/10.1029/2010WR009726>
- Yang, D., Kane, D. L., Hinzman, L. D., Zhang, X., Zhang, T., & Ye, H. (2002). Siberian Lena River hydrologic regime and recent change. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *107*(D23), ACL 14-1-ACL 14-10. <https://doi.org/10.1029/2002JD002542>
- Yang, W. H., McNicol, G., Teh, Y. A., Estera-Molina, K., Wood, T. E., & Silver, W. L. (2017). Evaluating the Classical Versus an Emerging Conceptual Model of Peatland Methane Dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, *31*(9), 1435–1453. <https://doi.org/10.1002/2017GB005622>
- Yen, Y.-C. (1981). *Review of Thermal Properties of Snow, Ice, and Sea Ice*. CRREL Report 81-10. Tech. Rep. 81-10, Cold Reg. Res. and Eng. Lab., Hanover, NH, USA. Retrieved from <http://acwc.sdp.sirsi.net/client/search/asset/1005644>
- Yu, Z. C. (2012). Northern peatland carbon stocks and dynamics: A review. *Biogeosciences*. <https://doi.org/10.5194/bg-9-4071-2012>
- Yurova, A., Sirin, A., Buffam, I., Bishop, K., & Laudon, H. (2008). Modeling the dissolved organic carbon output from a boreal mire using the convection-dispersion equation: Importance of representing sorption. *Water Resources Research*, *44*(7). <https://doi.org/10.1029/2007WR006523>
- Zhang, T., Frauenfeld, O. W., Serreze, M. C., Etringer, A., Oelke, C., McCreight, J., et al. (2005). Spatial and temporal variability in active layer thickness over the Russian Arctic drainage basin. *Journal of Geophysical Research*, *110*(D16), D16101. <https://doi.org/10.1029/2004JD005642>
- Zhang, X., Zwiers, F. W., Hegerl, G. C., Lambert, F. H., Gillett, N. P., Solomon, S., et al. (2007). Detection of human influence on twentieth-

century precipitation trends. *Nature*, 448(7152), 461–465. <https://doi.org/10.1038/nature06025>

Zhao, R. J. (1992). The Xinanjiang model applied in China. *Journal of Hydrology*, 135(1–4), 371–381. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(92\)90096-E](https://doi.org/10.1016/0022-1694(92)90096-E)

Annexe A – Curriculum Vitae

A.1 – PARCOURS UNIVERSITAIRE

- 2003 – 2005 **Thèse de doctorat** – [Développement et validation d'une modélisation hydrologique globale incluant les effets sous-maille et la représentation des zones inondées](#). Hydrologie. CNRM. Université Paul Sabatier – Toulouse III, 2005. Français. (tel-00518491)
- 2002 **DEA** – Sciences de la Terre et Environnement – Université Toulouse III Paul Sabatier – Stage : « La formation des réservoirs géochimiques du manteau : apport d'un modèle de convection » effectué au Laboratoire de Dynamique Terrestre et Planétaire (UMR 5562) - Toulouse.
- 2001 **Maîtrise de Physique** - Université Toulouse III Paul Sabatier – Stage : « Modélisation de la migration de magma dans le manteau terrestre sous les dorsales océaniques » effectué au Laboratoire de Dynamique Terrestre et Planétaire (UMR 5562) – Toulouse.
- 2000 **License de Physique** - Université Toulouse III Paul Sabatier.
- 1999 **DEUG de Mathématiques** - Université Toulouse III Paul Sabatier.

A.2 – PARCOURS PROFESSIONNEL

- 2008 – Prés. **Chargé de recherche** CNRS affecté au CNRM
- 2008 – 2008 **Post-doctorat au CNRM** – Modélisation de l'hydrologie des régions boréales – financé par le projet ANR IMPACT-BOREAL
- 2006 – 2007 **Post-doctorat** au Centre d'étude des Environnements Terrestres et Planétaires (CETP) puis au Laboratoire des Science du Climat et de l'Environnement (LSCE) – Etude de l'interaction hydrologie de surface - atmosphère à méso-échelle dans le cadre du projet AMMA : couplage télédétection - modélisation – financé par le CNRS.

A.3 – ACTIVITES D'ENSEIGNEMENT

- 2009 **Cours de modélisation** – 2h – Stage plateforme de modélisation SURFEX – Stage à l'intention des utilisateurs internationaux – Cours 1 : SURFEX in the climate group of the GAME – Cours 2 : Description of the Force – Restore ISBA land surface scheme – CNRM – Météo-France.
- 2003 – 2004 **Cours de physiques** – 20H (cours magistraux+T.D.+examens+corrections) niveau DEUG 1^e année (Thermodynamique, mécanique galiléenne et non galiléenne, mécanique des fluides) – Brevet Supérieure de l'Ecole des Marins Météorologistes Océanographe (BS ECOMETOC) de la Marine Nationale – Ecole Nationale de la Météorologie (ENM) de Météo-France.

A4 – ACTIVITES DE RECHERCHE

- *Revue à comité de lecture soumises ou en révision*

Essery, R., Kim, H., Wang, L., Bartlett, P., Boone, A., Brutel-Vuilmet, C., Burke, E., Cuntz, M., Decharme, B., Dutra, E., Fang, X., Gusev, Y., Hagemann, S., Haverd, V., Kontu, A., Krinner, G., Lafaysse, M., Lejeune, Y., Marke, T., Marks, D., Marty, C., Menard, C. B., Nasonova, O., Nitta, T., Pomeroy, J., Schaedler, G., Semenov, V., Smirnova, T., Swenson, S., Turkov, D., Wever, N., and Yuan, H. (2020) Snow cover duration trends observed at sites and predicted by multiple models, *The Cryosphere Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/tc-2020-182>, in review

Morel, X., Hansen, B. U., Delire, C., Ambus, P. L., Mastepanov, M., & Decharme, B. (2020). A new dataset of soil Carbon and Nitrogen stocks and profiles from an instrumented Greenlandic fen designed to evaluate land-surface models. *Earth System Science Data Discussions*, 2020, 1–28. <https://doi.org/10.5194/essd-2019-225>, in review

- *Revue à comité de lecture*

✓ 2020

Decharme B., Delire, C., & Boone, A. (2020). [La représentation des surfaces continentales dans la modélisation du climat à Météo-France](#). *La Météorologie*, 108, 67-76. <https://doi.org/10.37053/lameteorologie-2020-0018>

