

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Terre Univers Environnement / Océan Atmosphère
Hydrologie**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Isabelle GOUTTEVIN

Thèse dirigée par **Gerhard KRINNER** et **Philippe CIAIS**,

préparée au sein du **Laboratoire de Glaciologie et de
Géophysique de l'Environnement (LGGE)**,

dans l'**École Doctorale Terre, Univers, Environnement**

Contribution à la représentation des hautes latitudes dans un modèle de surface : gel des sols & diagnostics de performances

Thèse soutenue publiquement le **20 Décembre 2012**,
devant le jury composé de :

Mme Isabelle BRAUD

Directrice de Recherche à Irstea, Centre de Lyon, Présidente

M. Julio GONCALVES

Professeur à l'UPMC, Paris, Rapporteur

M. Eric MARTIN

Directeur de recherche au CNRM-GAME, Toulouse, Rapporteur

M. Gerhard KRINNER

Directeur de recherche au LGGE, Grenoble, Membre

M. Philippe CIAIS

Directeur de recherche au LSCE, Paris, Membre

Mme Julia BOIKE

PD Dr. habil. at the AWI, Potsdam, Membre

*Université Joseph Fourier / Université Pierre Mendès France /
Université Stendhal / Université de Savoie / Grenoble INP*



Sommaire

RESUME – ABSTRACT	7
CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GENERALE : PERGELISOLS ET MODELISATION CLIMATIQUE	9
1.1. Pergélisols : occurrence spatiale et rôle climatique	9
1.1.1. Occurrence spatiale	9
1.1.2. Rôle climatique	11
1.1.3. Evolution récente des pergélisols, projections	16
1.2. Modélisation climatique globale et pergélisols	18
1.2.1. Modélisation climatique globale	18
1.2.2. Les modèles de surface	18
1.2.3. Le modèle de surface ORCHIDEE : description succincte, modularité	20
1.2.4. Etat de l’art de la représentation des pergélisols dans les modèles de climat	24
1.3. Cadre de ma thèse	26
CHAPITRE 2 : IMPLEMENTATION ET VALIDATION A PLUSIEURS ECHELLES D’UN NOUVEAU SCHEMA DE GEL DANS ORCHIDEE	29
2.1. Introduction	31
2.2. The soil freezing scheme	32
2.2.1. Soil hydrological and thermal processes in the land-surface model ORCHIDEE	32
2.2.2. The new soil freezing scheme	35
2.3. Validation against analytical solutions and laboratory experiments	40
2.3.1. Methods and data	40
2.3.2. Validation of the numerical thermal scheme against the Stefan solution	41
2.3.3. Test of the freezing scheme against the Mizoguchi experiment	45
2.4. Validation against field data at different scales	47
2.4.1. Validation at the plot-scale at Valdaï	47
2.4.2. Validation across northern Eurasia against soil temperature, active layer and river discharge measurements	49
2.5. Conclusion and outlook	59
CHAPITRE 3 : INCERTITUDES DE LA MODELISATION	63
3.1. Introduction : quelles incertitudes, quelles méthodes	63
3.2. Evaluation des incertitudes de la modélisation sur un site de permafrost au Svalbard	63
3.2.1. Introduction	63
3.2.2. Théorie, modèle et données observationnelles	66
3.2.3. Résultats & discussion	70
3.2.4. Conclusion	77
3.3. Rôle de la neige dans le régime thermique des sols et la dynamique du carbone des régions circum-arctiques : une étude de sensibilité	78
3.3.1. Résumé introductif	77

3.3.2.	Introduction	81
3.3.3.	Experimental and modelling methods	82
3.3.4.	Results	85
3.3.5.	Discussion and conclusion	92
CHAPITRE 4 : EXPLOITATION DE DONNEES SATELLITES POUR L'EVALUATION DE LA MODELISATION HYDROLOGIQUE DE SURFACE A GRANDE ECHELLE : CADRE METHODOLOGIQUE ET RESULTATS PRELIMINAIRES		95
4.1.	Introduction	96
4.2.	Data, model and methods	98
4.2.1.	Study area	98
4.2.2.	Data	98
4.2.3.	Model	99
4.2.4.	Model developments	100
4.2.5.	Data and model output treatment	103
4.3.	Results	103
4.3.1.	Freeze-thaw timings	103
4.3.2.	Surface soil moisture	109
4.4.	Discussion	119
4.5.	Conclusion	121
CHAPITRE 5 : CONTRIBUTION A LA VIE D'UN MODELE		125
5.1.	Introduction	125
5.2.	Documentation d'ORCHIDEE	125
5.3.	Diagnostic de biais et erreurs du modèle	125
5.3.1.	Erreurs de codage et diagnostics divers	125
5.3.2.	Diagnostic suivi de la sublimation dans ORCHIDEE	126
5.4.	Mise en cohérence de différentes versions du modèle	141
5.4.1.	Création d'une version hautes-latitudes « ORCHIDEE_HIGH_LAT »	141
5.4.2.	Un nouveau DRIVER pour ORCHIDEE_HIGH_LAT	142
5.5.	Conclusion	144
CHAPITRE 6 : CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES		145
REFERENCES		151
ANNEXE A		171
ANNEXE B		185
ANNEXE C		193
ANNEXE D		203
ANNEXE E		205

Remerciements

A Gerhard pour son soutien indéfectible et sa sérénité olympienne, source d'inspiration ;

A Philippe aux conseils avisés et aux ambitions contagieuses ;

A Julia pour sa compréhension et son enthousiasme ;

Aux rapporteurs et examinateurs de ma thèse qui ont eu la patience de déchiffrer mon manuscrit jusque dans le détail de ses équations, contribuant à son amélioration ;

A tous ceux qui, autour d'un café, derrière un écran, ou dans l'entrebâillement d'une porte, ont échangé un sourire, un conseil, partagé un moment d'emportement contre les fatalités du monde informatique ou la joie d'un accomplissement ;

Aux montagnes intemporelles et fidèles qui m'ont accompagnée pendant ces trois mémorables années, et m'accompagnent encore ;

A mes parents, frère, vélos, skis, et bien sûr amis :

Merci.

Résumé – Abstract

Résumé

L'importance climatique des hautes latitudes est exacerbée par le contexte actuel du réchauffement climatique, de par leur forte sensibilité à ces changements et en raison des rétroactions globales majeures qu'elles sont susceptibles d'engendrer. La modélisation offre un moyen d'estimer ces impacts dans les temps passés, présents et futurs, tout en quantifiant les incertitudes procédant des imperfections de notre connaissance de ces environnements et de leur représentation. **L'amélioration et l'évaluation de la représentation des hautes latitudes dans les modèles de climat globaux répondent donc à de forts enjeux scientifiques et sociétaux** : c'est dans ce cadre précis que s'inscrit mon travail de thèse.

Le gel des sols est une spécificité majeure des régions circum-arctiques, porteuse d'implications climatiques aux plans thermiques, hydrologiques et biogéochimiques. Une paramétrisation des impacts hydrologiques du gel des sols a été introduite dans le schéma hydrologique multi-couches du modèle de surfaces continentales ORCHIDEE : ses effets sur le contenu en eau des sols et le régime hydrologique des principaux bassins de l'Arctique ont été évalués par comparaison à des données de terrain, révélant la plus-value d'une telle représentation mais aussi les lacunes résiduelles de la modélisation, qui touchent à l'absence de représentation des réservoirs temporaires d'eau de surface et, sans doute, d'une paramétrisation sous-maille du gel des sols.

Parallèlement, une représentation des effets thermiques du gel des sols développée pour un modèle antérieur à ORCHIDEE a été révisée et évaluée à différentes échelles spatiales par comparaison à des données observationnelles : si la représentation de l'énergie de chaleur latente augmente la température hivernale des sols soumis au gel saisonnier, un biais froid subsiste dans la modélisation, imputable à une représentation imparfaite de la neige.

Une étude de sensibilité conduite sur cette variable en confirme les implications thermiques mais aussi biogéochimiques à l'échelle des régions circum-arctiques, sous-tendues par les importantes quantités de matière organique que ces régions renferment. Alors que les caractéristiques de la neige sont souvent représentées comme spatialement uniformes dans les modèles de climat globaux, la simple prise en compte du caractère particulièrement isolant de la neige de taïga engendre des changements importants dans le cycle du carbone aux hautes latitudes, et souligne les incertitudes entachant notre représentation actuelle de ces écosystèmes. Les propriétés thermiques de la neige n'en sont pas l'unique vecteur, mais une évaluation détaillée de notre modélisation sur un site de permafrost arctique (station de Bayelva, Svalbard) désigne la neige comme une source majeure des incertitudes associées à notre modélisation des hautes latitudes, au travers de représentations inadaptées de son albédo, sa rugosité de surface, et son contenu variable en eau liquide pouvant accommoder de l'eau de pluie.

En termes hydrologiques, l'absence de représentation spécifique des zones de montagne, des caractéristiques hydrauliques des sols à granulométrie grossière du Haut-Arctique, et des nombreuses étendues d'eau libre des régions circum-arctiques, limite notre capacité à représenter raisonnablement des principales caractéristiques de l'hydrologie de surface de ces régions.

Le diagnostic de ces limites définit autant de potentiels d'amélioration de la modélisation des hautes latitudes, sources possibles de développements futurs.

Abstract

Focus has recently increased on high-latitude climatic processes as awareness rose about the extreme sensitivity of the Arctic to climate change and its potential for major positive climate feedbacks. Modelling offers a powerful tool to assess the climatic impact of changes in the northern high-latitude regions, as well as to quantify the range of uncertainty stemming from the limits of our knowledge and representation of these environments. My PhD project, dedicated to the improvement of a land-surface model for high-latitude regions and the evaluation of its performances, tackles therefore an issue of concern both for science and society.

Soil freezing is a major physical process of boreal regions, with climatic implications. Here, a parameterization of the hydrological effects of soil freezing is developed within the multi-layer hydrological scheme of the land-surface model ORCHIDEE, and its performance is evaluated against observations at different scales, including remotely-sensed data. Taking the hydrological impact of soil freezing into account improves our representation of soil moisture and river discharges over the pan-Arctic land-surface area. However, residual inaccuracies suggest that potential for improvement lies in the representation of temporary surface water reservoirs like floodplains, surface ponding, and, possibly, the introduction of a subgrid variability in soil freezing. Hydrological modelling at high latitudes would also benefit from a specific treatment of mountainous areas and a revision of soil textural input parameters to account for abundant coarse-grained soils in the High-Arctic.

Concomitantly, the thermal parameterization of soil freezing in ORCHIDEE is revised and evaluated against field data: latent heat effects yield a reduction but no suppression of a model cold bias in winter soil temperatures, part of which is imputed to the coarse representation of snow in the model.

A sensitivity study performed on the insulative properties of taiga vs. tundra snow over the pan-Arctic terrestrial domain confirms the thermal implications of snow and outlines its consequences for carbon cycling at high-latitudes, calling for an appropriate representation of snow-vegetation interactions. Snow is furthermore implicated in identified flaws of the modelled surface energy balance, the components of which are precisely compared with a one-year high quality dataset collected at an Arctic permafrost site in Svalbard. Inaccuracies are diagnosed to stem from the representation of albedo, surface roughness and liquid water percolation and phase change within the snowpack.

These diverse diagnostics outline several modelling prospects to be tackled in future.

Chapitre 1

Introduction Générale : Pergélisols et modélisation climatique

1.1. Pergélisols : occurrence spatiale et rôle climatique

1.1.1. Occurrence spatiale

Le terme « pergélisols », ou permafrost, dénomination anglaise couramment reprise en français, désigne les sols ne dégelant pas en profondeur sur au moins 2 années consécutives ou plus (van Everdingen, 1998). Le gel peut ainsi affecter des épaisseurs de sol de plusieurs dizaines voire centaines de mètres : de 400 à 750 m dans l'Arctique canadien, à plus d'1 km dans les Monts Verkhoyansk, en Sibérie orientale. Dans ces régions, le sol n'est pas gelé en permanence sur toute cette épaisseur : en été dans l'hémisphère Nord, les conditions d'ensoleillement et de température conduisent au dégel d'une couche superficielle, la « couche active ». On la dénomme ainsi car elle héberge la principale activité biologique et végétale des régions de pergélisols, rendue possible par des températures au-dessus du point de fusion (**Figure 1.1.**).



Figure 1.1. Profil estival d'un sol d'une zone de pergélisols en Alaska, distinguant la couche active (*active layer*) et la partie effectivement gelée (*permafrost*).

Source : Sturm et al., 2005b.

Photographe : Gary Michaelson.

Les pergélisols couvrent une superficie d'environ 22.7×10^6 km² principalement dans l'hémisphère Nord, malgré quelques occurrences marginales dans l'hémisphère Sud (en Antarctique avec certitude sur la péninsule (Bockheim et al., 2002) ; et dans les zones d'altitude telles que la Cordillère des Andes). Dans l'hémisphère Nord, le permafrost affecte environ 25 % des surfaces émergées (**Figure 1.2.**), tandis que 55 à 60 % de ces surfaces sont soumises au gel saisonnier (Zhang et al., 2008).

Ces extensions spatiales, associées au rôle climatique des zones de pergélisols, détaillé ci-après, leur confèrent une importance climatique majeure à l'échelle globale.



Figure 1.2. Cartographie des pergélisols dans l’hémisphère Nord en 1998. Source : Brown et al., 1998. Cette carte, établie par l’IPA (*International Permafrost Association*), distingue par un camaïeu de mauve les occurrences spatiales des pergélisols continus, discontinus, sporadiques et isolés. Ces dénominations désignent, à une résolution spatiale de 12.5 km, des régions de pergélisols pour lesquelles les sols gelés en profondeur de façon pérenne occupent effectivement respectivement plus de 90 %, entre 90 % et 50 %, entre 50 % et 10 %, et moins de 10 % de la surface. Cette carte résulte de la compilation des cartographies et bases de données nationales préexistantes.

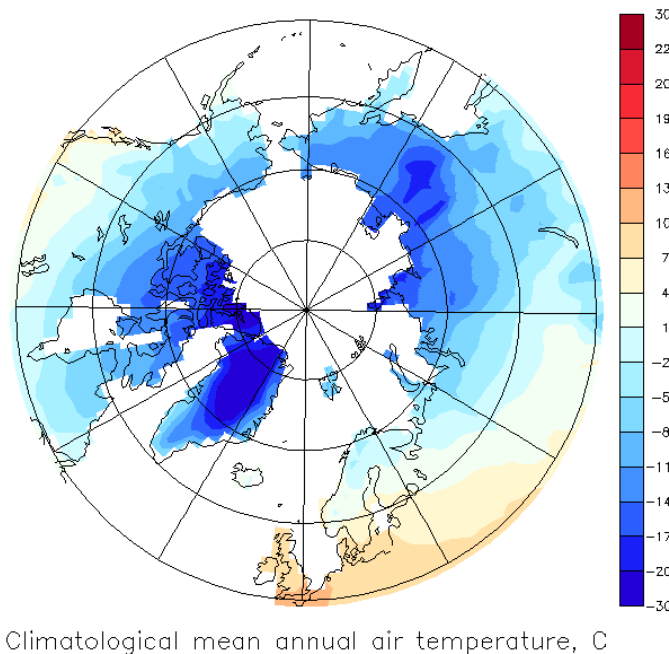


Figure 1.3. Température moyenne annuelle de l’air à 2 m dans les régions circum-arctiques. Cette moyenne a été effectuée sur la période 1970-2000 avec les données CRU TS.2.1 (Mitchell and Jones, 2005).

1.1.2. Rôle climatique

Les régions de pergélisols et les régions soumises au gel saisonnier ont des modalités spécifiques d'interaction avec le climat, qui procèdent à la fois de la microphysique du gel et des paysages périglaciaires qui en découlent à plus grande échelle. Ces interactions se manifestent aussi sur une large gamme d'échelles temporelles d'intérêt climatique, allant du jour au millénaire.

Contrôle climatique de l'occurrence spatiale des pergélisols

Le climat – principalement température de l'air et couverture neigeuse – exerce tout d'abord un contrôle prépondérant sur la zonation spatiale des pergélisols. Les **Figures 1.2.** et **1.3** illustrent par exemple l'étroite corrélation entre température moyenne annuelle et occurrence des pergélisols, et de nombreuses approches de cartographies des pergélisols à l'échelle globale reposent sur la considération du cycle annuel des températures de l'air et de la couverture neigeuse (e.g. Nelson and Outcalt, 1983). En effet, alors que la température atmosphérique régule le régime thermique de l'interface atmosphère-sol, la neige, aux propriétés isolantes, module la pénétration dans le sol des ondes thermiques. D'autres facteurs influent également sur l'occurrence spatiale des pergélisols, parmi lesquels :

- le couvert végétal, dont les spécificités en termes de bilan d'énergie (albédo, rugosité de surface, flux sensibles et latent), de propriétés thermiques et d'interactions avec la neige (piégeage, ombrage) modulent le signal thermique qui atteint effectivement les sols ;
- la texture, structure et composition des sols, qui en déterminent les propriétés thermiques et la capacité de rétention d'eau. Les sols dits « organiques », c'est-à-dire contenant plus de 20 grammes de carbone par kilogramme de sol, sont par exemple caractérisés par une porosité importante (jusqu'à 0.9, Beringer et al., 2001) qui affecte à la fois leurs propriétés thermiques et hydrauliques. Or, comme nous allons le voir plus loin, ces sols occupent d'importantes superficies aux hautes latitudes.
- le contenu en eau et en glace des sols. Le changement d'état de l'eau autour de 0°C, et les propriétés thermiques de l'eau, modulent fortement le régime thermique des sols.

Rôle climatique : aspects thermiques et biogéochimiques

Au plan thermique, le gel de l'eau dans le sol génère un dégagement de chaleur latente qui retarde voire empêche le refroidissement du sol en période hivernale, tandis que la fonte de cette eau gelée au printemps consomme une énergie qui n'est pas utilisée pour réchauffer le sol. Le régime thermique des sols s'en trouve durablement (i.e. : à l'échelle annuelle) modifié, tout comme les échanges thermiques entre le sol et l'atmosphère (flux de chaleur sensible et latent, flux de conduction thermique du sol vers la surface). Par ailleurs, l'eau gelée n'étant pas bio-disponible, le gel de l'eau du sol engendre un stress hydrique pour la végétation et les micro-organismes actifs dans la décomposition de la matière organique des sols. Les écosystèmes arctiques ou même alpins, soumis à ces conditions extrêmes, sont par conséquent le creuset d'une flore spécifique adaptée et d'une activité bactérienne réduite en période de gel.

A l'extrême, la matière organique piégée dans les sols gelés de façon pérenne n'est plus décomposée. On estime qu'en-deçà de -7°C , l'activité des micro-organismes du sol s'arrête quasi-totalement (Benoit et al., 1972 ; Zimov et al., 1993), alors qu'elle est fortement réduite en-deçà de 0°C . Au fil des cycles glaciaires et interglaciaires du Quaternaire, et jusqu'à la période présente de l'Holocène, ce régime spécifique a conduit à l'accumulation de quantités considérables de carbone dans les sols des régions arctiques et circum-arctiques (eg. Zimov et al., 2006 ; Tarnocai et al., 2009 ; Schirrmeyer et al., 2002, 2011 ; **Figure 1.4.**). Selon les dernières estimations effectuées sur la base de données pédologiques spatialement extrapolées, ces quantités atteindraient entre 1574 et 1674 PgC^1 (Tarnocai et al., 2009 ; Schirrmeyer et al., 2011) soit davantage que les contenus en carbone conjugués de la biosphère ($\sim 700 \text{PgC}$) et de l'atmosphère ($\sim 750 \text{PgC}$), ou encore environ 50 % des stocks de carbone organique des sols de l'ensemble du globe. Ce carbone est sensible aux conditions climatiques et en particulier à la température autour du point de fusion, qui constitue un seuil biologique majeur et conduit à des changements d'ordres de grandeur dans l'activité bactérienne (Monson et al., 2006 ; **Figure 1.5.**). Ces quantités et cette sensibilité font des hautes latitudes un réservoir clef dans la compréhension du cycle du carbone et de sa relation avec le climat à l'échelle des temps géologiques, des cycles glaciaires-interglaciaires mais aussi dans la perspective actuelle du changement climatique : alors que les stocks de carbone organique des régions de paléo-toundra semblent avoir joué un rôle majeur dans l'augmentation de CO_2 atmosphérique entre le dernier maximum glaciaire et la période préindustrielle (Ciais et al., 2011), le réchauffement actuel des températures qui touche plus intensément les hautes latitudes pourrait déstabiliser ces stocks et provoquer des émissions massives de CO_2 vers l'atmosphère, exerçant une rétroaction positive sur le changement climatique. Cependant, de grandes incertitudes subsistent quant à la stabilité de ce carbone et sa sensibilité au réchauffement climatique ; les études actuelles montrent qu'elles dépendent de facteurs environnementaux dont l'identification n'est que partielle et l'évolution difficile à prévoir.

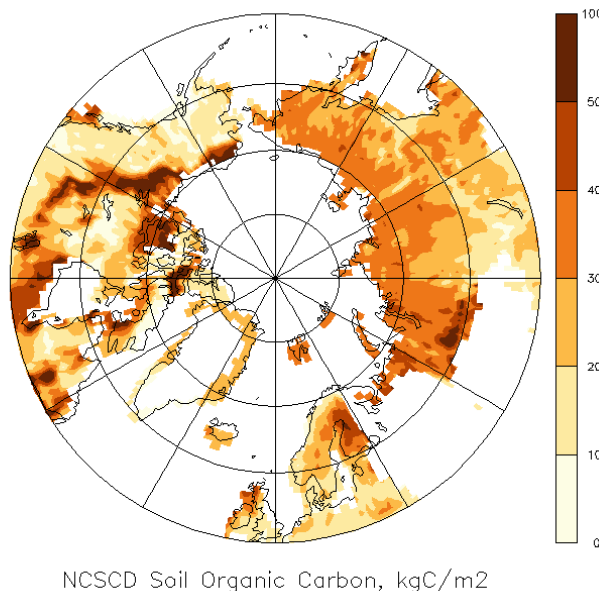


Figure 1.4. Estimation du contenu en carbone du premier mètre du sol par la *Northern Circumpolar Soil Carbon Database* (NCSCD, Tarnocai et al., 2009).

¹ Le « PgC », ou « pétagramme de carbone », est une unité fréquemment utilisée pour la quantification des stocks de carbone à l'échelle globale. 1 PgC = 10^{15} g de carbone.

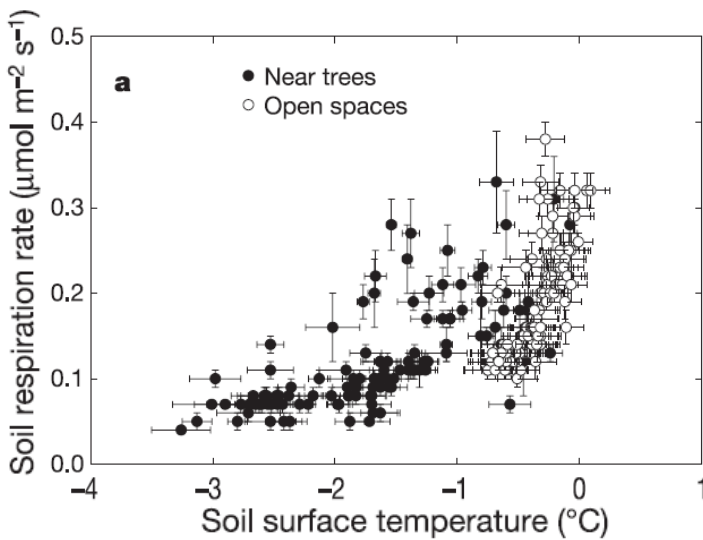


Figure 1.5. Sensibilité de la respiration des sols à la température autour de 0°C, ici sous couvert neigeux. Source : adaptation de Monson et al. (2006).

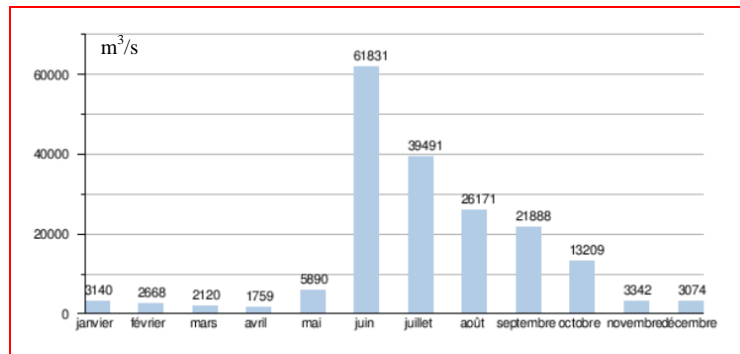
Le cycle du carbone des hautes latitudes interagit aussi avec le climat global via l'export de carbone organique à destination de l'Océan Arctique : la richesse organique des sols du bassin arctique résulte en un export disproportionné de cette forme de carbone par rapport aux exports moyens à destination des autres océans du monde (Stein and Macdonald, 2003), auquel l'érosion côtière contribue (Vonk et al., 2012). La part de ce carbone reminéralisée depuis le réservoir océanique, tout comme la sensibilité de son export aux changements climatiques, font débat (e.g. Raymond et al., 2007 ; Frey and Smith, 2005 ; Moore et al., 1998) ; le carbone organique dissous en provenance du bassin de drainage de l'Océan Arctique pourrait avoir contribué significativement aux variations de CO₂ atmosphérique des derniers cycles glaciaires-interglaciaires. Enfin, une récente étude (Frey and Smith, 2005) a révélé les liens étroits entre export de carbone organique dissous et occurrence des pergélisols, conduisant à reconsidérer cette source potentielle de carbone atmosphérique dans le cadre du changement climatique actuel.

Rôle climatique : aspects hydrologiques

Au plan hydrologique, le gel du sol a pour effet majeur de limiter l'infiltration de l'eau dans le sol par remplissage partiel de la porosité naturelle du sol par une phase solide. S'y ajoute un phénomène de cryosuccion, qui est la migration de l'eau liquide vers le front de gel, par suite d'une réduction de la pression matricielle à des températures en-deçà du point de fusion. Ce phénomène peut conduire à la formation de lentilles de glace, quasi-imperméables. Cette imperméabilité accroît le ratio ruissellement de surface sur infiltration lors d'évènements pluvieux ou au moment la fonte des neiges : l'eau est alors redirigée vers le réseau hydrographique par voie de surface, donc généralement plus rapidement que si elle avait séjourné dans le sol et s'était acheminé vers les rivières ou fleuves par des réseaux souterrains. Une signature hydrologique caractéristique du gel se lit dès lors dans les hydrographes des fleuves : dans les régions de pergélisols ou fortement soumises aux influences du gel saisonnier, la fonte des neiges au printemps, alors que les sols sont encore gelés, engendre un pic de débit caractéristique (**Figure 1.6**). A l'échelle du bassin de drainage de l'Océan Arctique, ces hydrographes sont responsables d'une saisonnalité marquée des flux d'eau douce à destination de l'Océan Arctique, qui constitue un des déterminants de la formation de glace de mer, de la salinité de l'Océan Arctique et par incidence, de la circulation océanique globale (e.g. Aagaard and Carmack, 1989; Arnell 2005). A ces échelles d'agrégation spatiale, la signature hydrographique du gel peut cependant être altérée par

l'hétérogénéité spatiale du gel des sols, en particulier en régions tempérées ; et par l'existence de failles reliées au réseau hydrographique, où l'eau peut s'infiltrer de façon préférentielle, même en période de gel : ces deux effets tendent à limiter l'effet imperméabilisant du gel lorsqu'il est considéré sur de grandes échelles spatiales (région, bassin versant). Notons enfin que les cycles de gel et dégel affectent également profondément la structure des sols, modulant ses propriétés hydrauliques aux échelles microscopiques et macroscopiques.

Lena



Elbe

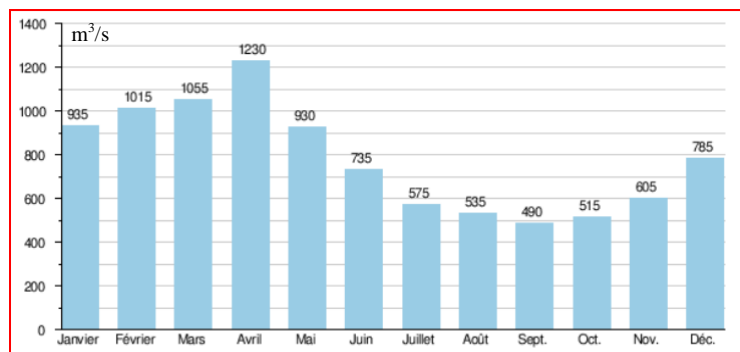


Figure 1.6. : Hydrographes moyens à l'embouchure de la Lena et de l'Elbe, que sous-tendent respectivement un bassin sous forte influence des pergélisols (à plus de 78 %, Serreze et al., 2003) et un bassin continental de latitude tempérée, soumis au gel saisonnier. Le pic caractéristique de la fonte des neiges, qui survient en juin à l'exutoire de la Lena, apparaît aussi dans l'hydrographe de l'Elbe (en avril) mais de façon beaucoup plus atténuée en amont comme en aval, traduisant entre autres une plus grande part d'infiltration dans les sols et une alimentation du fleuve par écoulements sous-terrains. Source : Lena : R-Arctic net (Lammers et al., 2001 ; moyenne sur les années 1976-1994) ; Elbe : Bartl et al., 2009 (moyenne sur les 15 dernières années)

Enfin, les régions arctiques et subarctiques de pergélisols recèlent des paysages périglaciaires vecteurs d'interactions spécifiques entre biosphère et climat. Des superficies importantes des plaines côtières sibériennes et canadiennes (6 à 10 % des surfaces de l'hémisphère Nord, French, 2007) sont recouvertes de sols structurés dont la toundra polygonale constitue un exemple typique (**Figure 1.7.a.**). Dans ces zones, la faible épaisseur de la couche active et la faible intensité des flux évaporatifs (évaporation, évapotranspiration) vers l'atmosphère conduisent à des conditions fréquentes de saturation voire d'inondation des sols. Localement, l'érosion thermique des sols est à l'origine de dépressions qualifiées de « thermokarstiques »

(**Figure 1.7.b.**), qui affectent le réseau hydrographique et peuvent conduire à la formation ou au drainage de lacs (Smith et al., 2005, et **Figure 1.7.c.**). Ces étendues d'eau libre sont souvent sous-estimées dans les inventaires globaux en raison de leur faible superficie. Elles s'ajoutent à des zones d'eau libre de plus grande étendue ($> 0.1 \text{ km}^2$) qui recouvrent une fraction importante des surfaces continentales des hautes latitudes (Lehner and Döll, 2004). Ces milieux sont le lieu d'échanges hydrologiques privilégiés entre le sol et l'atmosphère, tandis que les conditions anoxiques font de la méthanogénèse le processus dominant de décomposition des sols. Ce processus, moins efficace que la respiration, est à l'origine d'une grande partie ($\sim 455 \text{ PgC}$, Gorham, 1991) des stocks de carbone des sols des régions circum-arctiques, sous forme de tourbières incorporées aux pergélisols. Il est par ailleurs source de méthane vers l'atmosphère. Alors que ce gaz à effet de serre a un pouvoir de réchauffement global 23 fois supérieur à celui du CO_2 , la quantification de ces émissions à l'échelle circum-arctique reste incertaine et leurs déterminants peu connus (Walter et al., 2006 ; Sachs et al., 2010).

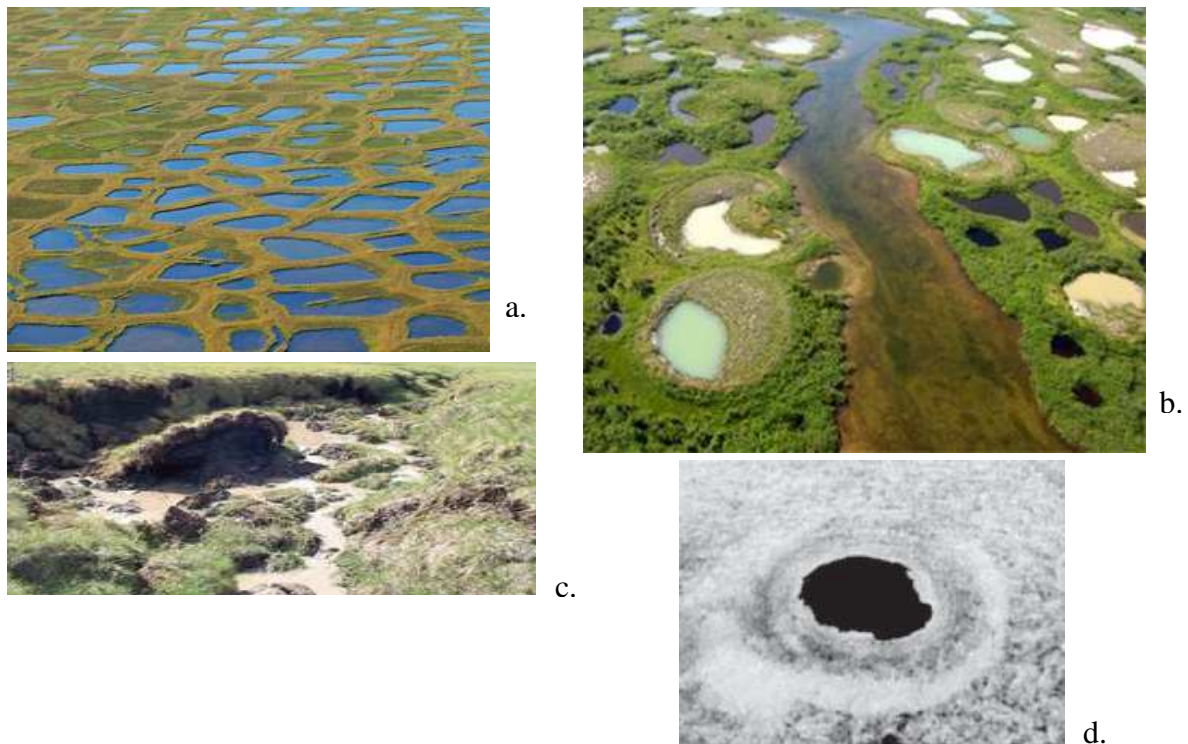


Figure 1.7. Des formations périglaciaires, vecteurs d'interactions spécifiques avec le climat. **1.7.a.** Toundra polygonale sur l'île de Samoylov, delta de la Lena (72°22' N, 126°30' E), Russie. Source : Boike et al., 2012. **1.7.b.** Lacs thermokarstiques dans le Nord Québec. Source : <http://www.cen.ulaval.ca>, photographe : Isabelle Laurion. **1.7.c.** Effondrement thermokarstique modifiant le réseau hydrographique local. Source : <http://www.iab.uaf.edu>, photographe : Andrew Balser. **1.7.d.** «Methane hotspot ». Ces trous, observés dans la glace hivernale de certains lacs thermokarstiques des hautes latitudes, sont d'intenses sources de méthane. Source : Walter et al., 2006.

Pour conclure, les interactions liant les pergélisols au climat sont résumées par le schéma **Figure 1.8**. Ces interactions à différentes échelles de temps et d'espace justifient pleinement l'intégration de cette composante de la cryosphère dans les modèles de climat, qui offrent en

outre un outil privilégié pour appréhender cette complexité et hiérarchiser les effets qui en découlent. Plus encore, c'est la magnitude supputée des rétroactions climatiques associées aux pergélisols qui a intensifié ces dernières années les recherches à leur sujet. La partie suivante situe mon travail de thèse dans la perspective des évolutions récentes et projetées des pergélisols et du climat des régions circum-arctiques.

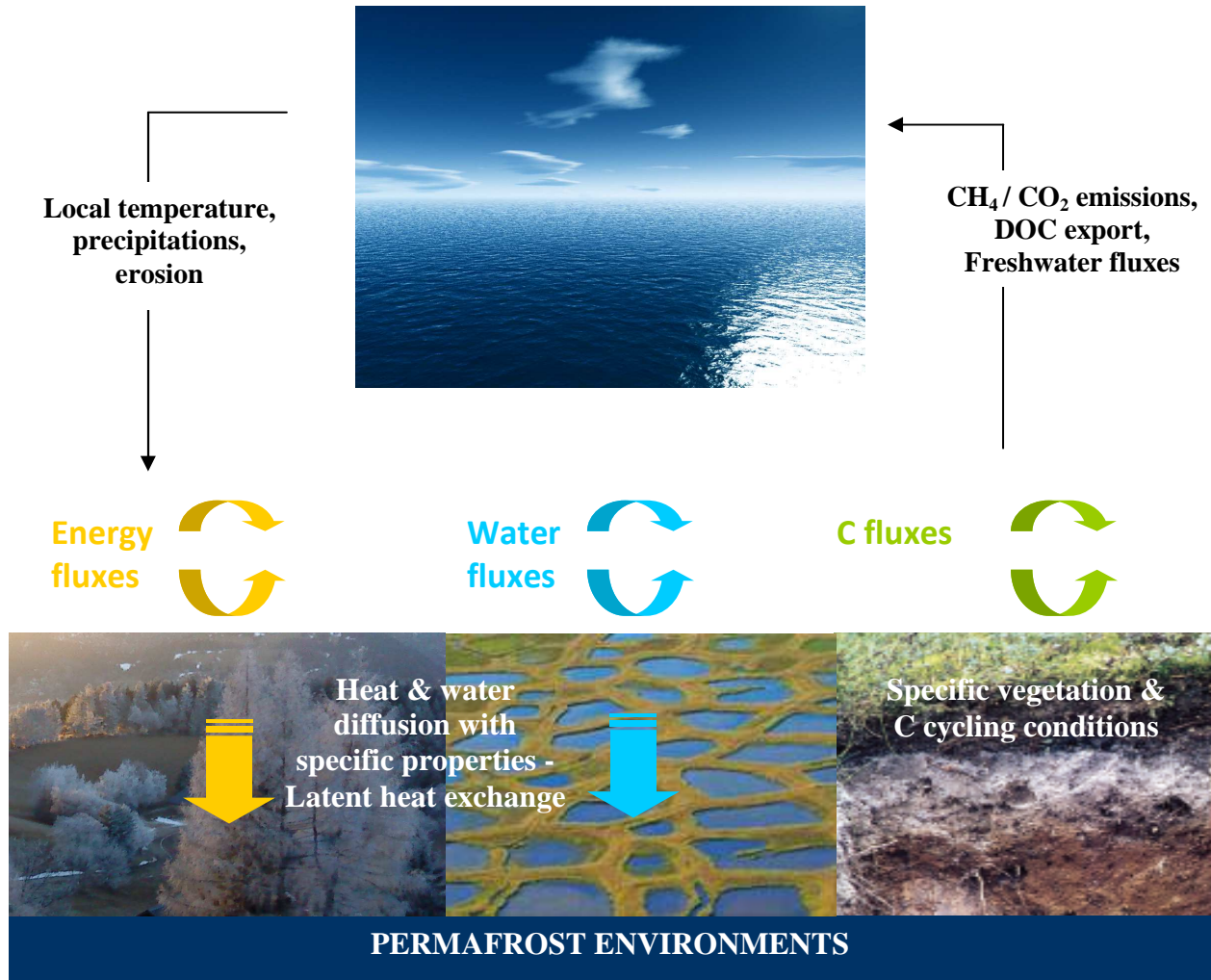


Figure 1.8. Schéma illustratif des interactions entre pergélisols et climat.

1.1.3. Evolution récente des pergélisols, projections

L'Année Polaire Internationale 2007-2009 a encouragé le lancement de nombreuses campagnes d'observation des pergélisols et la compilation quasi-exhaustive des observations historiques, aboutissant à un état de connaissance jamais atteint de l'état thermique des pergélisols (Romanovsky et al., 2010) et de son évolution récente (Serreze et al., 2000 ; Romanovsky et al., 2010). Ces synthèses mettent en évidence :

- Une augmentation générale des températures mesurées du permafrost depuis les dernières décennies en Alaska, au Nord-Ouest du Canada, et en Sibérie, où les plus longues séries de mesures existent. Au Groenland, et dans les pays scandinaves, les mesures ne remontent qu'à

la fin des années 1990 mais enregistrent aussi un réchauffement. De façon générale, les permafrost « froids » connaissent un réchauffement plus marqué que les permafrost « chauds » (température moyenne annuelle supérieure à -2°C), en lien avec la consommation d'énergie par chaleur latente à proximité du point de fusion (Riseborough et al., 1990).