- Delire C, R Sférian, **B Decharme**, R Alkama, JC Calvet, D Carrer, AL Gibelin, E Joetzjer, X Morel, M Rocher, D Tzanos, (2020) The global land carbon cycle simulated with ISBA-CTrip: improvements over the last decade, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12, e2019MS001886. <https://doi.org/10.1029/2019MS001886>
- Douville H, **B Decharme**, C Delire, J Colin, E Joetzjer, R Roehring, D Saint-Martin, T Oudar, R Stchepounoff, AVoldoire (2020) Drivers of the enhanced decline of land near-surface relative humidity to abrupt-4xCO₂ in CNRM-CM6-1, *Clim Dyn* (2020). <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05351-x>
- Le Moigne, P., Besson, F., Martin, E., Boé, J., Boone, A., **Decharme B.**, Etchevers, P., Faroux, S., Habets, F., Lafaysse, M., Leroux, D., and Rousset-Regimbeau, F. (2020) The latest improvements with SURFEX v8.0 of the Safran-Isba-Modcou hydrometeorological model for France. *Geosci. Model Dev.*, <https://doi.org/10.5194/gmd-13-3925-2020>
- Menard C, REssery, G Arduini, P Bartlett, A Boone, C Brutel-Vuilmet, E Burke, M Cuntz, Y Dai, **B Decharme**, E Dutra, L Fang, C Fierz, Y Gusev, S Hagemann, V Haverd, H Kim, G Krinner, M Lafaysse, T Marke, O Nasonova, T Nitta, M Niwano, J Pomeroy, G Schaedler, V Semenov, T Smirnova, U Strasser, S Swenson, D Turkov, N Wever, and H Yuan, (2020) Disentangling scientific from human errors in a snow model intercomparison. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0329.1>
- Michou M., Nabat P., Saint-Martin D., Bock J., **Decharme B.**, Mallet M., et al. (2020). Present-day and historical aerosol and ozone characteristics in CNRM CMIP6 simulations. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12, e2019MS001816. <https://doi.org/10.1029/2019MS001816>
- Nabat, P., Somot, S., Cassou, C., Mallet, M., Michou, M., Bouniol, D., **Decharme B.**, Drugé, T., Roehrig, R., and Saint-Martin, D. (2020) Modulation of radiative aerosols effects by atmospheric circulation over the Euro-Mediterranean region, *Atmos. Chem. Phys.*, 20, 8315–8349, <https://doi.org/10.5194/acp-20-8315-2020>
- Padrón RS, L Gudmundsson, A Ducharme, DM. Lawrence, Jiafu Mao, D Peano, **B Decharme**, G Krinner, H Kim, S Seneviratne (2020) Observed changes in dry season water availability attributed to human-induced climate change, *Nat. Geosci.* **13**, 477–481 <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0594-1>
- Pellet V., Aires, F., Papa, F., Munier, S., and **Decharme, B.** (2020) Long-term total water storage change from a Satellite Water Cycle reconstruction over large southern Asian basins, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 24, 3033–3055, <https://doi.org/10.5194/hess-24-3033-2020>.
- Richter-Menge, J., Matthew L. Druckenmiller, and Coauthors, 2020: The Arctic. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 101, S239–S286, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-20-0086.1>.
- Roehrig R, I Beau, D Saint-Martin, A Alias, J Colin, **B Decharme**, JF Guérémy, and coauthors, (2020) The atmospheric component of the CNRM Climate Model CNRM-CM6-1: ARPEGE-Climat Version 6.3, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12, e2020MS002075. <https://doi.org/10.1029/2020MS002075>
- ✓ **2019**
- Ardilouze, C., L. Batté, **B. Decharme**, and M. Déqué, 2019: On the Link between Summer Dry Bias over the U.S. Great Plains and Seasonal Temperature Prediction Skill in a Dynamical Forecast System. *Wea. Forecasting*, 34, 1161–1172, <https://doi.org/10.1175/WAF-D-19-0023.1>
- Blunden, J., Arndt, D. S., Aldeco, L. S., Alejandra, G., Alfaro, E. J., Aliaga-Nestares, V., et al. (2019). State of the Climate in 2018. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(9), Si-S306. <https://doi.org/10.1175/2019BAMSStateoftheClimate.1>
- Decharme B.**, Delire C., Minvielle M., Colin J., Vergnes J.-P., Alias A., Saint-Martin D., Sférian R., Sénési S., Voldoire A., (2019). Recent changes in the ISBA-CTrip land surface system for use in the CNRM-CM6 climate model and in global off-line hydrological applications. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11. <https://doi.org/10.1029/2018MS001545>
- Giffard, P. ; Llovel, W. ; Jouanno, J. ; Morvan, G. ; **Decharme B.** (2019). Contribution of the Amazon River Discharge to Regional Sea Level in the Tropical Atlantic Ocean. *Water*, 11, 2348. <https://doi.org/10.3390/w11112348>
- Morel, X., **Decharme, B.**, Delire, C., Krinner, G., Lund, M., Hansen, B. U., & Mastepanov, M. (2019). A new process-based soil methane scheme for land-surface modeling : evaluation over Arctic field sites with the ISBA land-surface model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11, 293–326. <https://doi.org/10.1029/2018MS001329>
- Saint-Martin D., Geoffroy O., Watson L., Douville H., Bellon G., Voldoire A., Cattiaux J., **Decharme B.**, et Ribes A. (2019). Fast-forward to perturbed equilibrium climate. *Geophysical Research Letters*, 46, 8969–8975. <https://doi.org/10.1029/2019GL083031>
- Sférian R., Nabat P., Michou M., Saint-Martin D., Voldoire A., Colin J., **Decharme B.**, Delire C., et al (2019). Evaluation of CNRM Earth-System model, CNRM-ESM 2-1 : role of Earth system processes in present-day and future climate. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11. <https://doi.org/10.1029/2019MS001791>
- Vereecken H, Weihmüller L, Assouline S, Šimůnek J, Verhoef A, Herbst M, Nicole A, Mohanty B, Montzka C, Vanderborght J, Balsamo G, Bechtold M, Boone A, Chadburn S, Cuntz M, **Decharme B.**, Ducharme A, Ek M, Garrigues S, Goergen K, Ingwersen J, Kollet S, Lawrence DM, Li Q, Or D, Swenson S, de Vrese P, Walko R, Wu Y, Xue Y (2019). Infiltration from the pedon to global grid scales : An overview and outlook for land surface modelling. *Vadose Zone Journal*, 18, 1-53. <https://doi.org/10.2136/vzj2018.10.0191>
- Voldoire, A., Saint-Martin, D., Sénési, S., **Decharme B.**, Alias, A., Chevallier, M., et al. (2019). Evaluation of CMIP6 DECK experiments with CNRM-CM6-1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11, 2177–2213. <https://doi.org/10.1029/2019MS001683>
- ✓ **2018**
- Garrigues, S., A. Boone, **Decharme, B.**, A. Olioso, C. Albergel, J. Calvet, S. Moulin, S. Buis, and E. Martin, 2018 : Impacts of the Soil Water Transfer Parameterization on the Simulation of Evapotranspiration over a 14-Year Mediterranean Crop Succession. *J. Hydrometeorol.*, 19, 3–25, <https://doi.org/10.1175/JHM-D-17-0058.1>
- Gelati, E., **Decharme, B.**, Calvet, J.-C., Minvielle, M., Polcher, J., Fairbairn, D., and Weedon, G. P. : Hydrological assessment of atmospheric forcing uncertainty in the Euro-Mediterranean area using a land surface model, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 22, 2091-2115, <https://doi.org/10.5194/hess-22-2091-2018>, 2018.
- Krinner, G., Derksen, C., Essery, R., Flanner, M., Hagemann, S., Clark, M., Hall, A., Rott, H., Brutel-Vuilmet, C., Kim, H., Ménard, C. B., Mudryk, L., Thackeray, C., Wang, L., Arduini, G., Balsamo, G., Bartlett, P., Boike, J., Boone, A., Chéruy, F., Colin, J., Cuntz, M., Dai, Y., **Decharme, B.**, Derry, J., Ducharme, A., Dutra, E., Fang, X., Fierz, C., Ghattas, J., Gusev, Y., Haverd, V., Kontu, A., Lafaysse, M., Law, R., Lawrence, D., Li, W., Marke, T., Marks, D., Ménégoz, M., Nasonova, O., Nitta, T., Niwano, M., Pomeroy, J., Raleigh, M. S., Schaedler, G., Semenov, V., Smirnova, T. G., Stacke, T., Strasser, U., Svenson, S., Turkov, D., Wang, T., Wever, N., Yuan, H., Zhou, W.,

and Zhu, D. : ESM-SnowMIP : assessing snow models and quantifying snow-related climate feedbacks, *Geosci. Model Dev.*, 11, 5027-5049, <https://doi.org/10.5194/gmd-11-5027-2018>, 2018.

Séférian, R., Baek, S., Boucher, O., Dufresne, J.-L., **Decharme, B.**, Saint-Martin, D., and Roehrig, R. : An interactive ocean surface albedo scheme (OSAv1.0) : formulation and evaluation in ARPEGE-Climat (V6.1) and LMDZ (V5A), *Geosci. Model Dev.*, 11, 321-338, <https://doi.org/10.5194/gmd-11-321-2018>, 2018.

✓ 2017

Albergel, C., Munier, S., Leroux, D. J., Dewaele, H., Fairbairn, D., Barbu, A. L., Gelati, E., Dorigo, W., Faroux, S., Meurey, C., Le Moigne, P., **Decharme, B.**, Mahfouf, J.-F., and Calvet, J.-C. : Sequential assimilation of satellite-derived vegetation and soil moisture products using SURFEX_v8.0 : LDAS-Monde assessment over the Euro-Mediterranean area, *Geosci. Model Dev.*, 10, 3889-3912, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3889-2017>, 2017.

Barrere, M., Domine, F., **Decharme, B.**, Morin, S., Vionnet, V., and Lafaysse, M. : Evaluating the performance of coupled snow–soil models in SURFEXv8 to simulate the permafrost thermal regime at a high Arctic site, *Geosci. Model Dev.*, 10, 3461-3479, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3461-2017>, 2017.

Boone, A., Samuelsson, P., Gollvik, S., Napoly, A., Jarlan, L., Brun, E., and **Decharme, B.** : The interactions between soil–biosphere–atmosphere land surface model with a multi-energy balance (ISBA-MEB) option in SURFEXv8 – Part 1 : Model description, *Geosci. Model Dev.*, 10, 843-872, doi:10.5194/gmd-10-843-2017, 2017.

Napoly, A., Boone, A., Samuelsson, P., Gollvik, S., Martin, E., Seferian, R., Carrer, D., **Decharme, B.**, and Jarlan, L. : The interactions between soil–biosphere–atmosphere (ISBA) land surface model multi-energy balance (MEB) option in SURFEXv8 – Part 2 : Introduction of a litter formulation and model evaluation for local-scale forest sites, *Geosci. Model Dev.*, 10, 1621-1644, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-1621-2017>, 2017.

Ringeval, B., Augusto, L., Monod, H., van Apeldoorn, D., Bouwman, L., Yang, X., Achat, D. L., Chini, L. P., Van Oost, K., Guenet, B., Wang, R., **Decharme, B.**, Nesme, T. and Pellerin, S. (2017), Phosphorus in agricultural soils : drivers of its distribution at the global scale. *Glob Change Biol.* doi:10.1111/gcb.13618

Schellekens, J., Dutra, E., Martínez-de la Torre, A., Balsamo, G., van Dijk, A., Sperna Weiland, F., Minvielle, M., Calvet, J.-C., **Decharme, B.**, Eisner, S., Fink, G., Flörke, M., Peßenteiner, S., van Beek, R., Polcher, J., Beck, H., Orth, R., Calton, B., Burke, S., Dorigo, W., and Weedon, G. P. : A global water resources ensemble of hydrological models : the earth2Observe Tier-1 dataset, *Earth Syst. Sci. Data*, 9, 389-413, <https://doi.org/10.5194/essd-9-389-2017>, 2017.

Voltaire, A., **Decharme, B.**, Pianezze, J., Lebeaupin Brossier, C., Sevault, F., Seyfried, L., Garnier, V., Bielli, S., Valcke, S., Alias, A., Accensi, M., Arduin, F., Bouin, M.-N., Ducrocq, V., Faroux, S., Giordani, H., Léger, F., Marsaleix, P., Rainaud, R., Redelsperger, J.-L., Richard, E., and Riette, S. : SURFEX v8.0 interface with OASIS3-MCT to couple atmosphere with hydrology, ocean, waves and sea-ice models, from coastal to global scales, *Geosci. Model Dev.*, 10, 4207-4227, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-4207-2017>, 2017.

Xia, J., et al. (2017), Terrestrial ecosystem model performance in simulating productivity and its vulnerability to climate change in the northern permafrost region, *J. Geophys. Res. Biogeosci.*, 122, 430–446, doi:10.1002/2016JG003384.