- Des tendances plus contrastées en termes d'évolution de l'épaisseur de la couche active à l'échelle globale, notamment en réponse à des fluctuations de conditions estivales. Ainsi, en Alaska, seuls les sites intérieurs révèlent une augmentation significative de cette épaisseur sur les 20 dernières années.

- Une dégradation du pergélisol discontinu dans ses marges eurasiennes méridionales, dont témoignent l'apparition de *taliks* (« poches » de sol non gelées en profondeur, résultant d'une fonte estivale supérieure au regel hivernal) et le recul, localement, de la limite des pergélisols continus sur plusieurs dizaines de kilomètres.

Ces évolutions sont indissociables des tendances climatiques observées aux hautes latitudes : réchauffement amplifié d'un facteur proche de deux par rapport à la moyenne globale sur les 100 dernières années ; réduction des étendues de couverture neigeuse et de glace de mer ; « verdissement » de l'Arctique et recul vers le nord de la limite des arbres, conversion de certaines régions de toundra de puits à sources de CO_2 (Solomon et al., 2007 ; ACIA 2005 ; Serreze et al., 2000).

Les modèles de climats prévoient une amplification de ces tendances aux horizons temporels des projections climatiques (**Figure 1.9.**), exacerbant l'enjeu d'une représentation réaliste des pergélisols et de leurs interactions avec le climat.

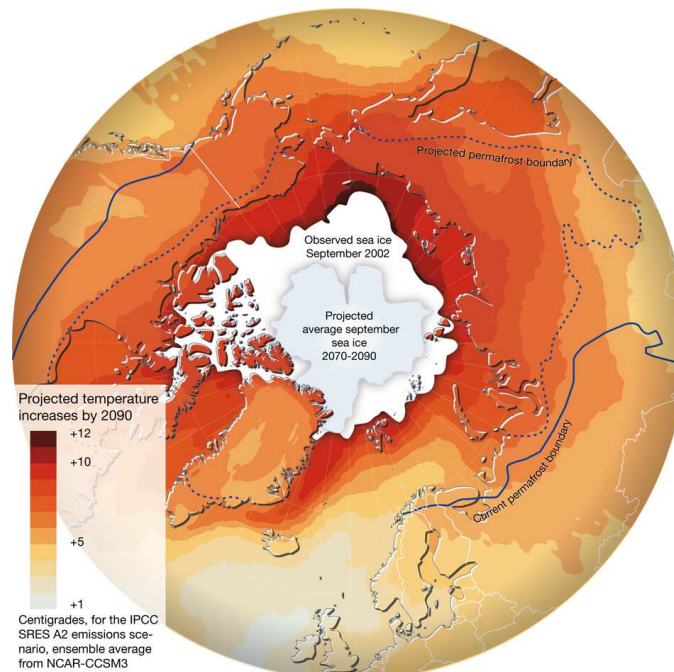


Figure 1.9. Changements moyens projetés en Arctique à l'horizon 2090 par les 5 modèles sélectionnés par l'*Arctic Climate Impact Assessment* (ACIA) pour le scénario d'émissions SRES A2 (ACIA 2005).

1.2. Modélisation climatique globale et pergélisols

1.2.1. Modélisation climatique globale

La modélisation climatique globale est née, d'abord dans sa composante atmosphérique, au milieu des années 50, alors que l'apparition de la puissance numérique rendait envisageable le calcul, sur des échelles de temps longues, de variables d'état de l'atmosphère. La composante océanique a par la suite été intégrée et son rôle crucial dans le transport de chaleur à l'échelle globale démontré (Manabe and Bryan, 1969). La complexification ces modèles, en termes de processus pris en compte et de résolution spatio-temporelle, n'a depuis lors cessé, soutenue par les progrès technologiques, le développement parallèle de la prévision numérique du temps, et depuis la fin des années 1980, la prégnance de la problématique du réchauffement climatique. Cette dernière tend à occulter un des champs d'application importants des modèles de climat, qui touche à la compréhension des climats passés.

Vingt-trois modèles de climat globaux ont participé aux simulations synthétisées par le dernier rapport du GIEC, Groupement Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat. Ils intègrent une représentation de l'atmosphère, de l'océan, de la biosphère continentale, des calottes, et des échanges d'intérêt climatique entre ces compartiments. La diversité des paramétrisations et schémas qu'ils adoptent est en réalité assez faible, mais le croisement du nombre de processus pris en compte avec ces paramétrisations suffit à générer une grande variété de comportements : elle permet d'estimer les limites de notre compréhension du système climatique.

La modélisation des pergélisols intéresse le compartiment de surface continentale de ces modèles.

1.2.2. Les modèles de surface

Les modèles de surface visent à représenter les processus de la biosphère : bilan d'énergie, d'eau, végétation, plus récemment cycle du carbone, de certains gaz et aérosols, et de certains isotopes ; et leurs interactions avec les autres compartiments du système climatique.

A l'origine, les modèles de surface étaient de simples schémas fournissant des conditions aux limites aux modèles d'atmosphère et d'océan : flux turbulents entre surface et couche limite atmosphérique, albédo et rugosité de surface, flux d'eau douce. Puis, ils ont progressivement intégré des paramétrisations très détaillées et une capacité à simuler les processus de surface de façon autonome, exploitant à leur tour des conditions aux limites fournies essentiellement par les modèles d'atmosphère : ces simulations autonomes sont qualifiées de *découplées*, ou *off-line* ; les conditions aux limites fournies par les modèles d'atmosphère portent le nom de *forçage atmosphérique* ou *climatique*,. elles consistent en les variables suivantes : pression, température et humidité atmosphériques (généralement à 2 m) ; vent (généralement à 10 m), rayonnement incident aux gammes de longueur d'onde visible et proche infrarouge, et infrarouge thermique ; les précipitations liquides et solides (**Figure 1.10.**, sur l'exemple du modèle de surface ORCHIDEE). L'ensemble des grandeurs physiques calculées par le modèle de surface constitue *les sorties* de ce modèle : humidité et température des sols ; quantité de carbone synthétisée...

Le forçage atmosphérique prend souvent la forme de *réanalyses climatiques*, c'est-à-dire de sorties de modèles de prévision météorologique qui ont effectué *a posteriori* des simulations globales en assimilant à pas de temps régulier (6 h pour les réanalyses de l'ECMWF, *European Centre for Medium-range Weather Forecast*) une compilation traitée de toutes les

observations météorologiques de l'état de l'atmosphère et de la surface existantes pour ce pas de temps. La démarche de réanalyse permet de revisiter et exploiter les observations météorologiques des dernières décennies au moyen d'un système moderne de prévision bien plus élaboré que ne l'étaient les systèmes de ce type au moment des observations, et également figé dans le temps. Le **tableau 1.1.** fournit une description partielle des forçages atmosphériques utilisés pendant ma thèse et des produits de réanalyse et d'observation dont ils dérivent.

Un des grands atouts du découplage est la possibilité d'utiliser comme conditions aux limites une compilation d'observations atmosphériques plutôt que des sorties de modèles d'atmosphère : on substitue alors aux biais et défauts du modèle d'atmosphère les incertitudes des observations. Si celles-ci sont de bonne qualité, cette approche permet d'évaluer les performances du modèle de surface seul, donc de distinguer les erreurs liées au modèle de surface, de celles induites par l'utilisation d'un modèle atmosphérique imparfait. Dans le cadre de ma thèse, des forçages météorologiques construits à partir d'observations ont été utilisés à diverses reprises et seront détaillés à chacune d'entre elles, en **Chapitres 2 et 4**

Dénomination	Organisme	Filiation	Type	Période couverte	Résolutions	Références
ERA-40	ECMWF		R	1957 - 2002	~125 km 3 hours	Uppala et al., 2005
ERA-interim	ECMWF		R	1989 - today (recent addition of 1979 - 1988)	~79 km 3 hours	Dee et al., 2011
CRU TS 3.1	CRU		O	1901 - 2001	0.5° x 0.5° 1 month	Mitchell and Jones, 2005 (for CRU TS2.1)
NCEP reanalysis	NCEP		R	1948 - today	2.5° x 2.5° 6 hours	Kalnay et al., 1996 ; Saha et al., 2010
WATCH		ERA-40 & CRU & GPCP	H	1901 - 2001 (extension à 2009)	0.5° x 0.5° 3 hours	Weedon et al., 2011
CRUNCEP 3.2	LSCE	NCEP & CRU	H	1901 - 2009	0.5° x 0.5° 6 hours	N. Viovy, communication personnelle ; http://dods.extra.cea.fr/data/p529viovy/cruncep/re-adme.htm
Sheffield / Princeton	Princeton University	NCEP	H	1948 - 2000	1° x 1° 3hours	Sheffield et al., 2006

Tableau 1.1. Caractéristiques des forçages atmosphériques utilisés pendant ma thèse. R : Réanalyse ; O : Observations ; H : hydride.

1.2.3. Le modèle de surface ORCHIDEE : description succincte, modularité

Présentation du modèle

ORCHIDEE est le modèle de surface continentale du modèle de climat global (GCM) de l'IPSL (Institut Pierre Simon Laplace, fédération de laboratoires parisiens actifs dans la recherche en sciences de l'environnement), IPSL-CM5. Ce modèle de climat utilise par ailleurs le modèle de circulation générale atmosphérique développé par le LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique, membre de l'IPSL) : LMDZ ; le modèle de glace de mer LIM développé par l'université de Louvain-La-Neuve ; et le modèle européen d'océan NEMO ; les échanges d'informations entre ces différents modèles sont orchestrés par un coupleur, OASIS. La **Figure 1.10** illustre le fonctionnement d'ORCHIDEE au sein d'IPSL-CM5.

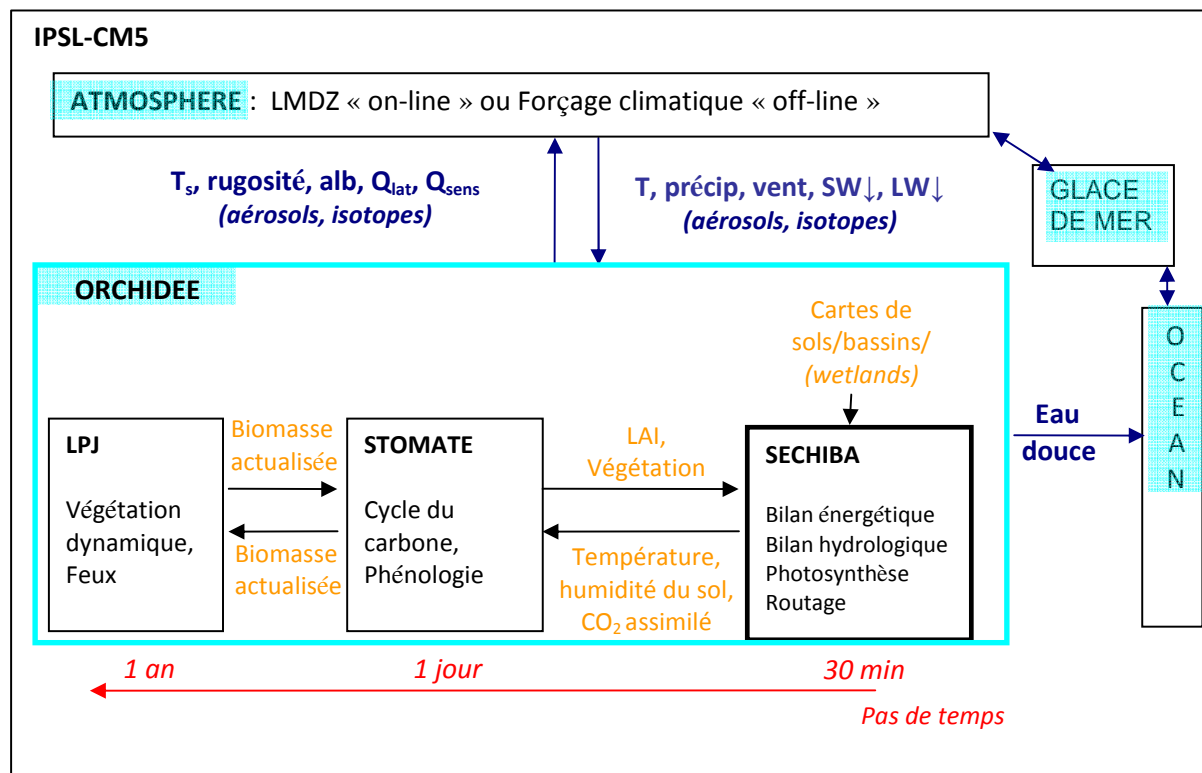


Figure 1.10. Fonctionnement d'ORCHIDEE au sein du modèle de climat global IPSL-CM5. Les modules sur fond bleu sont désactivés lorsqu'ORCHIDEE est utilisé en mode découplé ; les flèches bleues représentent les échanges d'informations entre ces modules, la nature des variables étant précisé pour les échanges impliquant le modèle de surface avec les abréviations suivantes : T : Température de l'air à 2 m; T_s : Température de surface ; alb : albédo de surface ; précip : précipitations ; SW_{\downarrow} : radiations incidentes aux longueurs d'ondes visible et proche-infrarouge ; LW_{\downarrow} : radiations incidentes en infrarouge thermique ; Q_{sat} et Q_{sens} : flux de chaleur sensible et latent). Les variables en italiques sont échangées de façon optionnelle, selon la configuration d'IPSL-CM4 utilisée. Les différents compartiments du modèle ORCHIDEE, leur pas de temps de fonctionnement et les échanges d'informations entre eux sont aussi précisés, cf. le corps de texte pour les détails les concernant.

Dans la zoologie des modèles de surfaces continentales, ORCHIDEE (ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamics EcosystEms) présente la spécificité d'une représentation particulièrement détaillée du cycle du carbone des surfaces terrestres, conjointe et intégrée aux autres processus de la biosphère ; le modèle constitue une référence internationale dans ces domaines (e.g. Piao et al., 2009, 2008). Cette spécificité résulte de la mise en commun de trois modules initialement indépendants, et fonctionnant à des échelles de temps différentes (**Figure 1.10.**) :

- **SECHIBA**, schéma de surface initial de LMDZ, devenu peu à peu modèle de surface, ferme les bilans d'eau et d'énergie entre l'atmosphère et les surfaces continentales. Pour ces questions hydrologiques et énergétiques, le modèle utilise un pas de temps de 30 min, permettant la représentation du cycle diurne. Doté depuis 2007 d'un schéma de routage (Ngo-Duc et al., 2007) qui dirige l'eau de ruissellement de surface et l'eau drainée en profondeur vers les océans via un réservoir « fleuve » et un réservoir « aquifère », SECHIBA peut également fournir des flux d'eau douce spatialisés au modèle d'océan. Enfin, en sus des processus représentés dans le schéma de surface initial de LMDZ, SECHIBA calcule l'assimilation de CO₂ réalisée par la biosphère via le processus de photosynthèse : celui-ci présente des formulations distinctes selon le type de plante C3 ou C4², s'appuyant respectivement sur les paramétrisations de Farquhar et al. (1980) et Collatz et al. (1992) ; la conductance stomatale est paramétrée selon Ball et al. (1987). SECHIBA contient la plupart des paramétrisations qui ont fait l'objet de développements ou révisions dans le cadre de ma thèse : les schémas spécifiquement concernés feront l'objet d'une description détaillée au **Chapitre 2**.
- **STOMATE** (Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems) est dédié à la simulation de la phénologie et du carbone des écosystèmes terrestres dans l'ensemble des processus à pas de temps de l'ordre du jour : ceci recouvre le cycle saisonnier de la végétation (bourgeonnement, sénescence des feuilles), qui est représenté de façon pronostique³ ; et l'allocation du carbone produit par l'activité photosynthétique dans les différents compartiments de la biosphère : feuilles, troncs, racines, fruits, réserve de carbohydrates⁴, litière et réservoirs de carbone du sol. Ces allocations sont modulées par les stress auxquels est soumise la végétation, et qui sont de nature hydrique, thermique, ou chimique (limitation par l'azote). La paramétrisation de l'allocation du carbone est le fruit du travail de Friedlingstein et al. (1999).
La représentation du cycle saisonnier de la végétation dépend du type de végétation. A titre d'exemple, le bourgeonnement des espèces décidues (hors épineux) est soumis au dépassement d'un certain seuil de nombre de jours depuis le milieu de l'hiver où la température a excédé 0°C ; ce seuil est lui-même dépendant du nombre de jours 'froids' de la saison hivernale.

² C3 et C4 qualifient des schémas de photosynthèse distincts, dans lesquels les premiers produits de la réduction du carbone sont des molécules à 3 (resp. 4) atomes de carbone. Le schéma en C4 est une évolution du schéma primitif en C3 développée par les plantes des climats tropicaux.

³ La terminologie classique de la modélisation climatique distingue les variables **pronostiques** des variables **diagnostiques**. Alors la valeur d'état des premières découle de la représentation effective de leur processus d'évolution dans le temps (sous forme d'équation différentielle ou de paramétrisation), les secondes dérivent des premières via une relation simple réappliquée à chaque pas de temps ; leur évolution temporelle n'est pas numériquement représentée.

⁴ Cette réserve, existant uniquement chez les plantes à feuilles caduques, est utilisée lors du bourgeonnement pour former les premières feuilles, avant la reprise d'une activité photosynthétique soutenue par les plantes.

ORCHIDEE distingue 12 types de végétation différents, que complète un type « sol nu » (**Tableau 1.2.**). Ces types, regroupant les espèces végétales sur la base de caractéristiques fonctionnelles, portent le nom de « Plant Functional Types » qui sera abrégé en **PFT** dans la suite du manuscrit.

- **LPJ** (Lund Potsdam Jena ; Sitch et al., 2003) apporte enfin à **ORCHIDEE** sa paramétrisation de la végétation dynamique, c'est-à-dire de l'introduction et l'élimination de types de plante, en réponse à des critères climatiques et à des processus tels que les feux, la concurrence entre plantes, et la mortalité naturelle.

n° du PFT	Description
1	Sol nu
2	Sempervirent tropical à feuilles larges
3	Décidu tropical à feuilles larges
4	Sempervirent tempéré à aiguilles
5	Sempervirent tempéré à feuilles larges
6	Décidu tempéré à feuilles larges
7	Sempervirent boréal à aiguilles
8	Décidu boréal à feuilles larges
9	Décidu boréal à aiguilles
10	Herbe en C3
11	Herbe en C4
12	Culture en C3
13	Culture en C4

Tableau 1.2. Les PFT d'ORCHIDEE.

Configurations possibles

Selon les objectifs des simulations réalisées, le module **LPJ**, ou les modules **LPJ** et **stomate**, peuvent être désactivés. C'est le cas, par exemple, si on ne s'intéresse qu'aux conditions de surface ne relevant pas du cycle du carbone. La répartition spatiale des différents PFT, et leur phénologie, doit alors être **prescrite** au modèle : cette prescription prend la forme d'une **carte de végétation** (statique) et d'une carte dynamique d'indice foliaire ou LAI (Leaf Area index). Défini comme la surface unilatérale de feuilles vertes, intégrée sur l'épaisseur de la canopée, par unité de surface de sol, le LAI synthétise en effet à lui seul toute l'information phénologique nécessaire au fonctionnement de **SECHIBA**, et utilisée pour le calcul de l'albédo et la rugosité de surface, la transpiration, l'interception des précipitations, et la photosynthèse. En substitut de la carte dynamique de LAI peut-être utilisée une formulation paramétrique du LAI, qui interpole en fonction de la température le LAI entre une valeur maximale et une valeur minimale prescrites pour chaque PFT.

D'autres paramètres spatialisés doivent être fournis au modèle : la texture des sols, qui dans le modèle gouverne leurs propriétés hydrauliques, une carte de bassins à partir de laquelle est

réalisée le routage, et, dans certaines versions, une carte des étendues d'eau libre, ou wetlands. Le **tableau 1.3.** décrit et référence les cartes utilisées de façon standard dans ORCHIDEE.

La modularité d'ORCHIDEE procède aussi de sa résolution spatiale, qui s'adapte à la résolution du forçage atmosphérique : cela est rendu possible par l'indépendance⁵ du traitement des points de grille d'ORCHIDEE, et par des routines d'interpolation qui agrègent les informations portées par les cartes support (végétation, LAI, sol), dont la résolution est en général plus fine, à la résolution du forçage atmosphérique. Cette modularité vaut aussi pour l'extension spatiale : ORCHIDEE supporte ainsi des simulations unidimensionnelles, souvent effectuées à des fins de compréhension de phénomènes sur un site particulier (comme le site du SIRTÀ, en région parisienne), de calibration ou de validation. Il est alors possible de fournir à ORCHIDEE un certain nombre de paramètres directement observés sur site, en lieu et place des valeurs référencées par les cartes sus-mentionnées : c'est le cas de la texture et paramètres hydrauliques du sol ; du type et de la hauteur de la végétation...

Type de carte	Variable	Filiation	Résolution & couverture	Références
Végétation	Type de vegetation dominant dans la classification Olson	IGBP DISCover map at 1km resolution (NOAA/AVHRR 1992-1993)	5km x 5km 1 year	Loveland et al., 2000
LAI	LAI mensuel par PFT d'ORCHIDEE	USGS global land-cover data base at 1km resolution	1° x 1° Monthly, 1year	Loveland et al., 2000
Sol	Type de sol dominant par pixel dans la classification texturale - Zobler (5 classes) - USDA (12) - ORCHIDEE (3)	FAO Soil Map of the World (1978), interpolated by - Zobler (1986) - Reynolds et al. (1999) - Reynolds et al. (1999)	1 year - 1° x 1° - 5' x 5' - 5' x 5'	Zobler (1986) Reynolds et al. (1999)
Pente	Pente moyenne du pixel	Etopo2v1	15' x 15'	Etopo2v1 (2001)
Bassins	Numéro de bassin, direction d'écoulement et indice topographique moyen	Combinaison des cartes produites par Vörösmarty et al. (2000) et; Oki et al. (1999)	0.5° x 0.5°	Vörösmarty et al. (2000) ; Oki et al. (1999)
Irrigation et plaines d'inondation	% de pixel susceptible d'être inondé/irrigué	Carte GLWD	0.5° x 0.5°	Lehner and Döll (2004)

Tableau 1.3. Cartes de paramètres spatialisés utilisées de façon standard par ORCHIDEE.

⁵ Un bémol doit être porté à cette indépendance, qui n'est que partielle si le routage est activé car les points de grille échangent alors des flux d'eau. Le schéma de routage dans sa forme actuelle limite la modularité d'ORCHIDEE en termes de résolution spatiale, de part la carte de bassins versants qu'il exploite et la formulation des flux entres mailles, dépendant de la pente et de la tortuosité des rivières ; ces limitations sont détaillées et partiellement surmontées par le travail de M. Guimberteau.

Configurations utilisées dans le cadre de ma thèse

Mon travail de thèse a fait appel à une version d'ORCHIDEE où la compatibilité numérique entre SECHIBA-STOMATE et LPJ a été perdue : la végétation dynamique n'a donc jamais pu être activée. Nous verrons aux **Chapitres 3 et 5** les modalités de simulations représentant la formation des stocks de carbone sur l'Holocène sans utiliser la végétation dynamique.

Au-delà de ces deux simulations longues, ma thèse a principalement nécessité, à des fins de validation, des simulations courtes (de quelques heures à quelques dizaines d'années), sur des années de la période récente, et sans lien avec les cycles biogéochimiques. C'est donc principalement SECHIBA seul et l'une des cartes de végétation et LAI standards qui ont été utilisées.

1.2.4. Etat de l'art de la représentation des pergélisols dans les modèles de climat

Aspects thermiques et hydrologiques

Depuis plus d'une dizaine d'années, des expériences de modélisation (e.g. Poutou et al., 2004) et d'intercomparaison de modèles de surface en régions sous forte influence du gel et du régime nival (projets PILPS : Projects for the Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes, dont les déclinaisons « 2d » et « 2e » sont consacrées aux modélisations thermiques, et hydrologiques des bassins de Valdai, Russie, et Thorne-Kalix, Scandinavie ; Schlosser et al., 2000 ; Bowling et al., 2003 ; Nijssen et al., 2003) ont souligné l'importance de la représentation du gel dans la modélisation des températures et humidités des sols comme du ruissèlement. La plupart des modèles de surface continentale incluent donc désormais des paramétrisations thermiques, et, un peu plus rarement, hydrologiques, des effets du gel dans le sol avec des degrés de complexité divers.

Les schémas thermiques reposent généralement sur la discrétisation verticale de l'équation de diffusion de la chaleur (e.g. MOSES, Cox et al., 1999 ; CABLE, Kowalczyk et al., 2006) mais diffèrent dans le nombre de nœuds numériques, la résolution verticale, et la profondeur : peu de schémas modélisent dans leur version standard une épaisseur de sol suffisante pour représenter l'inertie thermique des sols à des échelles de temps centennales ou milléniales, qui sont mises en jeu dans les projections climatiques (Alexeev et al., 2007) ; or, une modélisation thermique appropriée est cruciale pour les hautes latitudes au vu de leur extrême sensibilité climatique. Dans leur représentation du gel, ces schémas diffèrent par leur traitement de la chaleur latente, de l'impact du gel sur les propriétés thermiques des sols, et la représentation ou non de l'advection de chaleur par l'eau.

Similairement, les schémas hydrologiques à une ou deux couches (modèles « bucket » et Choissnel, 1977) tendent à disparaître et les nouveaux schémas, multi-couches, à intégrer une limitation de l'infiltration et des mouvements de l'eau dans le sol sous l'effet du gel. Plus rarement, la variabilité spatiale du gel des sols à l'échelle de la maille de modèle est prise en compte (e.g. Niu and Yang, 2006 pour le modèle CLM2.0/SIMTOP du NCAR ; Koren et al. 1999 pour le modèle du NCEP ; Cherkauer and Lettenmeier, 2003 pour le modèle hydrologique VIC), sur la base de la topographie ou de distributions statistiques inférées d'observations.

Plus récemment, les efforts de recherche se focalisent sur les implications thermiques de la matière organique des sols des hautes latitudes (Rinke et al., 2008 ; Lawrence and Slater, 2008), des représentations plus fines de la végétation arctique et de son interaction avec la neige (Lawrence and Swenson, 2011), et la représentation des étendues d'eau libre, dont on a vu l'importance aux hautes latitudes (Ringeval et al., 2012 ; Cresto Aleina et al., 2012). Ces

approches sont cependant souvent en marge des versions standards des modèles communément distribuées.

Cycles biogéochimiques

L'exercice d'intercomparaison de modèles couplés de climat et du cycle du carbone C4MIP (Coupled Climate-Carbon Cycle Model Intercomparison Project, Friedlingstein et al., 2006) a mis en évidence les limites de notre compréhension actuelle du cycle du carbone et de son couplage avec le climat à l'échelle globale (**Figure 1.11.**) : les concentrations en CO₂ atmosphérique simulées par 11 de ces modèles à l'horizon 2100 sur la base du scénario d'émission A1B défini par le GIEC (Solomon et al., 2007) montrent jusqu'à 250 ppm de différence ; une part importante de ces différences provient de la représentation du cycle du carbone terrestre, pour lequel les modèles couplés infèrent des sensibilités au changement climatique de magnitudes et des signes différents. Or, ces modèles pèchent déjà par **la non-représentation des spécificités du cycle du carbone aux hautes latitudes**, en termes de processus et de réservoirs de carbone. Les mêmes déficiences entachent les projections climatiques synthétisées par le dernier rapport du GIEC, et s'expliquent en partie par les faibles contraintes qu'apportent les rares données observationnelles, le plus souvent non-spatialisées et difficilement exploitables à l'échelle d'un GCM, sur les spécificités des cycles biogéochimiques aux hautes latitudes.

Le développement de programmes de recherche internationaux multidisciplinaires, croisant observation des pergélisols et modélisation climatique globale, offre l'opportunité de combler ce vide par le dialogue entre ces deux communautés. C'est l'une des ambitions des projets DUE-PERMAFROST et PAGE21 (*Changing Permafrost in the Arctic and its global Effects in the 21st century*), dans lequel le LGGE a été/est investi, et qui reposent aussi sur l'exploitation de nouveaux jeux de données de type satellitaire. S'y ajoutent un réseau de coordination de recherche (RCN : *Research Coordination Network*) d'extension internationale dédié à la vulnérabilité du carbone des hautes latitudes : *Vulnerability of Permafrost Carbon RCN* ; la fédération formelle de la collecte de données thermiques sur le permafrost en deux réseaux d'observation opérationnels, facilitant leur utilisation : CALM (*Circumpolar Active Layer Monitoring*) et TSP (*Thermal State of the Permafrost*) ; et la mise à jour régulière et l'export vers des formats adaptés à la modélisation de la NCSCD : *Northern Circumpolar Soil Carbon Database* (Hugelius et al., 2012 ; Tarnocai et al., 2009).

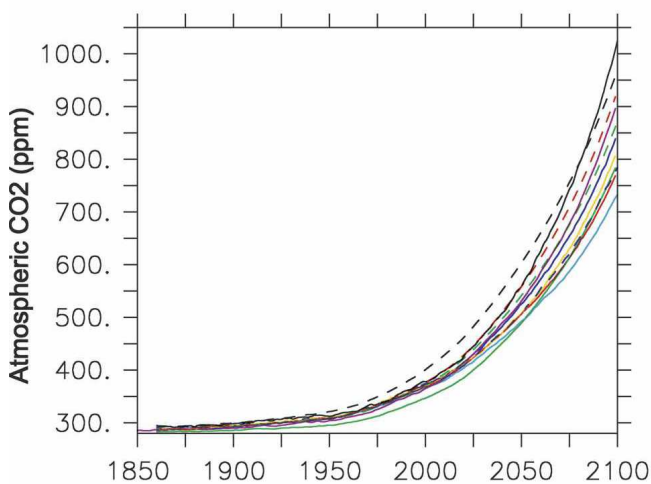


Figure 1.11. Evolution de la concentration en CO₂ atmosphérique simulée par 11 modèles couplés de climat et cycle du carbone sur la période 1850-2100.

Source : Friedlingstein et al., 2006.

Modèles :

— HadCM3LC	— LLNL
— IPSL-CM2C	— FRCGC
— IPSL-CM4-LOOP	— MPI
— CSM-1	— UMD
— CLIMBER	— Vic-2.7
— BERN-CC	

1.3. Cadre de ma thèse

Considérant l'état de l'art de la représentation des pergélisols dans les modèles de climat globaux et la multiplicité de leurs implications climatiques, l'ambition de ma thèse est bien modeste : **contribuer, par la prise en compte des effets hydrologiques du gel des sols, à améliorer la représentation du climat des hautes latitudes dans le modèle ORCHIDEE ; identifier des lacunes dans cette représentation.**

Cet objectif doit être considéré dans le **contexte** du développement d'ORCHIDEE au moment de mon arrivée en thèse :

- existence parallèle de deux formulations hydrologiques : l'une, bi-couches, utilisée dans la version standard du modèle et pour les simulations du dernier et du prochain rapport du GIEC ; l'autre, multi-couches, marginalement exploitée et enchâssée dans une version antérieure du modèle (de Rosnay, 1999).
- travaux d'E. Poutou (Poutou et al., 2004) sur la représentation des effets thermiques du gel dans le schéma de surface de LMDZ SECHIBA, antérieurs à l'intégration de SECHIBA dans ORCHIDEE et non-intégrés à la version standard d'ORCHIDEE.
- travaux récents de C. Koven (Koven et al., 2009) sur la représentation de processus spécifiques des hautes latitudes : cryoturbation, propriétés isolantes de la matière organique des sols, modèle simple de méthanogénèse.
- Travaux en cours de B. Ringeval (Ringeval et al., 2012) sur les effets hydrologiques du gel dans le modèle hydrologique bi-couches et le diagnostic des zones saturées par une approche TOPMODEL.

En cohérence, mon travail de thèse a obéi aux lignes directrices suivantes :

* **Techniquement** parlant, il s'est agi de représenter les effets hydrologiques du gel des sols dans la formulation hydrologique multi-couches d'ORCHIDEE ; d'assurer un interfaçage cohérent de ces développements avec les développements antérieurs et, dans la mesure du possible, parallèles d'ORCHIDEE relatifs aux hautes latitudes ; de documenter et pérenniser ces travaux par une implication et communication actives au sein du groupe de développement d'ORCHIDEE.

* **Scientifiquement** parlant, l'enjeu a résidé dans des choix paramétriques adapté au modèle, à ses performances et au degré de sophistication de ses autres paramétrisations ; dans l'évaluation de ces développements sur une sélection de jeux de données appropriés, et aux échelles spatiales et temporelles d'application usuelles du modèle ; l'identification de leurs potentiels d'amélioration en vue de développements futurs ; leur mise en œuvre à des fins de compréhension du climat des hautes latitudes et d'estimation des rétroactions climatiques associées.

La restitution de mon travail de thèse au travers de ce manuscrit s'organisera de la façon suivante :

- Le **Chapitre 2** sera consacré à la présentation des modules hydrologiques et thermiques d'ORCHIDEE, cibles de mes développements ; la justification et l'implémentation de

mes choix paramétriques ; leur évaluation numérique et physique sur la base de jeux de données représentatifs des échelles d'utilisation du modèle. Ce chapitre prendra la forme d'un article publié en 2012 dans *The Cryosphere* (Gouttevin et al., 2012a), que précèdera un résumé introductif.

- Le **Chapitre 3** sera consacré à l'évaluation des limites de la représentation actuelle, par les modèles, du climat des hautes latitudes et de ses potentielles rétroactions : l'analyse détaillée du bilan d'énergie modélisé sur un site de permafrost arctique révélera des défauts de modélisation en grande partie liés à la représentation de la neige ; une seconde partie de ce chapitre soulignera un autre aspect des implications d'une représentation grossière du manteau neigeux, touchant aux interactions neige-végétation. Ce dernier travail, né du croisement de deux axes thématiques du LGGE, les climats polaires et la neige, illustre à la fois de la richesse et la nécessité de la recherche aux interfaces disciplinaires ; il a fait l'objet d'une publication dans *Journal of Geophysical Research* (Gouttevin et al., 2012b) et d'une mention en tant que *Research Highlight* dans *Nature – Climate Change*. Cette publication sera reproduite dans ce manuscrit.
- Le **Chapitre 4** présentera les résultats préliminaires d'une évaluation des performances du modèle hydrologique multi-couches aux hautes latitudes sur la base d'un jeu de données nouveau : l'humidité superficielle des sols et leur statut (gelé et non gelé), produits par une approche de télédétection sur le domaine pan-arctique (Naemi et al., 2009 ; 2012). Ce chapitre vise également à définir les bases méthodologiques de cette comparaison ; il sera rédigé en anglais car destiné à une publication future.
- Enfin, le **Chapitre 5** abordera un aspect crucial de ma thèse, l'inscription des développements numériques et des approches méthodologiques mises en œuvre dans la continuité de l'évolution du modèle ORCHIDEE. Y seront mentionnés les travaux de mise en commun de l'ensemble des développements d'ORCHIDEE relatifs aux hautes latitudes en une version ORCHIDEE_HIGH_LATITUDES dérivée de la version standard du modèle ; ma participation à l'effort de documentation dont ORCHIDEE a fait la cible dans le cadre du projet METAFOR ; le détail des révisions de paramétrisations auxquelles mes travaux ont conduit sur des aspects non-mentionnés auparavant ; et les investissements méthodologiques et techniques qu'ont requis mon implication dans un exercice en cours d'inter-comparaison de modélisations du cycle du carbone terrestre dans le cadre du réseau RCN.
- Un **chapitre conclusif** sera l'occasion de récapituler les portes entr'ouvertes par mon travail de thèse, pistes de recherches futures.

Chapitre 2

Implémentation et validation à différentes échelles d'un nouveau schéma de gel des sols dans ORCHIDEE

Résumé introductif

Ce chapitre est une adaptation de Gouttevin et al., 2012a : **Multi-scale validation of a new soil freezing scheme for a land-surface model with physically-based hydrology**, publié dans *The Cryosphere* en avril 2012.

Ce chapitre décrit l'implémentation d'un schéma représentant les effets thermiques et hydrologiques du gel dans ORCHIDEE. Au plan hydrologique, ces modifications sont apportées au schéma hydrologique multi-couches d'ORCHIDEE, qui existe en parallèle d'une version bi-couches plus ancienne. Au plan thermique, le schéma réinvestit des paramétrisations développées pour un schéma de surface antérieur à ORCHIDEE.

Une évaluation précise des schémas thermique et hydrologique est effectuée, visant à estimer leur sensibilité à des choix numériques tels que la discrétisation verticale, ou paramétriques tels que la fenêtre de températures dans laquelle s'opère le changement de phase, ou la méthode de diagnostic de la teneur en eau liquide des sols en-deçà du point de fusion. Pour ce dernier aspect, deux formulations sont retenues et testées à différentes échelles sans que nous ne parvenions à les discriminer significativement. Pour les autres aspects, un calage du schéma numérique découle de ces investigations. Puis, la pertinence physique de ces développements est évaluée dans des cadres de simulation représentatifs des utilisations d'ORCHIDEE : de simulations unidimensionnelles réalisées avec un forçage local observé, à des simulations sur l'Eurasie circumpolaire, permettant de confronter les résultats de modélisation à des mesures *in-situ* de température des sols, humidité, épaisseur de la couche active et débit des fleuves.

Notre représentation du gel des sols dans ORCHIDEE améliore notablement les comportements hydrologiques et thermiques modélisés. En particulier, la réponse hydrographique est nettement améliorée, puisque l'imperméabilisation des sols au printemps, liée au gel, permet de reproduire les pics de débit des grands fleuves de la partie eurasienne du bassin de drainage de l'Arctique. La couche active des sols, dont l'épaisseur était largement sur-estimée par ORCHIDEE sans gel, est à présent limitée par la consommation de chaleur latente en début de saison végétative, en accord avec les observations. Notre étude met cependant en évidence de larges potentiels d'amélioration du modèle, à travers une meilleure représentation de la couverture neigeuse ou l'introduction des plaines d'inondation, qui constituent un élément clef de l'hydrologie de l'Arctique eurasien, en particulier sur la plaine de l'Ob. Le **Chapitre 3** de cette thèse analysera plus en détail les conséquences induites par un aspect limitant de notre modélisation de la neige. Par ailleurs, des simulations effectuées ultérieurement en activant un module de plaines d'inondation dans ORCHIDEE confirmeront notre hypothèse et sont adjointes au présent chapitre ; ces adjonctions sont signalées dans le texte.

Abstract

Soil freezing is a major feature of boreal regions with substantial impact on climate. The present paper describes the implementation of the thermal and hydrological effects of soil freezing in the

land surface model ORCHIDEE, which includes a physical description of continental hydrology. The new soil freezing scheme is evaluated against analytical solutions and in-situ observations at a variety of scales in order to test its numerical robustness, explore its sensitivity to parameterization choices and confront its performance to field measurements at typical application scales.

Our soil freezing model exhibits a low sensitivity to the vertical discretization for spatial steps in the range of a few millimetres to a few centimetres. It is however sensitive to the temperature interval around the freezing point where phase change occurs, which should be 1°C to 2°C wide. Furthermore, linear and thermodynamical parameterizations of the liquid water content lead to similar results in terms of water redistribution within the soil and thermal evolution under freezing. Our approach does not allow to discriminate firmly the performance of one approach over the other.

The new soil freezing scheme considerably improves the representation of runoff and river discharge in regions underlain by permafrost or subject to seasonal freezing. A thermodynamical parameterization of the liquid water content appears more appropriate for an integrated description of the hydrological processes at the scale of the vast Siberian basins. The use of a subgrid variability approach and the representation of wetlands could help capturing the features of the Arctic hydrological regime with more accuracy.

The modeling of the soil thermal regime is generally improved by the representation of soil freezing processes. In particular, the dynamics of the active layer is captured with more accuracy, which is of crucial importance in the prospect of simulations involving the response of frozen carbon stocks to future warming. A realistic simulation of the snow cover and its thermal properties, as well as the representation of an organic horizon with specific thermal and hydrological characteristics, are confirmed to be a pre-requisite for a realistic modeling of the soil thermal dynamics in the Arctic.