✓ 2016

Boisserie, M., **Decharme, B.**, Descamps, L. and Arbogast, P. (2016), Land surface initialization strategy for a global reforecast dataset. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 142 : 880–888. doi : 10.1002/qj.2688

Decharme, B., Brun, E., Boone, A., Delire, C., Le Moigne, P., and Morin, S. : Impacts of snow and organic soils parameterization on northern Eurasian soil temperature profiles simulated by the ISBA land surface model, *The Cryosphere*, 10, 853-877, doi:10.5194/tc-10-853-2016, 2016.

Emery, C.M., S. Biancamaria, A. Boone, P. Garambois, S. Ricci, M.C. Rochoux, and **Decharme, B.**, 2016 : Temporal Variance-Based Sensitivity Analysis of the River-Routing Component of the Large-Scale Hydrological Model ISBA–TRIP : Application on the Amazon Basin. *J. Hydrometeorol.*, 17, 3007–3027, doi : 10.1175/JHM-D-16-0050.1.

Haughton, N., G. Abramowitz, A. Pitman, D. Or, M. Best, H. Johnson, G. Balsamo, A. Boone, M. Cuntz, **Decharme, B.**, P. Dirmeyer, J. Dong, M. Ek, Z. Guo, V. Haverd, B. van den Hurk, G. Nearing, B. Pak, J. Santanello Jr., L. Stevens, and N. Vuichard, 2016 : The plumbing of land surface models : is poor performance a result of methodology or data quality ? *J. Hydrometeorol.*, 17, 1705–1723, doi : 10.1175/JHM-D-15-0171.1.

Le Moigne P., J. Colin, and **Decharme, B.** (2016) Impact of lake surface temperatures simulated by the FLake scheme in the CNRM-CM5 climate model, *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 68:1, 31274

McGuire AD, Koven C, Lawrence DM, Clein JS, Xia J, Beer C, Burke E, Chen G, Chen X, Delire C, Jafarov E, MacDougall AH, Marchenko S, Nicolsky D, Peng S, Rinke A, Saito K, Zhang W, Alkama R, Bohn TJ, Ciais P, **Decharme, B.**, Ekici A, Gouttevin I, Hajima T, Hayes DJ, Ji D, Krinner G, Lettenmaier DP, Luo Y, Miller PA, Moore JC, Romanovsky V, Schädel C, Schaefer K, Schuur EAG, Smith B, Sueyoshi T, Zhuang Q (2016) Variability in the sensitivity among model simulations of permafrost and carbon dynamics in the permafrost region between 1960 and 2009. *Global Biogeochem Cycles* 30(7):1015–1037, <https://doi.org/10.1002/2016GB005405>

Peng, S., Ciais, P., Krinner, G., Wang, T., Gouttevin, I., McGuire, A. D., Lawrence, D., Burke, E., Chen, X., **Decharme, B.**, Koven, C., MacDougall, A., Rinke, A., Saito, K., Zhang, W., Alkama, R., Bohn, T. J., Delire, C., Hajima, T., Ji, D., Lettenmaier, D. P., Miller, P. A., Moore, J. C., Smith, B., and Sueyoshi, T. : Simulated high-latitude soil thermal dynamics during the past 4 decades, *The Cryosphere*, 10, 179-192, doi:10.5194/tc-10-179-2016, 2016.

Séférian, R., Delire, C., **Decharme, B.**, Voltaire, A., Salas y Melia, D., Chevallier, M., Saint-Martin, D., Aumont, O., Calvet, J.-C., Carrer, D., Douville, H., Franchistéguy, L., Joetzjer, E., and Sénéci, S. : Development and evaluation of CNRM Earth system model – CNRM-ESM1, *Geosci. Model Dev.*, 9, 1423-1453, doi:10.5194/gmd-9-1423-2016, 2016.

Wang, W., Rinke, A., Moore, J. C., Cui, X., Ji, D., Li, Q., Zhang, N., Wang, C., Zhang, S., Lawrence, D. M., McGuire, A. D., Zhang, W., Delire, C., Koven, C., Saito, K., MacDougall, A., Burke, E., and **Decharme, B.** : Diagnostic and model dependent uncertainty of simulated Tibetan permafrost area, *The Cryosphere*, 10, 287-306, doi:10.5194/tc-10-287-2016, 2016.

Wang, W., Rinke, A., Moore, J. C., Ji, D., Cui, X., Peng, S., Lawrence, D. M., McGuire, A. D., Burke, E. J., Chen, X., **Decharme, B.**, Koven, C., MacDougall, A., Saito, K., Zhang, W., Alkama, R., Bohn, T. J., Ciais, P., Delire, C., Gouttevin, I., Hajima, T., Krinner, G., Lettenmaier, D. P., Miller, P. A., Smith, B., Sueyoshi, T., and Sherstiukov, A. B. : Evaluation of air–soil temperature relationships simulated by land surface models during winter across the permafrost region, *The Cryosphere*, 10, 1721–1737, <https://doi.org/10.5194/tc-10-1721-2016>, 2016.

✓ 2015

- Best, M. J., G. Abramowitz, H. R. Johnson, A. J. Pitman, G. Balsamo, A. Boone, M. Cuntz, **Decharme B.**, P. A. Dirmeyer, J. Dong, M. Ek, Z. Guo, V. Haverd, B. J. J. van den Hurk, G. S. Nearing, B. Pak, C. Peters-Lidard, J. A. Santanello Jr., L. Stevens, and N. Vuichard, 2015 : The Plumbing of Land Surface Models : Benchmarking Model Performance. *J. Hydrometeorol.*, 16, 1425–1442. doi : <http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-14-0158.1>
- Cassé C, M Gosset, C Peugeot, V Pedinotti, A Boone, BA Tanimoun, **Decharme B.** (2015) Potential of satellite rainfall products to predict Niger River flood events in Niamey, Atmospheric Research, 163, 162-176, doi:10.1016/j.atmosres.2015.01.010
- Garrigues, S., Olioso, A., Carrer, D., **Decharme, B.**, Calvet, J.-C., Martin, E., Moulin, S., and Marloie, O. : Impact of climate, vegetation, soil and crop management variables on multi-year ISBA-A-gs simulations of evapotranspiration over a Mediterranean crop site, *Geosci. Model Dev.*, 8, 3033-3053, doi:10.5194/gmd-8-3033-2015, 2015.
- Joetzier, E., Delire, C., Douville, H., Ciais, P., **Decharme B.**, Carrer, D., Verbeeck, H., De Weirtd, M., and Bonal, D. : Improving the ISBACC land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the Amazon forest, *Geosci. Model Dev.*, 8, 1709-1727, doi:10.5194/gmd-8-1709-2015, 2015.
- Rawlins, M. A., McGuire, A. D., Kimball, J. S., Dass, P., Lawrence, D., Burke, E., Chen, X., Delire, C., Koven, C., MacDougall, A., Peng, S., Rinke, A., Saito, K., Zhang, W., Alkama, R., Bohn, T. J., Ciais, P., **Decharme, B.**, Gouttevin, I., Hajima, T., Ji, D., Krinner, G., Lettenmaier, D. P., Miller, P., Moore, J. C., Smith, B., and Sueyoshi, T. : Assessment of model estimates of land-atmosphere CO₂ exchange across Northern Eurasia, *Biogeosciences*, 12, 4385-4405, doi:10.5194/bg-12-4385-2015, 2015.

✓ 2014

- Canal, N., Calvet, J.-C., **Decharme B.**, Carrer, D., Lafont, S., and Pigeon, G. : Evaluation of root water uptake in the ISBA-A-gs land surface model using agricultural yield statistics over France, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 4979-4999, doi:10.5194/hess-18-4979-2014, 2014.
- Cazenave A., H.-B. Dieng, B. Meyssignac, K. von Schuckmann, **B. Decharme**, E. Berthier, 2014, The rate of sea-level rise, *Nature Climate Change*, 4, 358-361 doi:10.1038/nclimate2159.
- Getirana, A., E. Dutra, M. Guimberteau, J. Kam, H. Yi Li, **Decharme B.**, Z. Zhang, A. Ducharme, A. Boone, G. Balsamo, M. Rodell, A. M. Toure, Y. Xue, C. D. Peters-Lidard, S. V. Kumar, K. Arsenault, G. Drapeau, L. Ruby Leung, J. Ronchail and J. Sheffield, 2014 : Water Balance in the Amazon Basin from a Land Surface Model Ensemble. *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 15 Issue 6, p2586-2614. 29p. DOI : 10.1175/JHM-D-14-0068.1
- Joetzier, E., Delire, C., Douville, H., Ciais, P., **Decharme B.**, Fisher, R., Christoffersen, B., Calvet, J. C., da Costa, A. C. L., Ferreira, L. V., and Meir, P. : Predicting the response of the Amazon rainforest to persistent drought conditions under current and future climates : a major challenge for global land surface models, *Geosci. Model Dev.*, 7, 2933-2950, doi:10.5194/gmd-7-2933-2014, 2014.
- Parrens, M ; Calvet, JC ; de Rosnay, P ; **Decharme B.**, 2014, Benchmarking of L-band soil microwave emission models, *RSE*, 140, 407-419, doi : 10.1016/j.rse.2013.09.017
- Sevault F., Somot S., Alias A., Dubois C., Lebeaupin-Brossier C., Nabat P., Adloff F., Déqué M. And **Decharme B.** (2014) Ocean simulation of the 1980-2012 period for the Mediterranean Sea using a fully-coupled atmosphere-land-hydrology-river-ocean Regional Climate System Model : design and evaluation. *Tellus A* 2014, 66, 23967, <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v66.23967>
- Vergnes, J.-P., **B. Decharme**, and F. Habets (2014), Introduction of groundwater capillary rises using subgrid spatial variability of topography into the ISBA land surface model, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, doi:10.1002/2014JD021573.

✓ 2013

- Alkama, R., Marchand, L., Ribes, A., and **Decharme B.** : Detection of global runoff changes : results from observations and CMIP5 experiments, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 2967-2979, doi:10.5194/hess-17-2967-2013, 2013.
- Brun, E., V. Vionnet, A. Boone, **B. Decharme**, Y. Peings, R. Valette, F. Karbou, S. Morin, 2013 : Simulation of Northern Eurasian Local Snow Depth, Mass, and Density Using a Detailed Snowpack Model and Meteorological Reanalyses. *J. Hydrometeorol.*, 14, 203–219. doi : <http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-12-012.1>
- Carrer, D., J.-L. Roujean, S. Lafont, J.-C. Calvet, A. Boone, **B. Decharme**, C. Delire, and J.-P. Gastellu-Etchegorry (2013), A canopy radiative transfer scheme with explicit FAPAR for the interactive vegetation model ISBA-A-gs : Impact on carbon fluxes, *J. Geophys. Res. Biogeosci.*, 118, 888–903, doi:10.1002/jgrg.20070.
- Decharme B.**, E. Martin, and S. Faroux (2013), Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, doi:10.1002/jgrd.50631.
- Douville H, A Ribes, **B Decharme**, R Alkama, J Sheffield (2013) Anthropogenic influence on multidecadal changes in reconstructed global evapotranspiration, *Nature Climate Change*, 3(1), 59-62, doi:10.1038/nclimate1632.
- Joetzier, E., Douville, H., Delire, C., Ciais, P., **Decharme B.**, and Tyteca, S. : Hydrologic benchmarking of meteorological drought indices at interannual to climate change timescales : a case study over the Amazon and Mississippi river basins, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 4885-4895, doi:10.5194/hess-17-4885-2013, 2013
- Lucas-Picher, P., S. Somot, M. Deque, **B. Decharme**, A. Alias, 2013 : Evaluation of the regional climate model ALADIN to simulate the climate over North America in the CORDEX framework. *Climate Dyn.*, 41,5-6,1117-1137, 10.1007/s00382-012-1613-8.
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J.-C., Carrer, D., **Decharme B.**, Delire, C., Donier, S., Essauini, K., Gibelin, A.-L., Giordani, H., Habets, F., Jidane, M., Kerdraon, G., Kourzeneva, E., Lafaysse, M., Lafont, S., Lebeaupin Brossier, C., Lemonsu, A., Mahfouf, J.-F., Marguinaud, P., Mokhtari, M., Morin, S., Pigeon, G., Salgado, R., Seity, Y., Taillefer, F., Tanguy, G., Tulet, P., Vincendon, B., Vionnet, V., and Voldoire, A. : The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes, *Geosci. Model Dev.*, 6, 929-960, doi:10.5194/gmd-6-929-2013, 2013.
- Voldoire A., E. Sanchez-Gomez, D. Salas y Mélia, **B. Decharme**, C. Cassou, S. Sénési, S. Valcke, I. Beau, A. Alias, M. Chevallier, M. Déqué, J. Deshayes, H. Douville, E. Fernandez, G. Madec, E. Maisonnave, M.-P. Moine, S. Planton, D. Saint-Martin, S. Szopa, S. Tyteca, R. Alkama, S. Belamari, A. Braun, L. Coquart and F. Chauvin, 2013, The CNRM-CM5.1 global climate model : description and basic evaluation, *Climate dyn.*, 40, 2091-2121, DOI : 10.1007/s00382-011-1259-y.

✓ 2012

- Decharme B.** ; R. Alkama ; F. Papa ; S. Faroux ; H. Douville and C. Prigent, 2012, Global off-line evaluation of the ISBA-TRIP flood model, *Climate Dynamics*, 38, 1389-1412, doi:10.1007/s00382-011-1054-9
- Getirana, A. C. V., A. Boone, Yamazaki, D., **Decharme B.**, Papa, F., and Mognard, N., 2012 : The Hydrological Modeling and Analysis Platform (HyMAP) : evaluation in the Amazon basin. *J. Hydrometeorol*, 13, 1641-1665, doi : <http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-12-021.1>
- Pedinotti, V., Boone, A., **Decharme B.**, Crétaux, J. F., Mognard, N., Panthou, G., Papa, F., and Tanimoun, B. A. : Evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrologic system over the Niger basin using in situ and satellite derived datasets, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 1745-1773, doi:10.5194/hess-16-1745-2012, 2012.
- Ringeval, B., **Decharme B.**, Piao, S. L., Ciais, P., Papa, F., de Noblet-Ducoudré, N., Prigent, C., Friedlingstein, P., Gouttevin, I., Koven, C., and Ducharme, A. : Modelling sub-grid wetland in the ORCHIDEE global land surface model : evaluation against river discharges and remotely sensed data, *Geosci. Model Dev.*, 5, 941-962, doi:10.5194/gmd-5-941-2012, 2012
- Szczypta, C., **Decharme B.**, Carrer, D., Calvet, J.-C., Lafont, S., Somot, S., Faroux, S., and Martin, E. : Impact of precipitation and land biophysical variables on the simulated discharge of European and Mediterranean rivers, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 3351-3370, doi:10.5194/hess-16-3351-2012, 2012.
- Vergnes, J.-P. and **Decharme B.** (2012) A simple groundwater scheme in the TRIP river routing model : global off-line evaluation against GRACE terrestrial water storage estimates and observed river discharges, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 3889-3908, doi:10.5194/hess-16-3889-2012
- Vergnes, J.-P., **B. Decharme**, R. Alkama, E. Martin, F. Habets, H. Douville, 2012 : A Simple Groundwater Scheme for Hydrological and Climate Applications : Description and Offline Evaluation over France. *J. Hydrometeorol*, 13, 1149-1171. doi : <http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-11-0149.1>

✓ 2011

- Alkama, R., **Decharme B.**, H. Douville, A. Ribes, 2011, Trends in Global and Basin-Scale Runoff over the Late Twentieth Century : Methodological Issues and Sources of Uncertainty, *J. Climate*, 24, 3000-3014. doi:10.1175/2010JCLI3921.1
- Becker, M., Meyssignac, B., Xavier, L., Cazenave, A., Alkama, R., and **Decharme B.**, 2011, Past terrestrial water storage (1980-2008) in the Amazon Basin reconstructed from GRACE and in situ river gauging data, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 533-546, doi:10.5194/hess-15-533-2011.
- Decharme B.**, A. Boone, C. Delire, and J. Noilhan, Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions, 2011, *J. Geophys. Res.*, 116, D20126, doi:10.1029/2011JD016002.
- Grippa M, L. Kergoat, F. Frappart, Q. Araud, A. Boone, P. de Rosnay, J.-M. Lemoine, S. Gascoïn, G. Balsamo, C. Ottlé, **B. Decharme**, S. Saux-Picart, G. Ramillien, 2011, Land water storage variability over West Africa estimated by Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) and land surface models, *Water Resour. Res.*, 47, W05549, doi:10.1029/2009WR008856.
- Llovel W., M. Becker, A. Cazenave, S. Jevrejeva, R. Alkama, **B. Decharme**, H. Douville, M. Ablain, B. Beckley, 2011, Terrestrial waters and sea level variations on interannual time scale, *Global and Planetary Change*, 75, 76-82, DOI : 10.1016/j.gloplacha.2010.10.008.
- Peings Y., H. Douville, R. Alkama and **B. Decharme**, 2011, Snow contribution to springtime atmospheric predictability over the second half of the twentieth century ; *Climate Dynamics*, Volume 37, Numbers 5-6, 985-1004, DOI : 10.1007/s00382-010-0884-1
- Ringeval, B., Friedlingstein, P., Koven, C., Ciais, P., de Noblet-Ducoudré, N., **Decharme B.**, and Cadule, P. : Climate-CH4 feedback from wetlands and its interaction with the climate-CO2 feedback, *Biogeosciences*, 8, 2137-2157, doi:10.5194/bg-8-2137-2011, 2011.
- Zakharova, E. A., A. V. Kouraev, S. Biancamaria, M. V. Kolmakova, N. M. Mognard, V. A. Zemtsov, S. N. Kirpotin, **B. Decharme**, 2011, Snow Cover and Spring Flood Flow in the Northern Part of Western Siberia (the Poluy, Nadym, Pur, and Taz Rivers), *J. Hydrometeorol*, 12, 1498-1511, DOI:10.1175/JHM-D-11-017.1.