List and affiliations of the authors

I. Gouttevin

AgroParisTech, ENGREF, 19 av. du Maine, 75015 Paris, France

CNRS/Université Joseph Fourier – Grenoble 1, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE), UMR 5183, 54 rue Molière, BP96, 38402 St Martin d'Hères, France

G. Krinner

CNRS/Université Joseph Fourier – Grenoble 1, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE), UMR 5183, 54 rue Molière, BP96, 38402 St Martin d'Hères, France

P. Ciais

CEA/CNRS/UVSQ, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), UMR 8212, CEA-Orme les Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France

J. Polcher

CNRS/Ecole Polytechnique/Ecole Normale Supérieure de Paris/UPMC, Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD), UMR 8539, 4 place Jussieu, 75252 Paris, France

C. Legout

Université Joseph Fourier – Grenoble 1/CNRS/G-INP/IRD, Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE), UMR 5564, 70 rue de la Physique, 38400 St Martin d'Hères, France

Acknowledgements

We express our sincere thanks to our reviewers and editor for their comments and contribution to the improvement of the manuscript. This research was supported by the European FP7 project COMBINE and by the project CLASSIC, funded by the Agence Nationale pour la Recherche (ANR).

2.1. Introduction

Frozen soils occupy 55 % to 60 % of the land surface of the Northern Hemisphere in winter (Zhang et al., 2003) with considerable implications for climate (William and Smith, 1989).

Soil freezing impedes water infiltration and drainage, leading to a modified hydrological regime at catchment's scale (Woo et al., 2000). Arctic rivers provide an example of large scale hydrological implications of soil freezing: the seasonal cycle of freshwater input into the Arctic Ocean is highly modulated by terrestrial freeze-thaw cycles (Barry and Serreze 2000); this freshwater input is of major importance since it partly controls the Arctic Ocean's salinity, sea-ice formation and finally the global thermohaline circulation (McDonald et al., 1999; Peterson et al., 2002; Aagaard and Carmack, 1989; Arnell 2005). In Eurasia, Serreze et al. (2002) found that the runoff to precipitation ratio was proportional to the extent of permafrost underlying river basins. Generally, watersheds underlain by permafrost have a low subsurface water storage capacity (Kane, 1997), implying low winter discharge and a fast hydrological response.

At smaller scales, freeze-thaw cycles induce lateral and vertical water redistribution as a consequence of cryosuction, patterned ground, talik or thermokarst lakes formation. Those features alter the soil structure and thus its water holding capacity, with potential consequences on water fluxes between the soil and the atmosphere, water availability for plants and the functioning of the plant and soil biota ecosystems (Pitman et al., 1999).

Another consequence of soil freezing is the latent heat release and consumption, which delay the seasonal soil temperature signal (Boike et al., 1988). Frozen soils also exhibit specific thermal characteristics due to the different thermal properties of ice and water, and dissimilarities in water distribution within the soil column in frozen and unfrozen states (e.g. Farouki, 1981).

Arctic and boreal regions are in great part underlain by permafrost and/or subject to seasonal freezing. Their soils contain more than 40 % of the global terrestrial carbon (Tarnocai, 2010), undergoing slow or no decomposition due to cold temperatures. The soil microbiological activity is indeed highly sensitive to temperature, especially in sub-freezing states (Nobrega et al. 2007). In permafrost regions, microbial activity mostly takes place in summer in the uppermost, thawed layer of the soil, called the active layer. The proper representation of this layer in land surface models is crucial to capture the amount of organic matter decomposition. Depending, among others, on soil moisture conditions, decomposition within the soil will occur through respiration or methanogenesis, leading to the release into the atmosphere of the greenhouse gases CO₂ or methane, respectively. As freezing-thawing cycles and the occurrence of permafrost strongly

modulate both the hydric and thermal states of the soil, their representation is crucial in land-surface models including a representation of the carbon cycle. Those models are used in coupled mode to carry out projections of the future climate using different emissions scenarios (IPCC 2007; Friedlingstein et al., 2006). Simulations results reveal the possibility of a strong positive feedback to global warming from the huge high latitude soil carbon reservoir, as increased active layer thickness and permafrost disappearance enhance microbial activity and carbon release to the atmosphere. A representation of the thermal, hydrological and biogeochemical implications of soil freezing is required to improve the realism of those projections (Pitmann et al., 1999; Quinton et al., 2005; Yi et al., 2006).

Soil freezing and permafrost therefore stand out as a key feature for land surface and global climate modeling. Accordingly, efforts have been recently made to introduce a thermal and hydrological parameterization of soil freezing in land-surface models (Luo et al. 2003). Most of these models now include a physically-based representation of hydrology and soil thermal dynamics (e.g. Slater et al. 1998; Smirnova et al. 2000; Essery et al. 2001; Bonan et al. 2002).

The present paper is dedicated to the description and validation of a numerical, one-dimensional soil freezing scheme designed to be part of the physically-based hydrological scheme of the land-surface and carbon model ORCHIDEE (Organizing Carbon and Hydrology Into Dynamical EcosystEms, Krinner et al., 2005). ORCHIDEE commonly provides surface boundary conditions to the atmospheric model LMDZ, but is also used off-line for diverse applications at scales ranging from point location to global. The new soil freezing scheme therefore needs to be validated at a variety of scales. Special attention is given to parameterization and numerical choices and their limits in the context of the current representation of soil freezing in land surface models.

Section 2 fully describes the soil freezing scheme within the model's framework. In Section 3, the scheme is tested against simple, one-dimensional soil freezing experiments and its sensitivity to parameterization choices is discussed. Finally, simulation results at different scales are compared to field data, which helps diagnosing the improvements induced by the freezing scheme and defining further development prospects.

2.2. The soil freezing scheme

2.2.1. Soil hydrological and thermal processes in the land-surface model ORCHIDEE

ORCHIDEE is the land surface model part of the fully coupled climate model IPSL-CM4 but can be run off-line, driven by a prescribed atmospheric forcing (e.g. reanalyses or outputs from an atmosphere model). It combines a soil-vegetation-atmosphere transfer model with a carbon cycle module computing a vertically detailed carbon dynamics. Although the implications of soil freezing on the carbon cycle are beyond the scope of this paper, the vertically discretized hydrological and carbon modules of ORCHIDEE should provide a useful tool for investigating these interactions.

ORCHIDEE computes all the soil-atmosphere-vegetation relevant energy and water exchange processes at 30-min time steps. It is made out of different routines respectively dedicated to energy balance, interaction with the canopy, soil temperatures, soil moisture content, and routing of water towards the oceans. Extended model description can be found in Krinner et al. (2005) for the main land surface processes, and in de Rosnay (1999) and d'Orgeval et al. (2008) for the

vertically discretized hydrology. We hereafter only detail the soil hydrological and thermal parameterizations of the model, which are affected by soil freezing.

ORCHIDEE allows to choose between a simple hydrological scheme based on 2 reservoirs following the work of Choisnel, (1977), and a vertically discretized hydrological scheme computing vertical water fluxes at each time step (de Rosnay, 1999; d’Orgeval, 2008). Lateral water fluxes are only allowed from one grid-cell to another and do not affect the soil water content, as explained later in the description of the routing scheme. A parameterization of soil freezing exists in the simple hydrology (Koven et al., 2009; Ringeval et al., 2012); however, the improvements induced by a vertically discretized hydrology on the modeling of land-atmosphere water and energy fluxes (de Rosnay, 1999) advocate for the use of a physically-based hydrology and the subsequent implementation of a soil freezing parameterization.

ORCHIDEE vertically discretized hydrology derives from the model of the Centre for Water Resources Research (Dooge et al., 1997) and is documented in de Rosnay (1999, 2000). It computes the water balance at different depths within the soil profile. Only vertical water movements induced by gravity and suction are accounted for, while water vapour diffusion and water migration driven by osmotic or thermal gradients are ignored. The evolution of soil moisture is thus represented by the 1-dimensional Richards’ equation:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \left(\frac{\partial \Psi(\theta)}{\partial z} - 1 \right) \right) - S \quad (2.1)$$

With Ψ : water suction e.g. absolute value of matric potential (m)
 θ : volumetric water content (m m^{-1})
 z : depth axis, pointing towards the surface
 K : hydraulic conductivity (m s^{-1})
 S : sink term corresponding to water uptake by roots (s^{-1})

Equation (2.1) is discretized on 11 numerical nodes distributed within the soil, with a finer resolution near the surface where key hydrological processes (infiltration, evaporation) take place. These processes affect and in turn are affected by surface soil moisture content. The distance between the two uppermost numerical nodes is 2 mm, and this spatial step increases as a geometric sequence of ratio 2 with increasing depth. The deepest numerical node for the resolution of the hydrological processes is thus at a depth of 2 m. The numerical scheme relies on implicit finite differences and is unconditionally stable. The bottom boundary condition is gravity drainage. At the top of the soil column, the water flux towards the soil is set to infiltration minus evaporation and modulated by the infiltration capacity and water content of the soil.

Matric potential and hydraulic conductivity formulations rely on a Van Genuchten (1980) – Mualem (1976) parameterization:

$$\Psi(\theta) = \frac{1}{\alpha} \left[\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}} \quad (2.2)$$

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^l \left[1 - \left(1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (2.3)$$

With θ_s : saturated water content ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)

θ_r : residual water content ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)

α : Van Genuchten parameter (m^{-1}), related to the inverse of the air entry suction

m and n : Van Genuchten parameters related to pore-size distribution. $m = 1 - \frac{1}{n}$

according to the Mualem model.

l : Van Genuchten parameter related to tortuosity. $l = 0.5$ in the Mualem model.

K_s : saturated hydraulic conductivity (m s^{-1})

The parameters α , m , n , and K_s are soil-type dependent. The saturated hydraulic conductivity typically varies over several orders of magnitude from coarse to fine-textured soils (Figure 2.1. a), with considerable impact on the soil water regime. Three different soil types (coarse, medium and fine) associated with specific hydraulic parameters are accounted for in ORCHIDEE (Table 2.1.). The soil types repartition is the result of the original Food and Agriculture Organization map (1978) and interpolation work by Zobler (1986). In ORCHIDEE, the original 5 textural classes used by Zobler (fine, medium-fine, medium, medium-coarse, and coarse) are reduced to 3 textural classes (fine, medium, coarse) with the medium class composed out of the medium fine, medium and medium coarse FAO classes. The hydraulic characteristics of the three ORCHIDEE soil textural classes originate from Carsel and Parrish (1988) for the respective USDA (1994) name (Table 2.1).

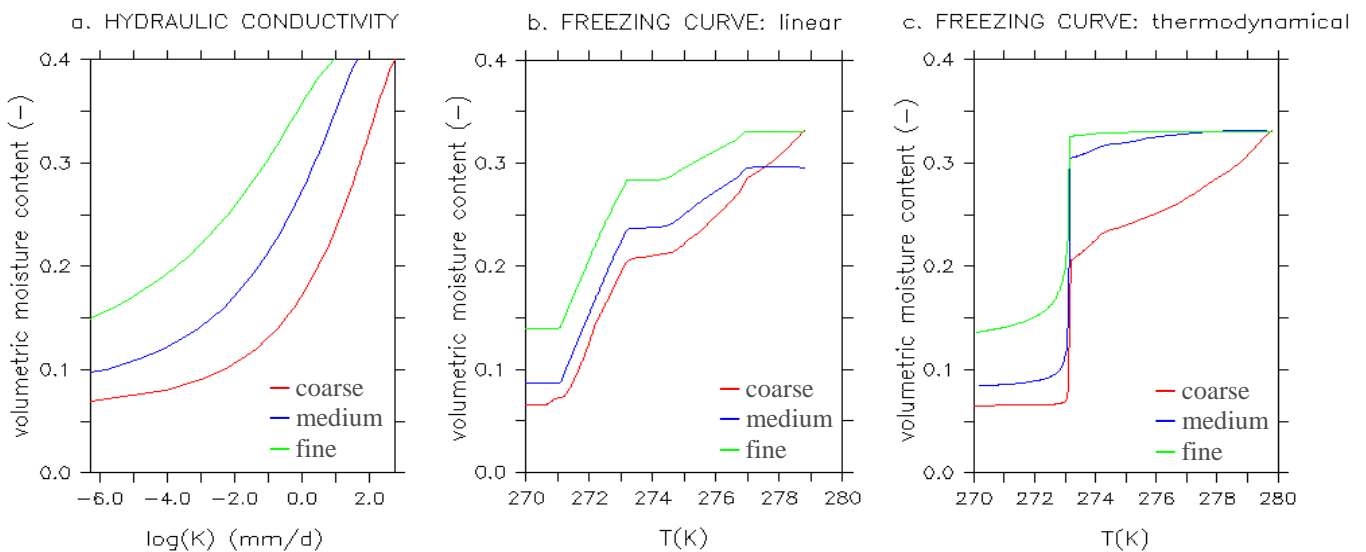


Figure 2.1. a. Hydraulic conductivities of the three soil types (fine, medium, coarse) represented in ORCHIDEE. b. Liquid water content as a function of temperature as simulated with the linear freezing for those three soil types. Initial soil volumetric moisture content and temperature were 0.33 and 280 K. c. Same as b. but for the thermodynamical freezing.

Soil type	USDA name	K_s (mm d^{-1})	α (m^{-1})	θ_s	θ_r	n
coarse	Sandy loam	1060.8	1.89	0.41	0.065	7.5
medium	Medium loam	249.6	1.56	0.43	0.078	3.6
fine	Clay loam	62.4	1.31	0.41	0.095	1.9

Table 2.1. Soil types and their hydraulic characteristics in ORCHIDEE.

Overland flow and drainage water are routed towards the outflow of the major rivers via a routing module thoroughly described in NgoDuc et al. (2007). Basically, the overland flow is transferred to a ‘fast’ reservoir while drainage fuels a ‘slow’ reservoir. Both reservoirs eventually flow into the downstream grid-cell ‘stream’ reservoir, which represents the rivers. The drainage transfer rate from the upstream ‘slow’ reservoir to the downstream ‘stream’ reservoir is slower than the overland flow transfer rate from the upstream ‘fast’ to the downstream ‘stream’ reservoir. The ‘stream’ reservoir water is eventually routed from one grid-cell to another till the mouth of the river is reached. All transfer and routing rates depend on the river length from the upstream grid-cell to the down-stream grid-cell and the height loss over that path.

The soil temperature is computed according to the Fourier equation using a finite difference implicit scheme with usually 7 numerical nodes unevenly distributed between 0 and 5.5 m. (Hourdin, 1992). The thermal soil is thus thicker than its hydrological counterpart, a necessary feature when considering that the typical damping depth of the temperature annual cycle is about 3 m (Alexeev et al. 2007). The first thermal layer is 4.3 cm thick and the thickness of each layer is multiplied by 2 as the layers get deeper. This resolution was shown to be adapted to the representation of diurnal, annual, and decadal temperature signals (Hourdin, 1992). The upper boundary condition is the flux equilibrium at the soil surface; the lower boundary condition is a zero thermal flux: at this depth the influence of the annual cycle of surface temperatures dominates the thermal regime and the geothermal heat flux can be neglected. Latent heat sources and sinks due to the freezing and melting of soil water are by default not included; thermal advection through water movements is neglected. The soil thermal properties depend on the water content, which is interpolated each 30 min time-step from the hydrological module at the 7 thermal nodes.

Snow is represented in a composite way (Slater et al., 2001) as an uppermost soil layer. From a thermal point of view, it has a constant specific heat capacity, conductivity and density, and is incorporated into the above-mentioned vertical thermal discretization, over a number of nodes depending on snow depth. In this respect snow covers the whole grid-cell evenly. From a hydrological point of view, the snowpack does not accommodate liquid water: meltwater or rain-on-snow either directly infiltrates into the soil or runs off at the surface. Melt is computed when the surface energy balance induces a warming of pre-existing snow above 0°C. In the presence of snow, the surface albedo is computed considering the possibility that snow covers only a fraction of the grid-cell. This computation is detailed in Chapter 4.

2.2.2. The new soil freezing scheme

The new soil freezing scheme is designed to represent the latent heat exchanges involved in the freezing and melting of soil water, and the changes in thermal and hydrological properties of the ground induced by soil water phase change. Current numerical soil freezing algorithms in land surface models differ in their representation of those effects. The new parameterizations introduced in ORCHIDEE are hereafter detailed and compared with their concurrent counterparts.

Thermal effects

Latent heat is a source or a sink term in the Fourier equation. With the assumptions of no thermal advection and no phase change implying the gas phase, the one-dimensional Fourier equation with latent heat term writes:

$$C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{th} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_{ice} \cdot L \cdot \frac{\partial \theta_{ice}}{\partial t} \quad (2.4)$$

with

- C_p : volumetric soil heat capacity ($J \cdot K^{-1} \cdot m^{-3}$)
- T : soil temperature (K)
- K_{th} : thermal conductivity ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$)
- ρ_{ice} : ice density ($kg \cdot m^{-3}$)
- L : latent heat of fusion ($J \cdot kg^{-1}$)
- θ_{ice} : volumetric ice content ($m^3 \cdot m^{-3}$)

In this equation, the mechanical effects of soil freezing (expansion of the total soil volume) are not accounted for.

During freeze-up, the latent heat release delays the freezing front progression. Conversely, latent heat consumption counteracts warming as a frozen soil layer reaches the freezing point. As it systematically opposes the temperature change, latent heat adds up to inertia, which is the basis of its incorporation into an apparent heat capacity in soil freezing models (Fuchs 1978). This ploy allows to numerically compute a simple diffusion scheme with no source term (Poutou et al., 2004) and is illustrated by the rewriting of equation (2.4) into equation (2.5):

$$\left(C_p - \rho_{ice} \cdot L \cdot \frac{d\theta_{ice}}{dT} \right) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{th} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (2.5)$$

with $\frac{d\theta_{ice}}{dT} \pi 0$.

The apparent heat capacity can then be analytically derived from the parameterization of the soil volumetric ice content as a function of temperature (Cox et al., 1999; Smirnova et al, 2000). However, numerical complications occur due to the singularity at $T=0^\circ C$. We elude this difficulty following the work of Poutou et al (2004), with a phase change linearly spread over a $2^\circ C$ temperature interval between $0^\circ C$ and $-2^\circ C$. This temperature interval will hereafter be referred to as the freezing window ΔT . The model sensitivity to the width of the freezing window will be analyzed in section 3. The apparent heat capacity thus simply writes:

$$C_{app} = C_p - \rho_{ice} \cdot L \cdot \frac{\Delta \theta_{ice}}{\Delta T} \quad (2.6)$$

where $\Delta \theta_{ice}$ equals the total water content of the layer since all available water is considered to freeze in the freezing window.

To simplify the energy conservation strategy, the total water content used by the thermal scheme does not change from the freezing onset till the end of the thawing. As soon as a layer is entirely thawed, a temperature correction is applied if the amount of latent energy involved in the thawing of this layer and its preceding freezing do not balance each other as a result of numerical approximations.

Thermal diffusion is governed by heat capacity and conductivity. The heat capacity of ice is about two times lower than the heat capacity of liquid water; conversely, ice is about four times as conductive as liquid water. Both effects therefore combine to make a thermal signal propagate more rapidly into a frozen soil.

The soil heat conductivity K_{th} is calculated as an interpolation between a dry and a saturated value k_{dry} and k_{sat} , on the basis of soil saturation degree.

$$K_{th} = (k_{sat} - k_{dry}) \cdot S + k_{dry} \quad (2.7)$$

With k_{sat} : heat conductivity of ice and/or water saturated soil ($W m^{-1} K^{-1}$)
 k_{dry} : heat conductivity of dry soil ($W m^{-1} K^{-1}$)
 S : total (frozen and unfrozen) soil saturation degree ($m^3 m^{-3}$).

For frozen soils, this parameterization meets up with the Johansen (1975) parameterization, which however recommends the use of $1+\log(S)$ instead of S as a weighing factor for unfrozen soils. We chose S as a unique weighing factor in our parameterization for consistency with the original parameterization of ORCHIDEE (Krinner et al., 2005).

The saturated soil heat conductivity k_{sat} depends on soil water and ice content:

$$k_{sat} = k_s^{1-\theta_s} \cdot k_i^{(1-f_l) \cdot \theta_s} \cdot k_w^{f_l \theta_s} \quad (2.8)$$

with k_s , k_i and k_w : heat conductivities for solid soil, ice and water, respectively.
 f_l : fraction of the liquid soil water, assumed to vary linearly from 1 to 0 between $0^\circ C$ and $-2^\circ C$, in the “freezing window”.

The dry soil heat conductivity is a model parameter and originates from Pielke (2002); its value can be found in **Table 2.2**.

This parameterization is commonly used in land-surface models with minor variations (e.g. Verseghy, 1991; Cherkauer and Lettenmeier, 1999) concurrently with the De Vries’ parameterization (De Vries, 1963).