✓ 2010

- Alkama, R ; **Decharme B.** ; Douville, H ; Becker, M ; Cazenave, A ; Sheffield, J ; Voldoire, A ; Tyteca, S ; Le Moigne, P, 2010, Global Evaluation of the ISBA-TRIP Continental Hydrological System. Part I : Comparison to GRACE Terrestrial Water Storage Estimates and In Situ River Discharges. *J. Hydrometeorol*, 11 (3) : 583-600
- Decharme B.** ; Alkama, R ; Douville, H ; Becker, M ; Cazenave, A Global Evaluation of the ISBA-TRIP Continental Hydrological System. Part II : Uncertainties in River Routing Simulation Related to Flow Velocity and Groundwater Storage, 2010, *J. Hydrometeorol*, 11 (3) : 601-61, doi : 10.1175/2010JHM1212.1
- Guichard, F., N. Asencio, C. Peugeot, O. Bock, J.-L. Redelsperger, X. Cui, M. Garvert, B. Lamptey, E. Orlandi, J. Sander, F. Fierli, M. A. Gaertner, S. C. Jones, J.-P. Lafore, A. Morse, M. Nuret, A. Boone, G. Balsamo, P. de Rosnay, **B. Decharme**, P. P. Harris, J.-C. Bergès, 2010, An Intercomparison of Simulated Rainfall and Evapotranspiration Associated with a Mesoscale Convective System over West Africa. *Weather and Forecasting*, 25 (1) : 37-60, doi : 10.1175/2009WAF2222250.1

✓ 2009

- Boone A., P. de Rosnay, G. Balsamo, A. Beljaars, F. Chopin, **B. Decharme**, C. Delire, A. Ducharme, S. Gascoïn, M. Grippa, F. Guichard, Y. Gusev, P. Harris, L. Jarlan, L. Kergoat, E. Mougin, O. Nasonova, A. Norgaard, T. Orgeval, C. Ottlé, I. Pocard-Leclercq, J. Polcher, I. Sandholt, S. Saux-Picart, C. Taylor, and Y. Xue, 2009, The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (ALMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90, 12, 1865-1880
- de Rosnay, P., M. Drusch, A. Boone, G. Balsamo, **B. Decharme**, P. Harris, Y. Kerr, T. Pellarin, J. Polcher, and J.-P. Wigneron, 2009, AMMA Land Surface Model Intercomparison Experiment coupled to the Community Microwave Emission Model : ALMIP-MEM. *Journal of Geophysical Research D : Atmospheres*, 114, DOI : 10.1029/2008JD010724.
- Decharme B.**, C. Ottlé, S. Saux-Picart, N. Boulain, B. Cappelaere, D. Ramier, and M. Zribi, 2009 : A New Land Surface Hydrology within the Noah-WRF Land-Atmosphere Mesoscale Model Applied to Semiarid Environment : Evaluation over the Dantiandou Kori (Niger). *Advances in Meteorology*, 2009, 13 pp, <http://dx.doi.org/10.1155/2009/731874>
- Pellarin T., J.P. Laurent, B. Cappelaere, **B. Decharme**, L. Descroix, D. Ramier, 2009, Hydrological modelling and associated microwave emission of a semi-arid region in South-western Niger. *J. Hydro.*, 375 (1-2) : 262-272

Saux-Picart S., C. Ottlé, **B. Decharme**, C. André, M. Zribi, A. Perrier, B. Coudert, N. Boulain, B. Cappelaere, L. Descroix, D. Ramier, 2009a, Water and energy budgets simulation over the AMMA-Niger super-site spatially constrained with remote sensing data, *J. Hydro.*, 375 (1-2) : 287-295

Saux-Picart S., Ottlé C., Perrier A., **Decharme B.**, Coudert B., Zribi M., Boulain N., Cappelaere B., Ramier D, 2009b, SEtHyS_Savannah : A multiple source land surface model applied to Sahelian landscapes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149 (9) : 1421-1432

Zribi M., Pardé M., Rosnay de P., Baup F., Boulain N., Descroix L., Pellarin T., Mougin Eric, Ottlé C., **Decharme B.**, 2009, ERS scatterometer surface soil moisture analysis of two sites in the south and north of the Sahel region of West Africa, *J. Hydro.*, 375 (1-2) : 253-261

✓ **2008**

Decharme B., H. Douville, C. Prigent, F. Papa, and F. Aires, 2008, A new river flooding scheme for global climate applications: Off-line evaluation over South America. *J. Geophys. Res.*, 113, D11110, <https://doi.org/10.1029/2007JD009376>

M. Zribi, C. Andre and **B. Decharme**, "A Method for Soil Moisture Estimation in Western Africa Based on the ERS Scatterometer," in *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 46, no. 2, pp. 438-448, Feb. 2008. doi : 10.1109/TGRS.2007.904582

✓ **2007**

Decharme B., 2007 : Influence of the runoff representation on continental hydrology using the NOAH and the ISBA land surface models. *J. Geophys. Res.*, 112, D19108, doi:10.1029/2007JD008463.

Decharme B., H. Douville, 2007 : Global validation of the ISBA Sub-Grid Hydrology. *Climate Dyn.*, 29, 21-37, doi:10.1007/s00382-006-0216-7

✓ **2006**

Boone A., N. Mognard, **B. Decharme**, H. Douville, M. Grippa, K. Kerrigan, 2006, The impact of simulated soil temperatures on the estimation of snow depth over Siberia from SSM/I compared to a multi-model climatology. *Remote sensing of environment*, 101, 482-494, DOI : 10.1016/j.rse.2006.01.014

Decharme B. and H. Douville, 2006b : Uncertainties in the GSWP-2 precipitation forcing and their impacts on regional and global hydrological simulations. *Climate Dyn.*, 27, 695-713, DOI : 10.1007/s00382-006-0160-6

Decharme B., H. Douville, A. Boone, F. Habets, et J. Noilhan, 2006 : Impact of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity within the ISBA LSM : simulations over the Rhône basin. *J. Hydrometeorol.*, 7, 61-80.

Decharme B. and H. Douville, 2006a : Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model. *Climate Dyn.*, 26, 65 - 78.

• **Chapitres d'ouvrages ou de vulgarisation**

Decharme B., & Boé J. "[Comment représente-t-on les surfaces continentales dans les modèles de climat ?](http://www.climat-en-questions.fr)" *Le climat en questions* (2015), <http://www.climat-en-questions.fr>

Douville H, **B. Decharme**, A. Ribes, 2012, [Quelles seront nos ressources en eau en 2100](#), *Paul Sabatier magazine scientifique*, n°26, p17, Juin 2012, 1pp.

Douville H., & **Decharme B.** "10. Cycle de L'eau : Hydrologie Continentale." *Le Climat à Découvert* () : 63-64. <doi:10.4000/books.editions-cnrs.11358>

Mudryk, L., R. Brown, C. Derksen, K. Luojus, **Decharme B.**, and S. Helfrich : [Terrestrial Snow Cover](#), in [Arctic Report Card 2019](#), J. Richter-Menge, M. L. Druckenmiller, and M. Jeffries, Eds., 2019

Mudryk, L., R. Brown, C. Derksen, K. Luojus, **Decharme B.**, and S. Helfrich : [Terrestrial Snow Cover](#), in [Arctic Report Card 2018](#), J. Richter-Menge, M. L. Druckenmiller, and M. Jeffries, Eds., 2018

• **Autres publications**

Gao, X., P. A. Dirmeyer, Z. Guo, M. Zhao, **B. Decharme**, G. Niu, and S. Mahanama, 2004 : An approach for remote sensing validation of land surface schemes on a global scale. *COLA Tech. Rep.* 173, 42 pp. [Available [here](#) from the Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies, 4041 Powder Mill Road, Suite 302, Calverton, MD 20705.]

• **Liste des conférences, séminaires et communications**

✓ **2019**

Colin J, **B Decharme**, J Cattiaux, D Saint-Martin, Impact of groundwater on the climate sensitivity of the CNRM-CM6-1 global climate model. Abstract#H34G-06, American Geophysical Union, Fall Meeting 2019

Colin J, **B Decharme**, Modeling groundwater in a global climate model: impact in pre-industrial and idealized climate change simulations. 2nd international workshop IGEM (Impact of Groundwater in Earth system Models), March 18-20, 2019, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

Decharme B., « [ISBA for climate modelling at CNRM](#) », symposiums « [A Tribute to Joël Noilhan](#) », 21-22 March 2019, Centre International de Conférences, Météo-France, Toulouse, France

Decharme B., Delire C., Minvielle M., Colin J., Vergnes J.-P., Alias A., Saint-Martin D., Séférian R., Sénési S., Voltaire A., [ISBA-CTIP, le nouveau système de modélisation des surfaces continentales pour les modèles de climats du CNRM ou des applications hydrologiques globales](#). Journées de Modélisation des Surfaces Continentales 2019, 14-15 novembre 2019, Sorbonne Université, Paris

Decharme B, Delire C., Minvielle M., Colin J., Vergnes J.-P., Alias A., Saint-Martin D., Séférian R., Sénési S., Voldoire A., [Recent changes in the ISBA-CTRIP land surface system for use in the CNRM-CM6 climate model and in global off-line hydrological applications](#), 2^e SURFEX Users Workshop, 18-19 March, 2019, Centre International de Conférences, Météo-France, Toulouse, France

Delire C, R Séférian, **B Decharme**, E Joetzjer, R Alkama, [Improvements in the carbon cycle between the CMIP5 and CMIP6 versions of ISBA](#), 2^e SURFEX Users Workshop, 18-19 March, 2019, Centre International de Conférences, Météo-France, Toulouse, France

Ducharme A, MH Lo, **B Decharme**, J Colin, T Verbeke, F Cheruy, J Ghattas, RY Chien, Lan CW, Groundwater-soil moisture-climate interactions: compared impacts in three Earth system models. Geophysical Research Abstracts Vol. 21, EGU2019-17829, EGU General Assembly 2019

Morel X, **B Decharme**, C Delire, G Krinner, M Lund, B Hansen, M. Mastepanov, Investigating peat soil carbon and methane emissions with a new process-based model and new data from Nuuk (Greenland). Geophysical Research Abstracts Vol. 21, EGU2019-15464, EGU General Assembly 2019

Long-term Total Water Storage Change from a Satellite Water Cycle (SAWC) reconstruction over large south Asian basins

Pellet V, F Aires, F Papa, S Munier, **B Decharme**, and D Yamazaki, Long-term Total Water Storage Change from a Satellite Water Cycle (SAWC) reconstruction over large south Asian basins. Abstract#H41P-1950, American Geophysical Union, Fall Meeting 2019

✓ **2018**

Ardilouze C, L Batté, M Déqué, **B Decharme**, Reduction of climate model precipitation bias over continents in summer: method and impact on seasonal prediction skill. EMS Annual Meeting Abstracts, Vol. 15, EMS2018-549, EMS Annual Meeting 2018