The soil heat capacity C_p is computed as the sum of the heat capacities of mineral soil and water:

$$C_p = (C_{iw} - C_{dry}) \cdot S + C_{dry}$$

With $C_{iw} = f_l \cdot C_{wet} + (1 - f_l) \cdot C_{icy}$: saturated soil heat capacity ($J m^{-3} K^{-1}$)
 C_{dry} : dry soil heat capacity ($J m^{-3} K^{-1}$)
 C_{wet} : saturated unfrozen soil heat capacity ($J m^{-3} K^{-1}$)
 C_{icy} : saturated frozen soil heat capacity ($J m^{-3} K^{-1}$)

The values of these parameters are also listed in **Table 2.2**. and originate from Pielke (2002).

Thermal conductivities ($W m^{-1} K^{-1}$)		Heat capacities ($\times 10^6 J m^{-3} K^{-1}$)	
k_s	2.32		
k_i	2.2	C_{icy}	2.3
k_w	0.6	C_{wet}	3.03
k_{dry}	0.4	C_{dry}	1.8

Table 2.2. Values of the thermal parameters used in ORCHIDEE.

Finally, recent studies (Alexeev et al., 2007) pointed out that an extension of the soil thermal modeling to depths greater than 30 m was needed to prevent unrealistic heat accumulation in the lowest soil thermal layers over decadal to centennial time scales, driven by the zero-flux bottom boundary condition. Simulations over such time-scales are precisely a crucial target for a land-surface model including a representation of permafrost and the carbon cycle, as explained in

section 1. In the new soil freezing scheme, the soil thermal column is therefore deepened to 90 m, while maintaining the geometrical increase of the layer thicknesses: this vertical extension requires the use of 4 additional layers (**Table 2.3.**, Extended depth). Note that a zero-flux bottom boundary condition is still used in this extended-depth scheme as it has a negligible impact on the uppermost 5 m soil temperature and also only marginally affects the heat content of the deep soil which is involved in century-scales simulations.

Layer n°	THERMAL MODULE <i>Depths of the layers boundaries (m)</i>		HYDROLOGICAL MODULE
	Default resolution	Extended depth	<i>Depths of the numerical nodes (m)</i>
1	0.043	0.043	0.0
2	0.129	0.129	0.00195
3	0.301	0.301	0.00586
4	0.646	0.646	0.0137
5	1.34	1.34	0.0293
6	2.72	2.72	0.0606
7	5.47	5.47	0.123
8		10.99	0.248
9		22.02	0.498
10		44.09	0.999
11		88.23	2

Table 2.3. Vertical discretizations of the thermal and hydrological modules in the default configuration, and in the extended-depth configuration (thermal module only).

Hydrological effects

The main hydrological impacts of soil freezing are a considerable, though not total, reduction in infiltration and water movements (Burt and William, 1976), concurrent with a low water storage capacity in permafrost regions (Kane, 1997). Those features lead to very specific hydrological regimes in regions underlain with permafrost or subject to long seasonal freezing. Most land-surface schemes assume that water movements within a frozen or partially frozen soil occur through unfrozen films and within an unfrozen porosity. These models often prescribe a reduced hydraulic conductivity for frozen soils but still use the Richards' equation to account for water movements. In the SiB and SiB2 model, Sellers et al. (1996) and Xue et al. (1996) for instance used a linear function to decrease soil hydraulic conductivity at subfreezing temperatures. Lundin (1990) suggested the use of an exponential impedance factor. Other approaches consider that ice becomes part of the soil matrix, which reduces the porosity and the hydraulic conductivity (Kowalczyk et al., 2006). However, this reduction may be too drastic for large scale applications, where water can infiltrate through specific structures like cracks, dead root passages, or where the soil can be locally unfrozen (Koren et al., 1999).

Our new parameterization of frozen soil hydrological processes relies on the two assumptions that (i) only liquid water can move within a frozen or partially frozen soil, and (ii) the hydraulic conductivity in a frozen or partially frozen soil depends only on the liquid water content and the soil properties, with no consideration of a reduced porosity due to the presence of ice. The induced reduction in hydraulic conductivity is thus less severe than in most of the above-cited approaches, which could help representing the ability of water to infiltrate frozen soils at a model

grid-cell scale through preferential pathways (Koren et al., 1999). This approach furthermore exploits the already available Van Genuchten parameterization of hydraulic conductivity as a function of water content (equation 2.3 and **Figure 2.1.a.**). Essery and Cox (2001) similarly model the hydrological properties in the land surface model MOSES at subfreezing temperatures.

For the hydrological module, we developed two ways of diagnosing the liquid water content at subfreezing temperatures. The first one, hereafter referred to as ‘linear’ freezing, assumes a linear increase of the frozen water fraction from 0 to 1 in the freezing window, i.e. when temperature goes down from 0°C to -2°C. This approach is coherent with the thermal parameterization described above, which assumes a linear phase change for water over the freezing window. The second approach, hereafter referred to as ‘thermodynamical’ freezing, computes the thermodynamically allowed liquid water content at subfreezing temperatures, based on the balance between the low energy status of adsorbed and capillary liquid water, and the free energy drop induced by phase change (Black and Tice, 1989; Dall’Amico, 2010).

We here specify that these diagnostics of the liquid water content are exclusively performed for the hydrological module and do not interfere with the thermal parameterization, which considers a linear phase change over the freezing window regardless of the approach chosen in the hydrological module.

We hereafter describe the thermodynamical approach with more details. With the assumption of an imposed pressure on ice, Fuchs et al. (1978) derived:

$$\Psi(T) = \left| \frac{L.(T - T_{fr})}{gT} \right| \quad (2.9)$$

With $T_{fr}=273.15$ K: water freezing point
 g : standard gravity ($m\ s^{-2}$)
 T : soil temperature (K)

Equation (2.9) equally means that soil water under suction Ψ will freeze at temperature T ; and if the subfreezing temperature T is observed, the liquid water content has adjusted to the suction Ψ . Liquid water content and soil matric potential are indeed related at subfreezing temperatures, with a relationship similar to what is observed on the course of drying-wetting experiments (Black and Tice, 1989). This suggests that equation (2.2) can be used for frozen or partially frozen soils. A theoretical explanation often advanced (Dall’Amico, 2010) is the replacement of air in the porous media – whose proportion would increase upon drying - by ice when soil freezes. As the stabilizing capillary interactions differ in magnitude between freezing and drying due to a 2.2 times greater surface tension at the air-water than at the ice-water interface, the use of a factor 2.2 in equation (2.2) is sometimes recommended in freezing-thawing applications (Koopmans and Miller, 1966). As capillary interactions are generally involved at lower suctions than adsorptive processes and affect a greater quantity of water, they explain most of the unfrozen water at temperatures just below freezing, when the effects of liquid water are important (Romanovsky and Osterkamp, 2000). The use of the factor 2.2 thus appears relevant, leading to the following equation to describe the thermodynamically allowed liquid water content at subfreezing temperatures as a result of (2.2) and (2.9):

$$\frac{L.(T - T_{fr})}{gT} = \frac{1}{2.2} \cdot \frac{1}{\alpha} \left[\left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}} \quad (2.10)$$

The real liquid water content is however limited by the water available within the soil:

$$\theta_l = \text{MIN}(\theta, \theta_{\text{tot}}) \quad (2.11)$$

With θ_l : liquid water content at a subfreezing temperature ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)

θ : thermodynamically allowed liquid water content from equation (2.10) ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)

θ_{tot} : total water content ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$).

In both the linear and the thermodynamical approaches the residual water content (see **Table 2.1.**) does not freeze.

Figure 2.1.b. and **2.1.c.** respectively display the liquid water content diagnosed as a function of temperature by the linear and thermodynamical approaches for the three soil types represented in ORCHIDEE. Fine textured soils retain more liquid water at subfreezing temperatures due to high capillary forces. By contrast, in coarser soils, the decrease in liquid soil water content as a function of temperature is steeper. The simulation was performed with an initial volumetric water content of 0.33 for all soil types at 280 K. **Figure 2.1.c.** also illustrates the limitation of liquid water content by available moisture in coarse soils, since the coarse soil gets depleted in water by gravity drainage before freezing occurs.

The thermodynamical approach is commonly used in land surface models with minor variations (Koren et al., 1999; Cox et al., 1999; Smirnova et al., 2000; Cherkauer and Lettenmeier, 2003). Results yielded by the linear and the thermodynamical approaches will be compared in section 2.3 and 2.4.

Other alternative diagnostics of the soil unfrozen water content include a power or modified power function:

$$\theta_l = a(T - T_{fr})^b \quad (2.12)$$

with b a site specific parameter (e.g. Osterkamp and Romanovsky, 1997);

or an ice content determined by total water content and energy loss at $T = T_{fr}$ (Slater et al., 1998; Takata and Kimoto, 2000; Kowalczyk, 2006). We did not try to implement or test them in ORCHIDEE for different reasons: the site specific calibration requirements disqualify the power function approach for the purpose of land surface modeling at large scales, while the second approach was not easy to conciliate with the original thermal scheme of ORCHIDEE.

2.3. Validation against analytical solutions and laboratory experiments

2.3.1. Methods and data

This section aims at evaluating the ability of the new soil freezing scheme to represent the thermal and hydrological processes involved in soil freezing and thawing, and at determining the range of validity of key numerical parameters. For this purpose, model outputs are compared to idealized data. By ‘idealized data’ we mean data where the unknowns usually restricting the power of model validation (uncertainties in the atmospheric forcing, uncertainties in the soil and vegetation parameters, errors or error compensations due to processes not represented by the model) are minimized. In those conditions, the numerical performance of the algorithm and the suitability of the numerical choices (spatio-temporal discretization, freezing window) can be examined. The mere ability of a scheme to represent a desired process with a desired degree of accuracy is not straightforward as the performance of numerical algorithms are known to be likely sensitive to implementation choices (e.g. De Rosnay et al., 2000; Dall’Amico et al., 2011). A scheme validated in idealized conditions does not necessarily perform well in real

climatological conditions. However, establishing the validity and conditions of validity of a numerical scheme is a preliminary step in the validation process.

Regarding soil thermal processes, the analytical solution of the freezing front progression by Stefan (1890) allows to test the model in idealized conditions: the thermal parameters and boundary conditions used by the model can be set identical to their counterpart in the analytical solution. The accuracy of the scheme can then be investigated in unbiased conditions, and its sensitivity to numerical choices can be explored.

To our knowledge, there is no simple analytical solution to the problem of liquid water movements in frozen or partially frozen conditions as described by equation (2.1). We therefore relied on a laboratory experiment to benefit from an explicit setup and well measured soil parameters which could be used in our model. The Mizoguchi (1990) experiment described in section 2.3.3 provides such conditions. This experiment is used as a benchmark for the hydrological parameterizations.

This methodology ensures the stepwise validation of the whole soil-freezing scheme: it first focuses on thermal processes alone (see 2.3.2), then both thermal and hydrological processes are considered, which is necessary due to their intrication. The one-dimensional simulations involved in this section span very limited time ranges (around 50h) and are of low numerical cost; they are thus particularly suited for sensitivity tests.

2.3.2. Validation of the numerical thermal scheme against the Stefan solution

One-dimensional phase change problems can analytically be solved (Stefan, 1890) with the assumptions of a linear temperature gradient within the soil, a uniform and constant heat conductivity in the frozen zone, and a steady upper boundary condition (Li and Koike, 2003). Those assumptions are rarely met in real conditions. However, they are easily reproduced in the setup of a numerical experiment. In the analytical Stefan solution⁶ (equation 2.13), the progression of the freezing front (z) with time (t) is governed by three parameters: the heat conductivity K_{th} of the frozen soil, the surface temperature difference to the freezing point $T_s - T_{fr}$, and the volumetric water content θ of the soil. The latent heat of fusion L and the density of water ρ also appear in the equation.

$$z = \sqrt{2 \cdot K_{th} \cdot \frac{(T_s - T_{fr})}{\theta \cdot L \rho} \cdot t} \quad (2.13)$$

ORCHIDEE is tested in different configurations against the Stefan solution. A first control run is realized without the freezing scheme (NOFREEZE). Then, a first set of simulations uses the new soil freezing scheme with different vertical discretizations ranging from a regular spacing of 0.005 m between the numerical nodes over the total thermal soil depth (5.5 m); to the default thermal resolution (**Table 2.3.**; FREEZE, default res). One of those discretizations is set equal to the default vertical discretization of the hydrological scheme (extended to the total thermal soil depth) and will be referred to as FREEZE, improved res. We did not try coarser-than-default vertical discretizations as the default discretization is dictated by anterior minimum model

⁶ The solution displayed here results from a numerical approximation valid for the freezing of water by conduction of heat into a region of ice at a few degrees below 0°C (Carslaw and Jaeger, 1959, chapter XI, equations 19 and 21). Our case is more complex as the soil above the freezing front consists of a porous material involving ice, air and mineral soil. However, numerical applications, performed both in equation 18, chapter XI of Carslaw and Jaeger (1959) and in the exact analytical solution of the freezing front propagation provided by J. Gonçalves (personal communication), reveal that the approximation is still valid in our case. Hence its use in this section.

requirements (Hourdin, 1992). This set of simulations is designed to evaluate the impact of the vertical discretization on the representation of soil freezing. In a second set of simulations, we use the soil freezing scheme with its default vertical discretization and successively set the freezing window ΔT to the following values: 0.1°C, 0.5°C, 1°C and 2°C. This second set of simulations aims at evaluating the sensitivity of the soil freezing scheme to the freezing window. For all the simulations performed in this section, the time scale involved does not justify the use of an extended depth for the thermal module (**Table 2.3.**). Furthermore, we also consider a fixed time step of 30 min for the model iterations, as currently in use in most land surface models and unlikely to change by a factor of more than 2 in the near future.

To suit the conditions for a comparison, ORCHIDEE is set up in conditions close to the Stefan framework: the soil volumetric water content is artificially set at a constant and uniform value, which also ensures a constant and uniform thermal conductivity of the frozen soil. Soil temperature is uniformly initialized at 0°C, and a step-like temperature surface forcing of -6°C is applied from $t=0$ on. The parameters values used for the comparison are: $K_{th}=1.05 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$; $\Theta=0.19 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; $T_s-T_{fr}=6 \text{ K}$. No hydrological process is involved in the simulations, which allows the testing of the thermal scheme alone. Our numerical experiment only deviates from the Stefan framework by the use of a non-zero heat capacity in ORCHIDEE, while soil heat capacity is not accounted for in the Stefan solution. With our choice of thermal parameters for ORCHIDEE (see above and **Table 2.2.**), this deviation causes an overestimation of around 8 % ($C_p \sim 2.6 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$, $C_{app} \sim 32 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$) in the energy involved for the phase and temperature change over the freezing window with respect to the Stefan solution. Therefore a perfect match between our simulation results and the Stefan solution is not ambited. We will get back to the consequences of this overestimation at the end of the section.

Figure 2.2. displays the progression of the freezing front within the soil as given by the Stefan solution (STEFAN) and by the NOFREEZE, FREEZE, default res and FREEZE, improved res simulations described above. In the NOFREEZE case the progression of the 0°C isotherm is represented. Both FREEZE simulations considerably improve the representation of soil thermal dynamics by slowing down the downward progression of the freezing front as compared to NOFREEZE. They also agree well with the Stefan solution at the numerical nodes (RMS < 0.01m), which are represented by the dashed lines for the FREEZE, default res case. This result is observed for all the finer vertical discretizations we tested (not shown). However, a net overestimation of the freezing front depth, or equivalently a net cold bias, is obvious at depths in-between numerical nodes (step-like features in **Figure 2.2.**). This bias is not induced by the soil freezing scheme itself but by the linear interpolation of temperatures between the numerical nodes, as illustrated **Figure 2.3.** It can amount to up to 25 % of the analytical solution when the default resolution is used, and is reduced by the use of a finer resolution due to the reduction in the range of the linear interpolation (FREEZE, improved res). Equivalently, the linear interpolation of a summer temperature profile induces a warm bias and an overestimation of the thawing depth also called active layer. A finer-than-default thermal resolution in the uppermost meters of the soil, or a specific post-processing of simulation results, may therefore be required for specific applications. However, the use of a coarse resolution does not necessarily affect comparisons with active layer thickness observations as the active layer depth is often diagnosed from a linear interpolation of a measured temperature profile (Brown et al., 2003). We conclude that the default vertical discretization, as well as finer resolutions up to 0.005 m, are suitable for the representation of soil freezing, and that finer resolutions may be selected when more precision is required.

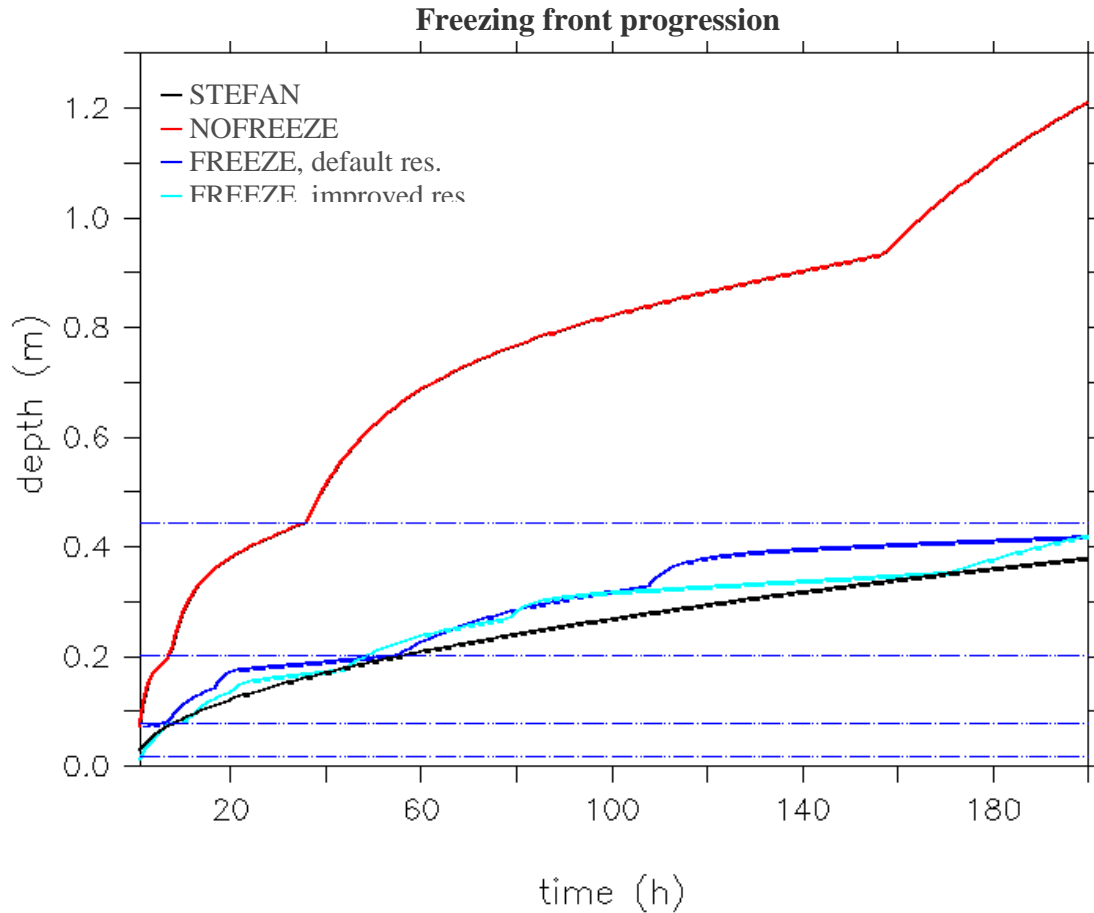


Figure 2.2. Freezing front progression as calculated by the Stefan solution (STEFAN) and simulated by three ORCHIDEE simulations: without soil-freezing (NOFREEZE); with the soil-freezing thermal algorithm at the default resolution (FREEZE, default res), and with the soil-freezing thermal algorithm at an improved resolution (FREEZE, improved res). The horizontal dashed lines mark the positions of the vertical nodes in the default thermal resolution.

In **Figure 2.4**, the results of the second set of simulations (sensitivity to the freezing window ΔT) are analysed in terms of errors in the modeled energy budget. The energy accounted for is the latent heat released upon the complete freezing of the soil water, and it is compared to its theoretical value inferred from the imposed soil moisture content. **Figure 2.4.** reveals that freezing windows of 1°C and 2°C lead to lower errors than narrower freezing windows at the two soil depths considered. The freezing window can be the source of two types of errors, respectively leading to an underestimation or overestimation of the modeled latent heat. The first one comes from too thin soil layers undergoing temperature changes of higher magnitude than the freezing window and thus overlooking the phase change. This error is responsible for the latent energy deficit in the uppermost 30 cm of the soil with $\Delta T=0.1^\circ\text{C}$. The second error results from layers whose temperature lies within the freezing window but which undergo a temperature change exceeding the window, thus producing an excess of latent heat in the model. The latent energy overestimation modeled with $\Delta T=0.5^\circ\text{C}$ in the uppermost 30 and 60 cm of the soil is an illustration of this second source of error. Both errors can compensate over time, as illustrated by the case $\Delta T=0.1^\circ\text{C}$: the uppermost thin soil layers overlook the phase change, which leads to a latent heat deficit in the 30 first cm of the soil. The second error dominates then over the deeper,

thicker layers and the error in the latent heat budget is almost corrected when the uppermost 60 cm of the soil are considered. Narrow freezing windows and thin layers enhance the freezing-window induced errors. The freezing window should also be coherent with the physics observed: a 0.1°C -wide freezing window is too small compared to observations (Black and Tice, 1989); a 2°C -wide window is more realistic when the soil is coarse. Our tests reveal that a freezing window of 2°C is also compatible with the default vertical resolution of the model. A 2°C freezing window will therefore be used for the rest of this study.

Consequences of the linear interpolation of a temperature profile

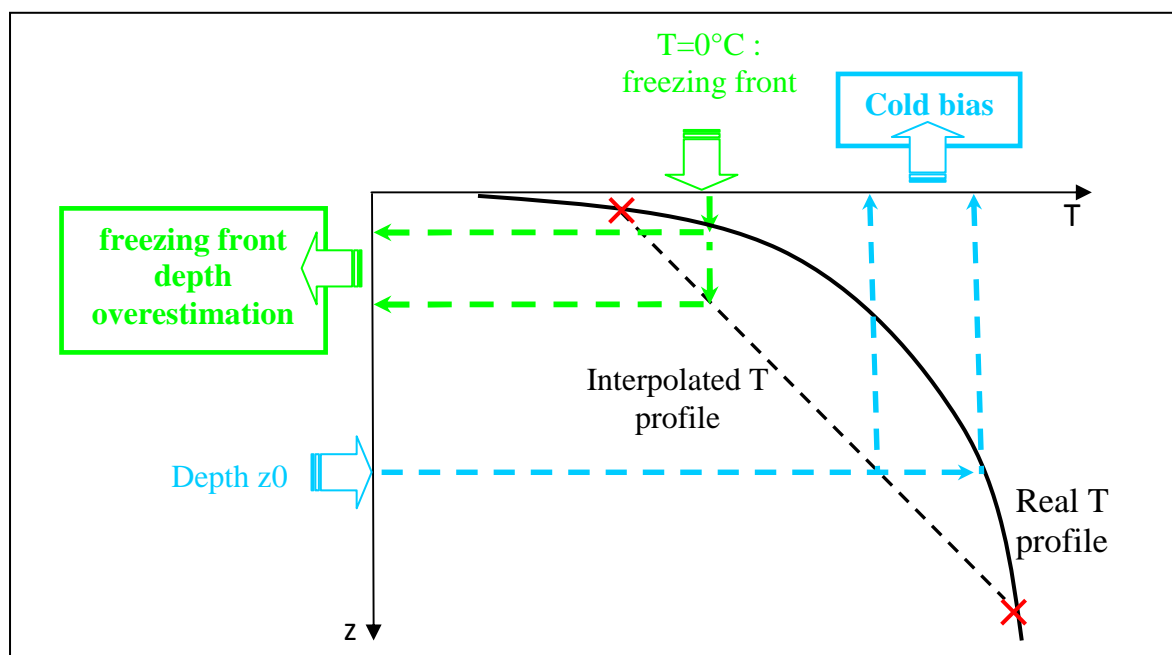


Figure 2.3. Consequences of the linear interpolation (black, dash) of a temperature profile (black) in-between vertical nodes. The linear interpolation of a winter profile leads to a systematic overestimation of the freezing front depth, or equivalently, a cold bias between thermal nodes.

Nevertheless, a 12 % underestimation of latent heat energy in the uppermost 30 cm of the soil is modeled with the 2°C freezing window, which is used for the comparison in **Figure 2.2**. As a concomitant 8 % overestimation of heat capacity is inferred by our numerical setup (see above), the good agreement between our numerical solution and the Stefan solution at the numerical nodes in the $[0, 30 \text{ cm}]$ depth range results from the compensation of both errors. This underlines the limits of both the validation against the Stefan solution and the accuracy of our numerical thermal scheme.

Influence of the freezing window on the modeled amount of latent heat

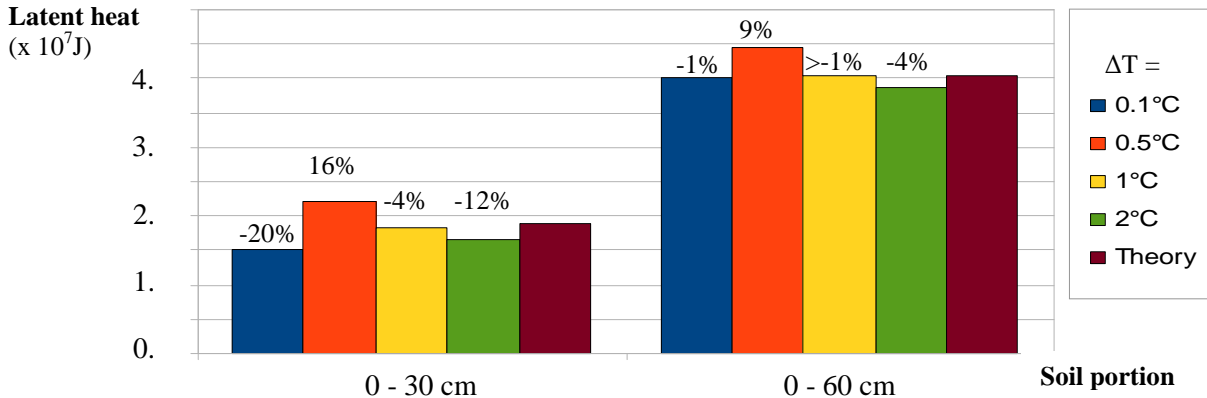


Figure 2.4. Latent heat energy involved in the phase change upon the freezing of the first 30 (left) and 60 (right) cm of the soil for different ORCHIDEE simulations referenced by the width of their freezing window (0.1 to 2°C); and theoretically calculated for the corresponding water amount (Theory, which also corresponds to the latent heat calculated by the Stefan solution). The relative error to Theory is mentioned at the top of each simulation column.

2.3.3. Test of the freezing scheme against the Mizoguchi experiment

Mizoguchi (1990) performed laboratory experiments of soil freezing designed to monitor the evolution of soil moisture as freezing occurs. Four 20 cm deep soil columns of sand of known properties, with initial uniform water content of 0.33, and in thermal equilibrium at 6.7°C, are placed at $t=0$ under a freezing fluid at -6°C. Only the tops of the columns are sensitive to this boundary condition: the other columns parts are thermally isolated and impermeable. The experiment consists in measuring the soil water distribution after 12, 24 and 48 hours of evolution. An unfrozen soil sample serves as a reference.

The Mizoguchi experiments also allow the monitoring of the freezing front progression as it corresponds to the zone the most depleted in water. It hence provides a benchmark for the simulation of temperature and water redistribution as a consequence of freezing, in a simplified context where large-scale effects or precipitation inputs do not add complexity. The Mizoguchi data were exploited by Hansson et al. (2004) for the evaluation of a numerical heat transport and water flow model. The details of the experimental setup and the hydrological parameters values can be found in this publication.

We created an adapted climatologic forcing to test the new soil freezing model against these data. Shortwave radiations were set to zero, incident longwave radiations were chosen as emitted from a blackbody at -6°C. Wind speed was adapted according to the sensible heat flux transfer coefficient mentioned by Hansson et al., (2004). The model was also configured to suit experimental conditions: bottom boundary condition was set to zero drainage; the hydrological soil column was limited to 20 cm; the default hydrological vertical discretization was used; the thermal vertical discretization was refined by a factor two, which provides a finer resolution over the 20 cm.

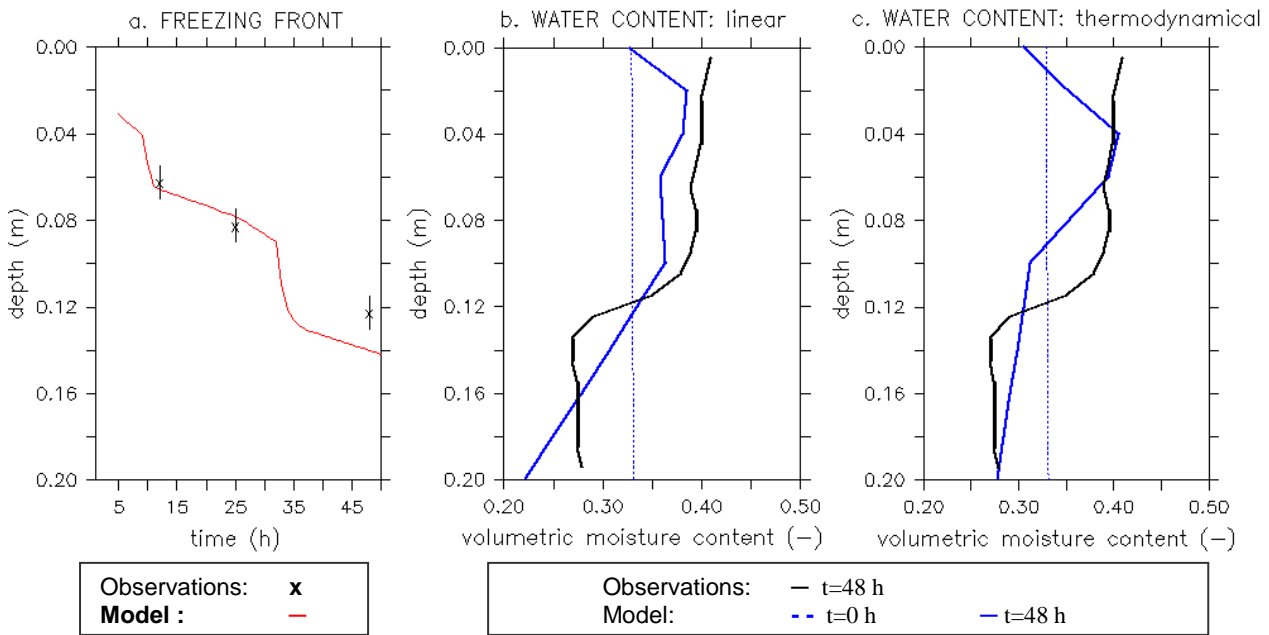


Figure 2.5. Comparison between observed and modeled freezing front progressions and cryosuctions. a. Modeled freezing front progression (red) and experimental data (points) with their error bars. The freezing front progression modeled with the linear and the thermodynamical freezing do not differ. b., c. Total (frozen + unfrozen) soil moisture profiles as modeled by the linear (b.) and thermodynamical (c.) parameterizations at the beginning and end of the Mizoguchi experiment (blue, $t=0$ h and $t=48$ h), and as observed at the end of the Mizoguchi experiment (black, data at $t=48$ h).

Figure 2.5. compares the results of our soil freezing scheme to the experimental data in terms of freezing front progression (**Figure 2.5.a.**) and vertical soil moisture distribution (**Figure 2.5.b.** and **c.**). Both the linear and the thermodynamical freezing were tested. A control simulation without the freezing scheme was also performed (not shown), which lead to a very slight (0.04/20 cm) vertical soil moisture gradient after 48 h of simulation as a result of hydro-gravitational equilibrium.

The modeled and observed progressions of the freezing front (**Figure 2.5.a.**) agree well with an error less than 6 % at the 3 time-steps where data are available. This confirms the performance of the thermal scheme. We underline that due to parameterization choices, the freezing front progression modeled with the linear and the thermodynamical freezing do not differ, so that only one model output is plotted on **Figure 2.5.a.** The limitations implied by this choice are discussed at the end of this section.

Both the thermodynamical and the linear freezing simulate cryosuction with an amplitude similar to the experimentally observed process (**Figure 2.5.b.** and **c.**). However, the profiles somehow differ, linear freezing allowing cryosuction to develop deeper within the soil. This can be explained by a less drastic reduction of the liquid water content in the linear freezing when temperature drops below the freezing point (**Figure 2.1.b.** and **c.**). On the opposite, cryosuction as modeled by the thermodynamical freezing involves greater liquid soil moisture gradients, which results in water movements of stronger magnitude. These simulations alone do not allow to discriminate the performance of one parameterization over the other.

To our knowledge, validations of the soil freezing hydrology of land surface models against cryosuction data are very scarce (e.g. to some extent Koren et al., 1999). The vertical water redistribution resulting from this process impacts the soil thermal properties and thus the frozen soil thermal dynamics, but the parameterization choices we made do not allow to represent this effect, as the soil moisture used by the thermal scheme remains constant at subfreezing temperature to make energy budget calculations easier. It is also the reason why both soil freezing parameterizations model the same freezing front progression on **Figure 2.5.a**. Furthermore, the freezing-induced vertical water redistribution is not expected to have strong implications after soil thawing: in most regions subject to freezing, the uppermost soil experiences saturated conditions in spring as a consequence of snowmelt and/or precipitations infiltration, an effect which is also readily represented by models. This may explain the lack of specific validation attempts of land surface hydrological schemes against cryosuction data. Such a validation however appeared to us meaningful to ascertain the model physical realism.

2.4. Validation against field data at different scales

2.4.1. Validation at the plot-scale at Valdaï

In this section, we use the continuous 18 yrs of atmospheric forcing and hydrological data of the Valdaï water balance research station (57.6°N, 33.1°E) compiled by Fedorov (1977), Vinnikov et al. (1996) and Schlosser et al. (1997) to evaluate the performance of ORCHIDEE in a region subject to strong seasonal freezing but not underlain by permafrost. These data were extensively used in the PILPS 2d intercomparison project (Schlosser et al., 2000), which provides interesting information about biases in the data and performance of other land surface models. The long-term hydrological measurements are related to the Usadievskiy experimental catchment, whose 0.36 km² areal extent is covered with a grassland meadow. The atmospheric forcing data originate from a grassland plot near the catchment; they were initially sampled at 3-h intervals but we used their 30-min interpolation compiled within the frame of PILPS 2d. Incoming longwave radiation was calculated based on the Idso (1981) algorithm. The observed soil parameters for the catchment are extensively described in Schlosser et al. (1997 and 2000). Accordingly, our simulations were performed with a medium soil of rather high hydraulic conductivity (1728 mm d⁻¹) and water holding capacity (401 mm m⁻³). The extended vertical discretization was used for the thermal module.

Figure 2.6. compares the mean annual cycles of soil temperature, runoff and soil moisture data over the 18 years, with ORCHIDEE simulations in three different configurations: without the soil freezing model (NOFREEZE), and with the soil freezing model using the linear parameterization (FREEZE, linear) or the thermodynamical parameterization (FREEZE, thermodynamical).

The new soil freezing model improves the representation of those three variables. The representation of phase change partially corrects the cold bias of ORCHIDEE in winter and totally offsets its warm bias in summer. The choice between a thermodynamical or a linear parameterization of the liquid moisture content does not impact the modeled soil temperature at 20 cm. As each parameterization leads to a slightly different modeled water content for the 20 first cm of the soil, this result means that the induced soil thermal conductivity and latent energy differences are of minor thermal impact. The remaining winter cold bias possibly originates from (i) the underestimation of the snow cover depth in some winters, as assessed from comparisons to in-situ observations (not shown), (ii) a misevaluation of the thermal parameters of the soil, and/or (iii) the use of a constant, uniform and rather high (0.2 W m⁻¹ K⁻¹) snow conductivity.

Summer evaporation (and latent heat exchange over the whole year) is marginally impacted by the introduction of soil freezing. The summer soil cooling modeled in the FREEZE-simulations thus originates from a carry-over effect of latent heat consumption during spring thaw in late April. This summer cooling affects the ground below the surface but does not impact the surface temperature itself, which responds to the atmospheric forcing (temperature, radiation).

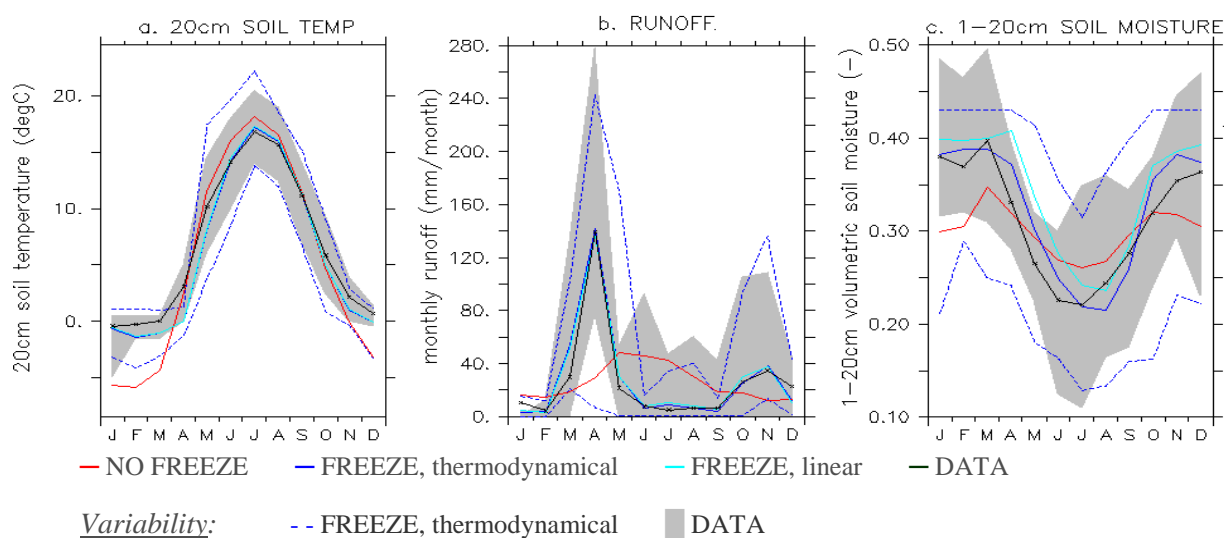


Figure 2.6. Annual cycles of monthly mean 20 cm soil temperature (a.), monthly mean runoff (b.) and monthly mean 1-20 cm soil moisture (c.) simulated by ORCHIDEE with (FREEZE) and without (NOFREEZE) the freezing scheme, and compared to available data (DATA) over 1966-1983. The grey and the dashed blue envelopes respectively represent the annual variability in the data and in the FREEZE, thermodynamical simulation.

The timing and amplitude of the runoff spring peak are greatly improved by the soil freezing scheme: in the FREEZE-simulations, the reduced hydraulic conductivity of the frozen soil impedes melt water infiltration, and overland flow is generated when the snow melts in April. When the soil freezing module is not used (NOFREEZE), the spring melt water infiltrates into the soil, leading to a soil recharge visible in the 20 first centimeters of the soil (on **Figure 2.6.c.**). A spring soil recharge of weaker magnitude is recorded in the data, which are averaged from multiple soundings across the catchment (**Figure 2.6.c.**, DATA). It probably results from macro-scale infiltration pathways still active at subfreezing temperatures and from heterogeneous soil freezing conditions at the scale of the catchment, driven by topography and land cover factors. The soil freezing scheme with linear parameterization is able to reproduce a weak spring soil recharge while the thermodynamical parameterization leads to no recharge at all. In the linear parameterization the reduction of hydraulic conductivity as a function of subfreezing temperature is less drastic and part of the melt water can infiltrate when the temperature is close to the freezing point. Considering infiltration, the linear parameterization therefore appears more suited for an integrated description of catchment-scale processes and heterogeneity. However, the spring soil recharge modeled by this parameterization still occurs one month later than in data, which is in agreement with the delayed spring soil warming illustrated in **Figure 2.6.a.** Both FREEZE-parameterizations also capture the autumn runoff peak very well. This peak occurs as a response of a saturated and/or frozen soil to autumn precipitations.