Lan CW, YT Hwang, MH Lo, A Ducharme, **B Decharme**, RY Chien, F Wang, Responses of Atmospheric General Circulation to Groundwater, Geophysical Research Abstracts Vol. 20, EGU2018-4270, EGU General Assembly 2018

✓ **2017**

Albergel C, S Munier, D Leroux, D Fairbairn, W Dorigo, **B Decharme**, JC Calvet, Towards a satellite driven land surface model using SURFEX modelling platform Offline Data Assimilation: an assessment of the method over Europe and the Mediterranean basin. Geophysical Research Abstracts Vol. 19, EGU2017-3039, EGU General Assembly 2017

Albergel C, Munier S, Leroux D, Dewaele H, Fairbairn D, Barbu AL, Mahfouf, JF, Faroux S, Le Moigne P, **Decharme B** and Calvet JC, [Towards a satellite driven Land Surface Model using SURFEX Offline Data Assimilation \(SODA\)](#), 1^e SURFEX Users Workshop, 27 February - 1 March, 2017, Centre International de Conférences, Météo-France, Toulouse, France

Boone A., P. Samuelsson, A. Napoly, S. Gollvik, L. Jarlan, E. Brun, **B. Decharme**, [the new multi-energy-balance \(MEB\) ISBA option in SURFEXv8](#), 1^e SURFEX Users Workshop, 27 February - 1 March, 2017, Centre International de Conférences, Météo-France, Toulouse, France

Colin J, **B Decharme**, JP Vergnes, M Minvielle, [Simulating aquifers and floodplains in a global climate model :evaluation and impact](#), 1^e SURFEX Users Workshop, 27 February - 1 March, 2017, Centre International de Conférences, Météo-France, Toulouse, France

Garrigues S, A Verhoef, PL Vidale, B Sarojini, E Blyth, A Olioso, A Boone, C. Albergel, **B. Decharme**, J-C. Calvet, D. Carrer, S. Moulin, Uncertainties in simulated evapotranspiration from land surface models over a 14-year Mediterranean crop succession. 5th iLEAPS Science Conference, Oxford, UK, September 2017

Garrigues, **B. Decharme**, A. Boone, A. Olioso, C. Albergel, J-C. Calvet, D. Carrer, A. Verhoef, E. Blyth, P-L. Vidale, S. Buis, S. Moulin, A. Chanzy, [Uncertainties in simulated evapotranspiration from SURFEX/ISBA-A-gs over a 14-year Mediterranean crop succession](#), 1^e SURFEX Users Workshop, 27 February - 1 March, 2017, Centre International de Conférences, Météo-France, Toulouse, France

Lan CW, YT Hwang, MH Lo, A Ducharme, **B Decharme**, RY Chien. Responses of Atmospheric General Circulation to Groundwater. Abstract#H43N-03, American Geophysical Union, Fall Meeting 2017

Lan CH, MH Lo, A Ducharme, **B Decharme**, RY Chien, F Wang, Responses of Atmospheric General Circulation to Groundwater. 1st international workshop IGEM (Impact of Groundwater in Earth system Models), October 3-5, 2016, Paris

Lo M H, CW Lan, YT Hwang, A Ducharme, **B Decharme**, RY Chien, Responses of Atmospheric General Circulation to Groundwater. Abstract#H43N-03, American Geophysical Union, Fall Meeting 2017.

Lo MH, RY Chien, A Ducharme, **B Decharme**, CW Lan, F Wang, F Cheruy, J Colin, Impacts of Groundwater on the Atmospheric Convection in Amazon using Multi-GCM Simulations from I-GEM project. Abstract#H33B-1680, American Geophysical Union, Fall Meeting 2017

Morel X, **B Decharme**, C Delire, Simulating the carbon, water, energy budgets and greenhouse gas emissions of arctic soils with the ISBA land surface model. Geophysical Research Abstracts Vol. 19, EGU2017-16178, EGU General Assembly 2017

Morel X, **B Decharme**, C Delire, [Simulating the carbon, water, energy budgets and greenhouse gas emissions of arctic soils with the ISBA land surface model](#), 1^e SURFEX Users Workshop, 27 February - 1 March, 2017, Centre International de Conférences, Météo-France, Toulouse, France

✓ **2016**

Chien RY, MH Lo, A Ducharme, **B Decharme**, CW Lan, F Wang, Impacts of groundwater on the atmospheric convection in Amazon using multi-GCM simulations from I-GEM project. 1st international workshop IGEM (Impact of Groundwater in Earth system Models), October 3-5, 2016, Paris

Colin J, **B Decharme**, JP Vergnes, Modelling of floodplains and aquifers in global climate simulations : evaluation and impact. 1st international workshop IGEM (Impact of Groundwater in Earth system Models), October 3-5, 2016, Paris

Decharme B, JP Vergnes, M Minvielle, J Colin, C Delire, Global off-line evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrological system used in the CNRM-CM6 climate model for the next CMIP6 exercise. Geophysical Research Abstracts Vol. 18, EGU2016-15947, EGU General Assembly 2016

Ducharme A, MH Lo, **B Decharme**, F Wang, F Cheruy, J Ghattas, RY Chien, CW Lan, J Colin, and S Tyteca, Groundwater-soil moisture-climate interactions: lessons from idealized model experiments with forced water table depth. Geophysical Research Abstracts Vol. 18, EGU2016-8541, EGU General Assembly 2016

Ducharme A., MH Lo, **B Decharme**, F Cheruy, RY Chien, J Colin, J Ghattas, CW Lan, S Tyteca, F Wang, Groundwater- soil moisture-climate interactions: lessons from idealized model experiments with forced water table depth. **1st international workshop IGEM (Impact of Groundwater in Earth system Models), October 3-5, 2016, Paris**

Garrigues S., Olioso A., Carrer D., **Decharme B.**, Martin E., Calvet J.-C., Moulin S., Marloie O., Impact of climate, vegetation, soil and irrigation on multi-year ISBA-A-gs simulations of evapotranspiration over a Mediterranean crop site, Presented at the HYMEX Drought and Water Resources workshop, Zaragoza, Spain, April 2016.

Szczypta C, P Le Moigne, **B Decharme**, A Verrelle, E Bazile, and R Abida, Setup and first evaluation of the coupled hydro-meteorological MSCAN-SURFEX-TRIP modelling system over Europe, EMS Annual Meeting Abstracts, Vol. 13, EMS2016-148, 2016

✓ 2015

Colin J., **B. Decharme**, H. Douville, Impact de la physique des sols et de la neige sur le climat : utilisation des schémas de sol et de neige ISBA-DF et ISBA-ES dans des simulations climatiques avec ARPEGE-Climat, Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère, Session sur les paramétrisations physiques, 19-23 Janvier 2015, Toulouse, France.

Decharme B., E. Brun, P. LeMoigne, Amélioration/Evaluation des schémas explicites multicouches de sol et de neige dans SURFEX, Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère, Session sur les paramétrisations physiques, 19-23 Janvier 2015, Toulouse, France.

Emery CM, S Biancamaria, AA Boone, SM Ricci, PA Garambois, **B Decharme**, MC Rochoux, Variance-based Sensitivity Analysis of Large-scale Hydrological Model to Prepare an Ensemble-based SWOT-like Data Assimilation Experiments. abstract id. H52D-05, American Geophysical Union, Fall Meeting 2015,

Le Moigne P, J Colin, **B Decharme**, Implementation and Evaluation of the Impact of a Lake Model in the French CNRM-CM Global Climate Model. abstract id. GC21B-1095, American Geophysical Union, Fall Meeting 2015.

Napoly A., A. Boone, **B. Decharme**, P. Samuelson, E. Martin, Évaluation de la prise en compte de la litière au sein des forêts dans le modèle de surface ISBA, Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère, Session sur les paramétrisations physiques, 19-23 Janvier 2015, Toulouse, France.

✓ 2014

Cazenave A., Dieng H., Meyssignac B., von Schuckmann K., Decharme B., Berthier E., How fast is sea level rising?, EGU General Assembly 2014, held 27 April - 2 May, 2014 in Vienna, 2014EGUGA..16.5453C.

Decharme B., C. Delire, E. Brun, P. Lemoigne « Amélioration/Evaluation des schémas explicites multicouches de sol et de neige dans SURFEX », Kickoff du projet APT, Grenoble Nov 2014

Garrigues S, **B Decharme**, A Olioso, S Moulin, JC Calvet, et al.. Assessment of a land surface model over a Mediterranean crop site for a long period of time: Impact of uncertainties in soil parameters. . 7th International Scientific Conference on the Global Energy and Water Cycle, Jul 2014, La Hague Netherlands. (hal-01336730)

Minvielle M., **B. Decharme**, J.C. Calvet « The SURFEX (ISBA-TRIP) hydrological system at CNRM (Météo-France) », Earth2Observe 1st Advisory Board (AB) meeting: 6-7 Novembre 2014.

✓ 2013

Calvet J.C., M Parrens, P de Rosnay, **B Decharme**, Benchmarking of L-band soil microwave emission models, EGU General Assembly 2013 Conference Abstracts 15, 10503.

Decharme B., R. Alkama, H. Douville, JP Vergnes, Le système de modélisation hydrologique à grande échelle ISBA-CTrip. Rencontres R&D 2013, Centre International de Conférences - Météo-France - Toulouse – France

Delire C, **B Decharme**, R Alkama, G. Krinner « Le cycle du carbone continental dans les régions boréales: réponse au changement climatique récent », Chantier Arctique, juin 2013, Paris.

Joetzier E., CL Delire, H Douville, P Ciais, **B Decharme**, S Lafont, D Carrer, Can we simulate the Amazonian forest response to persistent drought conditions with the ISBA-Ags land surface model? American Geophysical Union, Fall Meeting 2013, Abstracts 1, 0572

✓ 2012

Getirana A., A. Boone, D. Yamazaki, F. Papa, B. **Decharme**, and N. Mognard, Evaluation of a large scale flow routing scheme in the Amazon basin, Geophysical Research Abstracts, Vol. 14, EGU2012-10696, EGU General Assembly, 2012

Pedinotti V., A. Boone, **B. Decharme**, J-F. Crétaux, N. Mognard, G. Panthou, F. Papa and B.A. Tanimoun, [Evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrologic system over the Niger basin using in situ and satellite derived data](#), AMMA conf, July 2-6th 2012, Paris.

Vergnes, J.-P., **B. Decharme**, R. Alkama, E. Martin, F. Habets, and H. Douville, “[Global Off-line Evaluation of the ISBA-TRIP Groundwater Scheme](#)”, XIX International Conference on Water Resources CMWR 2012, University of Illinois at Urbana-Champaign, June 2012.

✓ 2011

Getirana A., A. Boone, **B. Decharme**, D. Yamazaki, and N. Mognard, Uncertainties in River Routing Simulations Related to the concentration time of runoff and baseflow in the Amazon basin, Geophysical Research Abstracts, Vol. 13, EGU2011-9595, 2011, EGU General Assembly

Salas y Melia D., E Sanchez, **B Decharme**, E Fernandez, C Cassou, Chevallier, M., Geoffroy, O., Senési, S.; Voldoire, A., Contributing to CMIP5 with CNRM-CM5: model evaluation and simulated climate future climate change, American Geophysical Union, Fall Meeting 2011 Abstracts 1, 0881

Somot S., C. Dubois, F. Sevault, A. Alias, **B. Decharme**, I. Beau, S. Belamari, and A. Romanou, The Mediterranean Sea surface Heat Budget: from the observed estimates to the atmosphere-land surface-river-ocean regional modeling, Geophysical Research Abstracts, Vol. 13, EGU2011-11340, 2011, EGU General Assembly

Szczypta C., J.-C. Calvet, C. Albergel, G. Balsamo, S. Boussetta, D. Carrer, S. Lafont, S. Faroux, **B. Decharme**, and C. Meurey, Monitoring of Mediterranean droughts: verification and use in a land surface model of the new ECMWF ERA-Interim reanalysis, Geophysical Research Abstracts, Vol. 13, EGU2011-1869, 2011, EGU General Assembly

Vergnes, J.-P., **Decharme**, B., Alkama, R., Douville, H., Martin, E. and Habets, F., 2011: A new simple groundwater scheme for global hydrological and climate applications : development and offline evaluation over France, Geophysical Research Abstracts, Vol. 13, EGU2011-2392, 2011, EGU General Assembly.

✓ 2010

Llovel W., R. Alkama, M. Becker, A. Cazenave, B. **Decharme**, and H. Douville, Terrestrial water storage contribution to sea level at interannual to multidecadal time scales, Geophysical Research Abstracts, Vol. 12, EGU2010-8176, 2010, EGU General Assembly

✓ 2009

Douville H., R. Alkama, B. **Decharme**, E. Martin, A. Ribes (2009) Réponse de l'hydrologie continentale au changement climatique : Du global au local et vice versa. 193^{ème} session du Comité Scientifique et technique de la Société Hydrotechnique de France, Toulouse, France, 31 mars et 1er avril 2009

✓ 2008

Boone A, P de Rosnay, A Beljaars, J Polcher, T d'Orgeval, B **Decharme**, C Delire et al.. Applications of ALMIP multi-model land surface model diagnostics for evaluating the surface component of the WAMME GCMs. First West African Monsoon Modeling and Evaluation (WAMME) Workshop, American Meteorological Society Annual Meeting, Jan 2008, New Orleans, United States. (hal-00282990)

Douville H., B. **Decharme**, S. Conil, Y. Peings (2008): [Land surface versus ocean influence on atmospheric variability and predictability at the seasonal time scale](#). Parametrization of Subgrid Physical Processes, 1-4 September 2008, ECMWF 2008 Seminar Proceedings, 16-pp.

✓ 2007

Boone A, T d'Orgeval, P de Rosnay, B **Decharme**, C Delire, et al.. ALMIP results. AMMA Second International Conference, Nov 2007, Karlsruhe, Germany. (hal-00282988)

Decharme, B., C. Ottlé, S. Saux-Picart, M. Zribi, B. Cappelaere, N. Boulain, and D. Ramier : Influence of land surface states on the West African Monsoon simulated at meso-scale: coupling teledetection and land surface-atmosphere modelling on the AMMA-Niger supersite - the 2. International AMMA conference, November 2007, Karlsruhe, Germany

Decharme, B., H. Douville, C. Prigent, F. Papa and F. Aires: Paramétrisation des plaines d'inondations saisonnières dans un modèle hydrologique global. - Atelier de Modélisation de l'Atmosphère (AMA), Météo-France, Janvier 2007, Toulouse, France.

Pellarin, T., J.-P. Laurent, B. **Decharme**, F. Chopin, P. de Rosnay, A. Boone, L. Descroix, and B. Cappelaere, 2007: Potential and limitation of AMSR-E microwave measurements over Niger for improving water cycle modelling under uncertain rainfall fields. EGU 2007 general assembly, April 2007, Vienna, Austria.

Saux Picart S., C. Ottlé, A. Perrier, B. **Decharme**, B. Coudert, and M. Zribi: Développement et application du modèle d'interface SEtHyS_Savannah sur l'Afrique de l'Ouest. - Atelier de Modélisation de l'Atmosphère (AMA), Météo-France, Janvier 2007, Toulouse, France.

Saux-Picart, S., C. Ottlé, A. Perrier, B. **Decharme**, B. Coudert, M. Zribi, B. Cappelaere, and N. Boulain, : SEtHyS_Savannah : a three source land surface model applied to sahelian landscapes. EGU 2007 general assembly, April 2007, Vienna, Austria.

Saux-Picart, S., C. Ottlé, A. Perrier, B. **Decharme**, B. Coudert, M. Zribi, B. Cappelaere, and N. Boulain, : Spatialisation of the SEtHyS_Savannah SVAT model using remote sensing data over the AMMA-Niger supersite. Conférence Internationale sur la Biosphère continentale : Cycle de l'eau et végétation : analyse et perspectives, Août 2007, Paris, France.

Saux-Picart, S., C. Ottlé, B. **Decharme**, B. Coudert, M. Zribi, A. Perrier, B. Cappelaere, and N. Boulain : Land surface processes modelisation of the AMMA-Niger supersite using remote sensing data - the 2. International AMMA conference, November 2007, Karlsruhe, Germany

✓ 2006

Boone A., N. Mognard, M. Grippa, B. **Decharme**, and H. Douville: Estimation of a snow depth climatology over Siberia from the synergy of satellite passive microwave brightness temperatures and simulated soil temperatures Geophysical Research Abstracts, 8, 07048. EGU general assembly, April 2006, Vienna, Austria.

Boone A., P. de Rosnay, A. Beljaars, J. Polcher, B. **Decharme**, C. Delire, A. Ducharme, P. Harris, L. Kergoat, A. Norgaard, T. d'Orgeval, C. Ottlé, I. Pocard-Leclercq, I. Sandholt, C. Taylor, and Y. Xue: AMMA land surface model intercomparison in West Africa. Geophysical Research Abstracts, 8, 11028. EGU general assembly, April 2006, Vienna, Austria.

Decharme, B. and H. Douville: Impact from regional to global scales of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model - Geophysical Research Abstracts, 7, 04307, 2005. EGU 2005 general assembly, April 2006, Vienna, Austria.

✓ 2004

Decharme, B., and H. Douville: GSWP simulations over the Rhone river basin: Evaluation of the ISLSCP2 dataset and of the ISBA-SGH land surface model. - American Meteorological Society (AMS) - Seattle - Janvier 2004.

Decharme, B., and H. Douville: Validation de l'échelle régionale à l'échelle globale d'une nouvelle modélisation hydrologique au sein du modèle de surface ISBA. - Atelier de Modélisation de l'Atmosphère (AMA), Météo-France, Octobre 2004, Toulouse, France.

A5 – ACTIVITES D'ENCADREMENT :

• Post-doctorats

2014 – 2016 **Marie Minvielle** (encadrement 100%, 24 mois) – projet européen FP7 [earth2Observe](#) – Evaluation à l'échelle globale du modèle hydrologique ISBA-CTRIP en vue de la mise en place de réanalyses des ressources en eau globale sur les 30 dernières années (rapports WP5 [WRR1](#), [WRR2](#)) – effectué au CNRM.

2011 – 2012 **Ramdane Alkama** (co-encadrement 50%, 18 mois) – projet ANR [CLASSIQUE](#) – Etude de l'évolution future de l'hydrologie et de la végétation en Sibérie – effectué au CNRM.

2008 – 2010 **Ramdane Alkama** (encadrement 100%, 24 mois) – projet RTRA [CYMENT](#) – Evaluation du modèle hydrologique global SURFEX – effectué au CNRM.

- **Thèses**

2014 – 2018 **Xavier Morel** (co-encadrement 50%, 42 mois) – [Observation et modélisation in situ du carbone des sols boréaux et des émissions de méthane associées](#). Interfaces continentales, environnement. Université Toulouse 3 Paul Sabatier, 2018. Français. (tel-02188590). Financé par le projet [APT](#) (Acceleration of Permafrost Thaw) de la Fondation BNP-Paribas – effectué au CNRM – Directeur de thèse : Bertrand Decharme ; Co-encadrement : Christine Delire (CR-CNRS au CNRM) & Gerhart Krinner (DR-CNRS à l'IGE).

2009 – 2012 **Jean-Pierre Vergnes** (encadrement 100%, 36 mois) – [Développement d'une modélisation hydrologique incluant la représentation des aquifères : évaluation sur la France et à l'échelle globale](#). Hydrologie. Institut National Polytechnique de Toulouse - INPT, 2012. Français. (tel-00989151) – effectué au CNRM – Directeur de thèse : Hervé Douville (Ch. MF); Encadrant principal : Bertrand Decharme ;

- **Stages**

2020 **Maya Costantini** – Stage M2 (co-encadrement 50%, 6 mois) – [Etude de la variabilité climatique des aquifères dans un modèle global de climat : analyse des résultats de CNRM-CM6 et CNRM-ESM2 dans les simulations CMIP6](#) – Master Sciences de l'Océan, de l'Atmosphère et du Climat (Université Lyon 1) – effectué au CNRM – Co-encadrante Jeanne Colin.

2019 **Dimitri Sigler** – Stage M2 (co-encadrement 50%, 6 mois) – [Impact des aquifères et des plaines inondées sur le changement climatique dans un modèle global de climat](#) – École Nationale de la Météorologie (Météo-France) & Master Sciences de l'Océan, de l'Atmosphère et du Climat (université Paul Sabatier, Toulouse) – effectué au CNRM – Co-encadrante Jeanne Colin (Ch. MF¹).

2019 **Maxime Lesaffre** – Stage 2^{ème} année (co-encadrement 50%, 6 mois) – [Impact de la haute résolution pour la modélisation des processus en rivière à l'échelle continentale](#) – École Internationale des Sciences du Traitement de l'Information (EISTI) de Pau – effectué au CNRM – Co-encadrant Simon Munier (Ch. MF).

2014 **Benjamin Bonrepaux** – Stage de Fin d'étude (co-encadrement 50%, 6 mois) – [Incertitudes sur les réponses hydrologiques régionales dans les scénarios du GIEC](#) – École Centrale Lyon – effectué au CNRM – Co-encadrant Hervé Douville (Ch. MF).

2012 **Lisa Marchant** – Stage M2 Recherche (co-encadrement 50%, 6 mois) – [Etude de détection des changements de débits des grands bassins à l'échelle globale](#) – École Nationale de la Météorologie (Météo-France) & Master Sciences de l'Océan, de l'Atmosphère et du Climat (université Paul Sabatier, Toulouse) – effectué au CNRM – Co-encadrant Aurélien Ribes (Ch. MF).

2011 **Emilie Joetzjer** – Stage M2 Recherche (co-encadrement 50%, 6 mois) – [Variabilité inter-annuelle des sécheresses et leur réponse au changement climatique : Quels indicateurs ?](#) – École d'ingénieur agronome ENSAIA (INPL Nancy-Université) – effectué au CNRM – Co-encadrant Hervé Douville.

- **Autres**

2013 **Marko Kvakic** – CDD ingénieur (co-encadrement 50%, 12 mois) – Évaluation du schéma de lac FLake à l'échelle globale – financé par le projet [SWOT-LAKE](#) – effectué au CNRM – Co-encadrant Patrick Le Moigne (Ch. MF).

¹ Chercheur Météo-France

A6 – AUTRES

• Participation à des projets nationaux ou internationaux

✓ Projets nationaux

- 2011 – 2016 [CLASSIQUE](#) (CLimat, Agriculture et Société Sibérienne - QUelle Evolution?) projet financé par l'ANR. J'étais co-responsable avec Christine Delire du WP2 : « vegetation and soil model development and validation ».
- 2013 [SWOT-LAKE](#) (Préparation à la mission SWOT pour la modélisation des lacs), projet national financé sur 12 mois par le CNES/TOSCA pour lequel j'étais co-responsable avec Patrick Le Moigne (Ch. MF).
- 2008 – 2010 [CYMENT](#) (CYcle de l'eau et de la Matière dans les bassins vErsaNTs), projet financé sur 36 mois par le Réseau Thématique de Recherche Avancée Sciences et Technologies pour l'Aéronautique et l'Espace (RTRA-STAE) dans lequel je supervisais la réalisation et l'évaluation de simulations hydrologiques globales pour le CNRM
- 2008 [IMPACT-BOREAL](#) (IMPACT of climate on hydrology and methane production in anaerobic soils in BOREAL regions), projet financé sur 36 mois (2006 à 2008). Ce projet a financé mon post-doctorat au CNRM en 2008 pour mettre en place une modélisation hydrologique des régions boréales

✓ Projets internationaux

- 2014 – 2019 [APT](#) (Acceleration of Permafrost Thaw by Snow-Vegetation Interactions ; pitch vidéo [ici](#)), projet franco-canadien financé par la fondation BNP-Pariba. J'étais responsable de la tâche 3 : « Improvement of LSMs and simulations ».
- 2014 – 2019 [I-GEM](#) (Impact of Groundwater in Earth system Models), projet franco-taiwanais financé par l'ANR dans lequel j'étais responsable de la participation du CNRM.
- 2014 – 2018 [earthH2Observe](#), « Global Earth Observation for Integrated Water Resource Assessment », projet financé par le programme européen FP7. J'ai mis en place le modèle puis supervisé la réalisation et l'évaluation de simulations hydrologiques globales pour le CNRM.

✓ Projets internationaux collaboratifs sans financement

- 2014 – 2022 [CMIP6](#) (Coupled Model Intercomparison Project phase 6) projet d'intercomparaison de modèle de climat servant ensuite de base aux travaux du GIEC. Avec beaucoup de mes collègues, je contribue à la mise en place, la production de simulations et l'analyse de nos modèles de climat.
- 2017 – 2022 [ESM-SnowMIP](#) (Earth System Model-Snow Model Intercomparison Project) projet d'intercomparaison de schéma de neige utilisé dans les modèles de climat. J'assume la participation du CNRM avec le schéma de neige *ES*.
- 2016 – 2022 [LS3MIP](#) (Land Surface, Snow and Soil Moisture Model Intercomparison Project) projet d'intercomparaison des modèles de surface utilisés dans les modèles de climat. J'assume avec Jeanne Colin la participation du CNRM.
- 2014 – 2022 [GSWP3](#) (Global Soil Wetness Project phase 3) projet d'intercomparaison de modèles de surface à l'échelle globale. J'assume avec Aaron Boone la participation du CNRM.
- 2014 – 2015 [PALS-PLUMBER](#) (Protocol for the Analysis of Land Surface Models - Land Surface Model Benchmarking Evaluation Project) projet d'intercomparaison de modèles de surface sur 20 sites instrumentés aux géographie, végétation et climat différent. J'ai assumé avec Aaron Boone la participation du CNRM.
- 2010 – 2016 [PCN](#) « Permafrost Carbon Network » projet de coordination. Avec Christine Delire, je faisais partie du groupe de travail "upscaling and modeling of permafrost carbon" qui travaillaient sur la vulnérabilité du carbone dans le permafrost.
- 2007 [ALMIP](#) (AMMA Land surface Model Intercomparison Project) projet d'intercomparaison de modèles de surface sur l'Afrique de l'Ouest pour lequel j'ai assumé la participation du CETP avec le modèle de surface américain NOAA.
- 2003 – 2005 [GSWP2](#) (Global Soil Wetness Project phase 2) projet d'intercomparaison de modèles de surface à l'échelle globale. J'ai assumé durant ma thèse avec Hervé Douville la participation du CNRM.

- **Animation et management de la recherche**

- ✓ **Responsabilité d'équipe**

2016 – Prés. Responsable de l'équipe « Etude du Système Terre » du groupe de modélisation du climat du CNRM. Les membres permanents sont aux nombres de 3 chercheurs Météo-France (Jeanne Colin, Sylvana Buarque et Roland Séférian), 2 chercheurs CNRS (Christine Delire et moi-même) et 2 ingénieurs des travaux de la météorologie (Gaëlle Rigoudy et Laurent Franchisteguy).

- ✓ **Animation de la recherche**

2019 – 2020 Co-organisateurs de l'issue spéciales « [The CNRM Climate and Earth System Models for CMIP6](#) » dans les revues de l'American Geophysical Union (GBC, JAMES, JGR-Atmospheres, JGR-Oceans, or Geophysical Research Letters).

2018 Co-organisateur sécession « Impact of groundwater in earth system science », 22^{ème} édition de la conférence « Computational Methods in Water Resources » (CMWR), 3-7 juin 2018, Saint-Malo

2013 Co-organisateur des Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère (AMA) sur le thème : « Modélisation des surfaces continentales & Variabilité et prévisibilité intrasaisonniers », 21-25 Janvier 2013, Centre International de Conférence de Météo-France, Toulouse, France.

2011 – Prés. Membre du comité de pilotage et du comité technique de la plateforme de modélisation SURFEX

Annexe B – Sélection de Publications

Decharme et al. (2008). A new river flooding scheme for global climate applications : Off-line evaluation over South America. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(11). <https://doi.org/10.1029/2007JD009376>

Vergnes et al. (2014). Introduction of groundwater capillary rises using subgrid spatial variability of topography into the ISBA land surface model. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 119(19), 11,065-11,086. <https://doi.org/10.1002/2014JD021573>

[Decharme et al. \(2016\)](#). Impacts of snow and organic soils parameterization on northern Eurasian soil temperature profiles simulated by the ISBA land surface model. *Cryosphere*, 10(2). <https://doi.org/10.5194/tc-10-853-2016>

[Decharme et al. \(2019\)](#). Recent Changes in the ISBA-CTRIP Land Surface System for Use in the CNRM-CM6 Climate Model and in Global Off-Line Hydrological Applications. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(5), 1207–1252. <https://doi.org/10.1029/2018MS001545>.

[Morel et al. \(2019\)](#). A New Process-Based Soil Methane Scheme: Evaluation Over Arctic Field Sites With the ISBA Land Surface Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(1), 293–326. <https://doi.org/10.1029/2018MS001329>