The soil freezing scheme improves the ability of the model to represent the annual amplitude of soil moisture variations. The uppermost soil depletion in water over summer is more marked when the soil freezing module is used, because the late thawing of the deeper, quite wet soil layers in June enhances their hydraulic conductivity and thus the drainage towards the deeper soil. When freezing is not accounted for the in-depth soil water profile is closer to hydrodynamic equilibrium and drier at this time of the year, therefore such effects do not occur.

In late autumn (mid-November, December), the magnitude of the observed uppermost soil moisture increase is reproduced when the soil freezing model is used, as a cumulated response to autumn precipitation and first freezing events generating cryosuction. The modeled maximum summer depletion in water occurs in August, one month later than in the observed records. This is correlated to a model bias in evapotranspiration, whose summer maximum also displays a one-month lag from the observations (not shown). On average, the soil is wetter than in the observations when the linear parameterization is used. However, this difference is not large ($< 2.5\%$ of the average moisture content) and may be due to site-specific characteristics. The reproduction of this phenomenon at other cold-region sites should be verified before we could use it to establish a firm conclusion on the better performance of the thermodynamical parameterization over the linear one.

For soil temperature, runoff and soil moisture, the soil freezing module produces an interannual variability of similar amplitude to the data. The modeled winter soil temperature minima are underestimated due to years where the modeled snow cover is underestimated. The modeled spring runoff minima are also lower than data minima due to years when the timing of the runoff spring peak is not captured accurately by the model. The modeled soil moisture variability is greater in spring and autumn than in data: intricate key hydrological processes occur at these times of the year (freezing, thawing, soil subsurface saturation due to precipitation or snow melt). They exhibit a high spatial heterogeneity and are difficult to capture with a land surface model. Statistics of the modeled and observed interannual variability of soil temperature, moisture and runoff can be found in **Table 2.4**. Only the statistics of the thermodynamical parameterization are shown since the linear parameterization leads to comparable results. The modeled interannual variability is improved by the use of the soil freezing module in terms of amplitudes and temporal correlation, except for the soil moisture. However, this last parameter exhibits a rather low interannual variability.

As a conclusion of the Valdai plot-scale model evaluation, the soil freezing scheme noticeably improves the modeled soil thermal and hydrological dynamics at the annual and decadal time-scales. The linear and the thermodynamical parameterizations lead to similar results, with a slightly better representation of spatially integrated infiltration processes in the linear parameterization. We insist that strong conclusions on the soil freezing parameterization can not be drawn from the investigation of one single site, especially regarding hydrology and in link with the high spatial variability of soil hydraulic parameters. Furthermore, the Valdai site may be to some extent representative of regions undergoing seasonal freezing. However, it is not located in a permafrost region and therefore limits the extent of our validation to non-permafrost processes. Further comparisons of model outputs to a full suite of soil temperature and moisture data at cold region and permafrost sites (e.g. described in Westermann et al., 2009; Langer et al., 2011) are required and planned.

2.4.2. Validation across northern Eurasia against soil temperature, active layer and river discharge measurements

We chose to evaluate the new soil freezing model against soil temperature, active layer thickness and river discharge data at the continental scale. Three reasons govern the choice of these variables: (i) they are likely to carry the signature of soil freezing processes; (ii) long-term records exist for them at high latitudes, with an acceptable spatial sampling or spatial representativeness (see later in this section); (iii) they are of crucial interest for climate modeling, especially in the prospect of future climate projections. As explained in Section 1, the decomposition of organic matter strongly depends on soil temperature. In high latitude soils, it majorly occurs in summer within the active layer, which therefore acts as a key control variable of the high northern latitude carbon balance, with implications for future climate projections (Zimov et al., 2006). Frozen soil processes lead to noticeable changes in soil moisture regime (see section 2.4.1) but in-situ soil moisture observations are very scarce, especially in remote high latitude areas. Furthermore the spatial representativeness of such measurements is limited (Georgakakos and Baumer, 1996). Conversely, river discharge has been monitored for a long time, especially in the former USSR. This data carries information on the partition between infiltration and runoff, but is spatially integrated at the basin-scale. It nevertheless constitutes a crucial climate variable which models should try to represent accurately, since both the amount and timing of freshwater inflow to the ocean systems are important to ocean circulation, salinity and sea ice dynamics (e.g. Peterson et al., 2002).

Our study area is northern Eurasia, ranging from 30 °E to 180 °E in longitudes, 45 °N to 80 °N in latitudes. Simulations are performed over this area at a 1° x 1° resolution using the meteorological forcing by Sheffield et al. (2006) for the period 1984-2000, with a 10-year model spinup forced by the 1983 climatology. Soil temperatures are initialized with the mean local ERA (reanalyses) air temperature over the period 1960-1990. This ensures an initial thermal state as close as possible to present day steady-state conditions and minimizes spinup time requirements for the thermal module. The model is run in three different configurations: without the new soil freezing module (NOFREEZE), with the soil freezing module and the linear parameterization (FREEZE, linear) or the thermodynamical parameterization (FREEZE, thermodynamical). The spatially explicit soil parameters are described in section 2.1. As the linear and thermodynamical parameterizations do not lead to differences in the modeled thermal regime at the plot-scale (see section 2.4.1) comparisons involving the thermal regime of the soils are only carried out with the thermodynamical parameterization.

Soil temperatures

The comparison of soil temperatures simulated by the model with and without the new soil freezing scheme (**Figure 2.7.**) highlights the specific signature of the latent heat effects associated with soil freezing. The spring cooling due to latent heat consumption as the soil thaws is visible nearly all over Siberia; the soil thawing occurs later (summer) in the areas with the deepest snow cover (North Western Siberia) as solar radiation energy is first consumed by snow melt. This negative temperature anomaly carries over into the summer. Its magnitude seems less pronounced over the North-Eastern coast of Siberia because ‘summer’ encompasses the month of September where the freezing back of the soil has already occurred in these regions. The soil freezing back is responsible for the autumn warming which first affects the coolest, North-Eastern areas (summer and autumn) and then progresses in the South-Western direction along the thermal gradient (winter).

20 cm soil temperature difference in K, FREEZE-NOFREEZE (1984-2000)

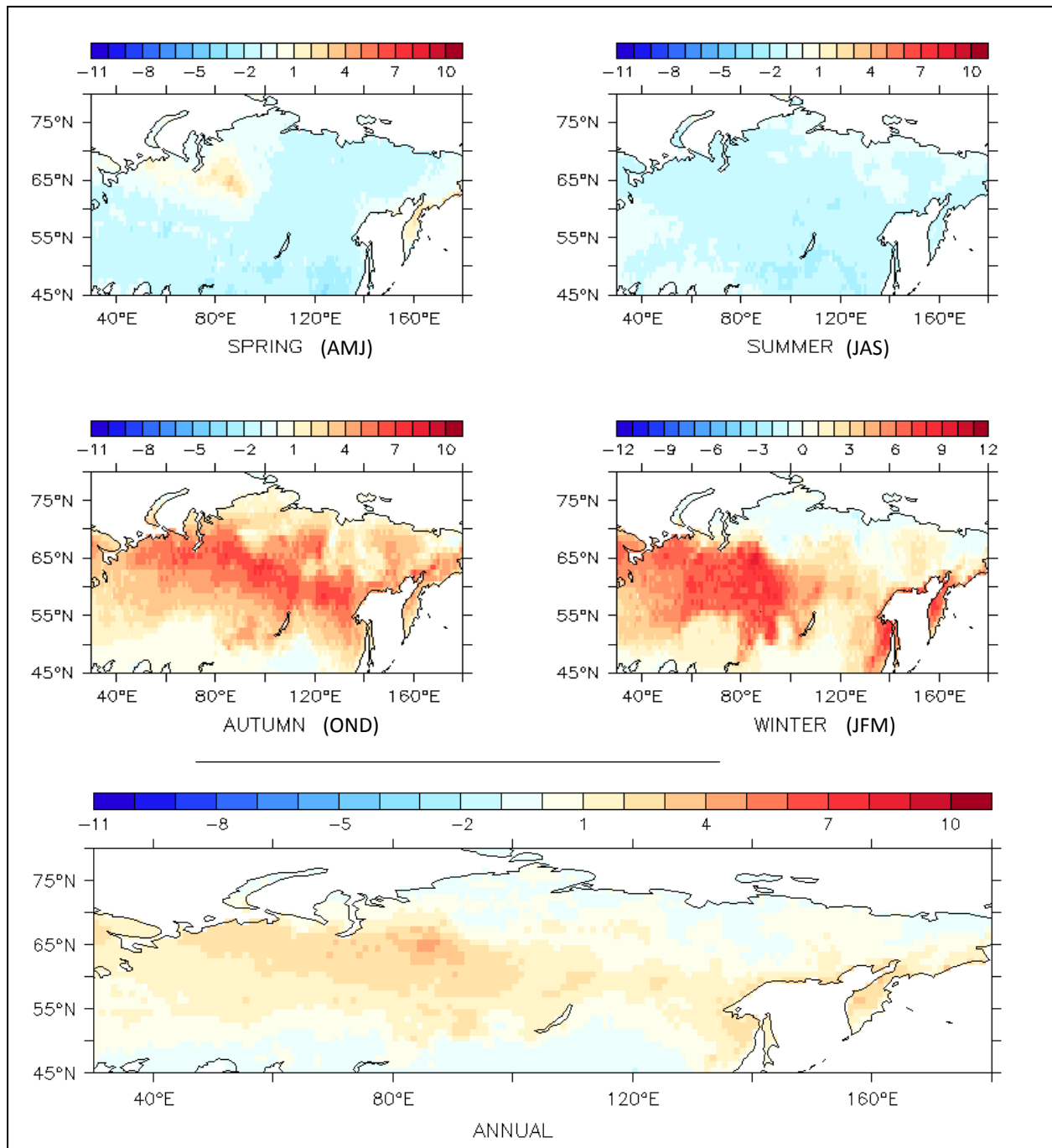


Figure 2.7. 20 cm soil temperature difference between the model with and without the new soil freezing scheme. Top: seasonal averages over the (1984-2000) period. For each season, the averaged months are mentioned by their initial in brackets. Bottom: annual average over the (1984-2000) period.

In the coldest, North-Eastern regions the winter soil thermal anomaly inverses due to an opposing mechanism: as ice is thermally more conductive than water (see section 2.2.), frozen soils are more conductive than unfrozen ones. In regions with shallow snow cover and mean annual ground temperatures well below the freezing point, at the extent of North-Eastern Siberia, the latter effect dominates over the year and leads to a negative annual temperature anomaly upon the introduction of soil freezing. The same phenomenon is observed in regions with very shallow winter snow cover (Gobi desert for instance), where the poor winter thermal insulation helps the cold wave penetrate faster and deeper within the frozen soil. Over regions with milder winter temperatures or thicker snow cover, the warming of winter soil temperature induced by latent heat effects dominates over the year and leads to increased mean annual ground temperatures. Due to the impact of soil freezing on the soil thermal conductivity (and probably also to hydrological feedbacks), soil freezing hence induces an annual thermal effect although the latent heat involved in freezing and thawing balance each other over the year.

In-depth soil temperature is monitored at high northern latitudes as part of the Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM, Brown et al., 2003) and the Thermal State of the Permafrost (TSP, IPA-SCIDC, 2010). The first dataset consists in measurements of the active layer thickness at CALM stations. The second dataset entails mean annual ground temperatures measured at different depths at the TSP stations. In addition, the Historical Russian Soil Temperature records (HRST, Zhang et al., 2001) provide a historical perspective on the thermal state of the study area.

We compared the soil temperatures simulated by ORCHIDEE with and without the soil freezing scheme to HRST records at stations spread over our study area (**Figure 2.8.**, top). More precisely, we compared the mean monthly modeled soil temperatures averaged over the decade 1984-1994, to the available data averaged over the same period of time. In the representation of our results, we discriminated the sites where the snow is properly modeled, from those where it is either underestimated or overestimated. The insulative properties of snow and their crucial impact on the soil thermal regime (e.g. Zhang et al., 2005) have indeed long been highlighted by literature, percolating towards the climate (e.g. Luo et al., 2003; Essery et al., 2009) and permafrost (e.g. Kudryavtsev et al., 1974; Zhang et al., 2001) modeling communities. Here, the assessment of snow underestimation, overestimation or correct simulation is based on the comparison of the modeled monthly snow depths averaged over 1984-1994, to the climatological snow depth dataset by Foster and Davy (1988).

Generally, the model exhibits a strong cold bias which is reduced but not eliminated by the use of the new soil freezing scheme. We therefore suspect that part of the bias originates from other causes, possibly (i) the misrepresentation of snow (all-year effect) and (ii) the non representation of organic matter (winter effect). These effects will be later discussed in this section.

The model bias is notably reduced by the new soil freezing scheme in autumn, winter and spring. The latent heat released by the freezing of the soil water in autumn warms the soil. This warming can endure over winter and spring, especially if the snow cover, which is a good insulator, is thick. In summer, the soil freezing scheme slightly enhances the cold bias of the model: latent heat consumed by the late thawing of the soils induces a cooling, and the strong model bias in summer proceeds from another mechanism than the representation of soil freezing.

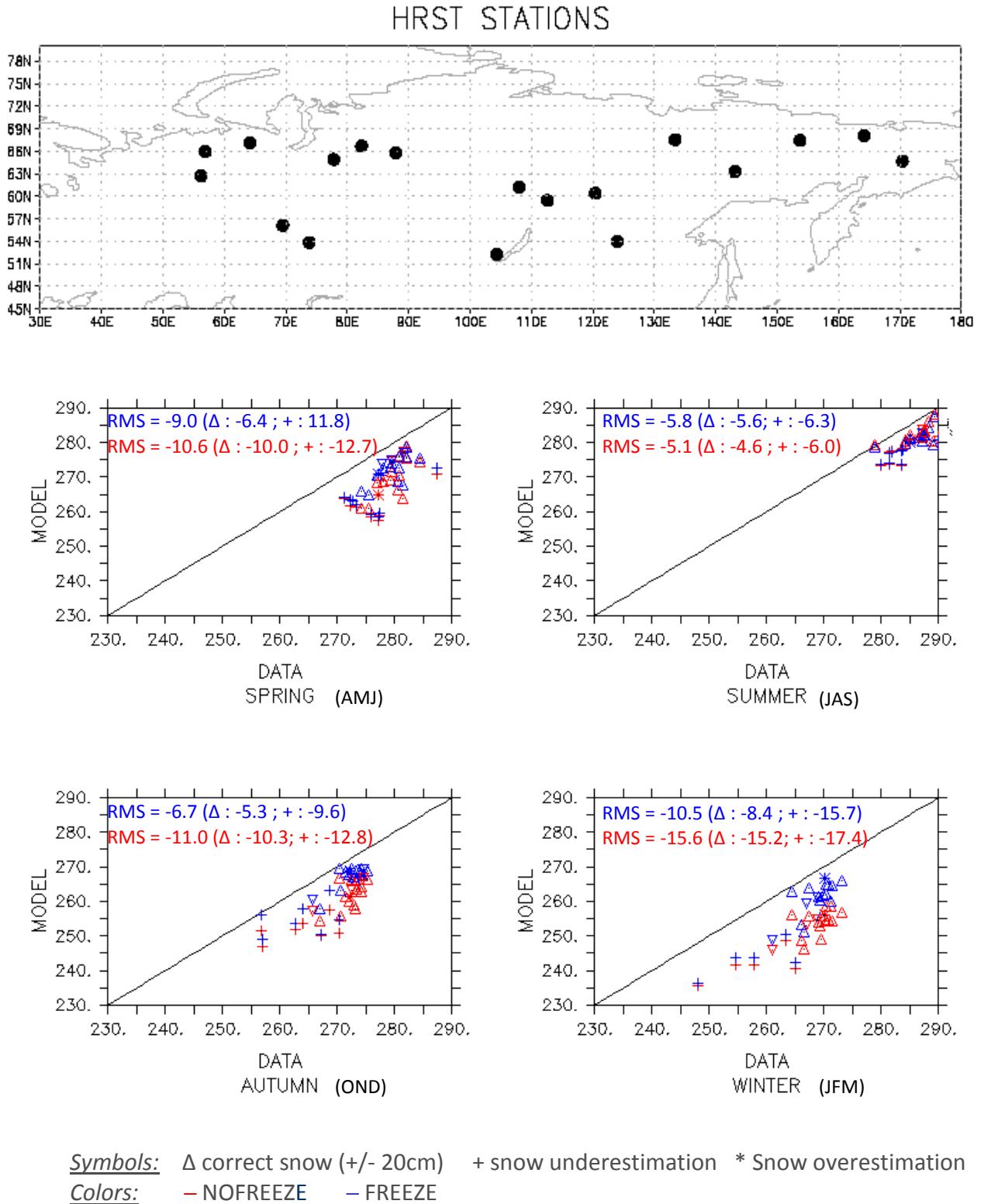


Figure 2.8. Top: HRST stations locations. Bottom: comparison between observed (x-axis) and modeled (y-axis) soil temperatures at depths from 0 to 20 cm at the HRST stations, averaged over the decade 1984-1994. Colors refer to the model with and without the soil new soil freezing scheme; symbols discriminate between the sites where the snow depth is either properly represented by the model within a \pm 20 cm range (correct snow), or underestimated by the model (snow underestimation) or overestimated by the model (snow overestimation) when compared to the climatological dataset by Foster and Davy (1988).

The discrimination between the different levels of accuracy of the representation of snow in the model (correct, underestimated or overestimated) helps pointing out the role of snow in the thermal regime of the soil in autumn, winter and spring, marginally in summer (**Figure 2.8.**): in winter, the model-to-data RMS is reduced by 5.1 K at the sites with correct snow; it is reduced only by 1.7 K at the sites where snow is underestimated. A similar difference in RMS is observed in spring, summer and autumn, though with a reduced amplitude. At those poorly insulated sites the freezing-induced warming of the soil does not endure over winter as the uppermost soil is strongly influenced by surface temperatures and its thermal conductivity is enhanced (thermal conductivity of ice is higher than of liquid water). The prominent role of snow in the winter soil thermal regime is confirmed by a forced-snow experiment carried out at Yakutsk, Russia with the new soil freezing model. A 10-yr (1984-1994) simulation is performed using the default snow of the model. In a second simulation, the model is forced by the climatological snow depth extracted from the Foster and Davy (1988) dataset at the Yakutsk coordinates. Modeled vs climatological snow depths exhibit major divergence at Yakutsk (10 cm vs 40 cm averaged over the winters of the simulation period). **Figure 2.9.** illustrates the changes in the soil thermal regime induced by the use of the climatological snow and compares the modeled soil temperatures to HRST records available during the simulation period. When the climatological snow insulates the soil, the cold bias is strongly reduced at all depths in winter and summer. Although this forced snow experiment is not free of uncertainties (because the forced-snow simulation does not use monthly snow observations over the simulation period but a monthly climatological snow), it still suggests that the poor representation of the Eurasian snow cover could be a major cause of the cold bias affecting the modeled soil temperatures. This was already hinted by other modeling groups (Nicolsky et al., 2007; Dankers et al., 2011). The use of a constant and uniform, relatively high thermal conductivity for snow ($0.2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) is another possible contributor of this bias: a high thermal snow conductivity may be adapted for a dense tundra snowpack, but the thermal conductivity of taiga snow is known to be far weaker, with typical values of $0.06 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (Sturm and Johnsson 1992). An overestimation of the snow thermal conductivity may explain the increase in the model cold bias from autumn to winter, both with and without the freezing scheme (**Figure 2.8.**).

Finally, recent studies report winter soil temperature increases up to 5°C in boreal regions upon the introduction of an organic horizon into a land surface model (Koven et al., 2009; Rinke et al., 2008; Lawrence and Slater 2008). Organic matter is known for its insulative properties and its specific hydraulic characteristics; it is as well a dominant feature of the Arctic ecosystems (Beringer et al., 2001). Its omission in ORCHIDEE may be a supplementary reason for the model winter cold bias. However, the above mentioned studies also report significant summer cooling when organic matter is introduced, which would further degrade our model performance in summer.

Regarding this analysis, we emphasize that the comparison of model gridded outputs to point measurements, as performed here at stations of the HRST network, is of limited relevance due to the extreme spatial variability of soil temperature within a model's grid cell, especially in areas with complex topography (e.g. Leung and Ghan, 1998). As an illustration, the mean annual ground temperature recorded at 2 TSP stations located ~ 15 km apart from each other on the Yamal peninsula differed from 3K at 1.5 m depth for the year 2008; these two boreholes are located on the same grid cell of the model.

Modelled vs observed soil temperature at Iakutsk (RU) over 1984-1994

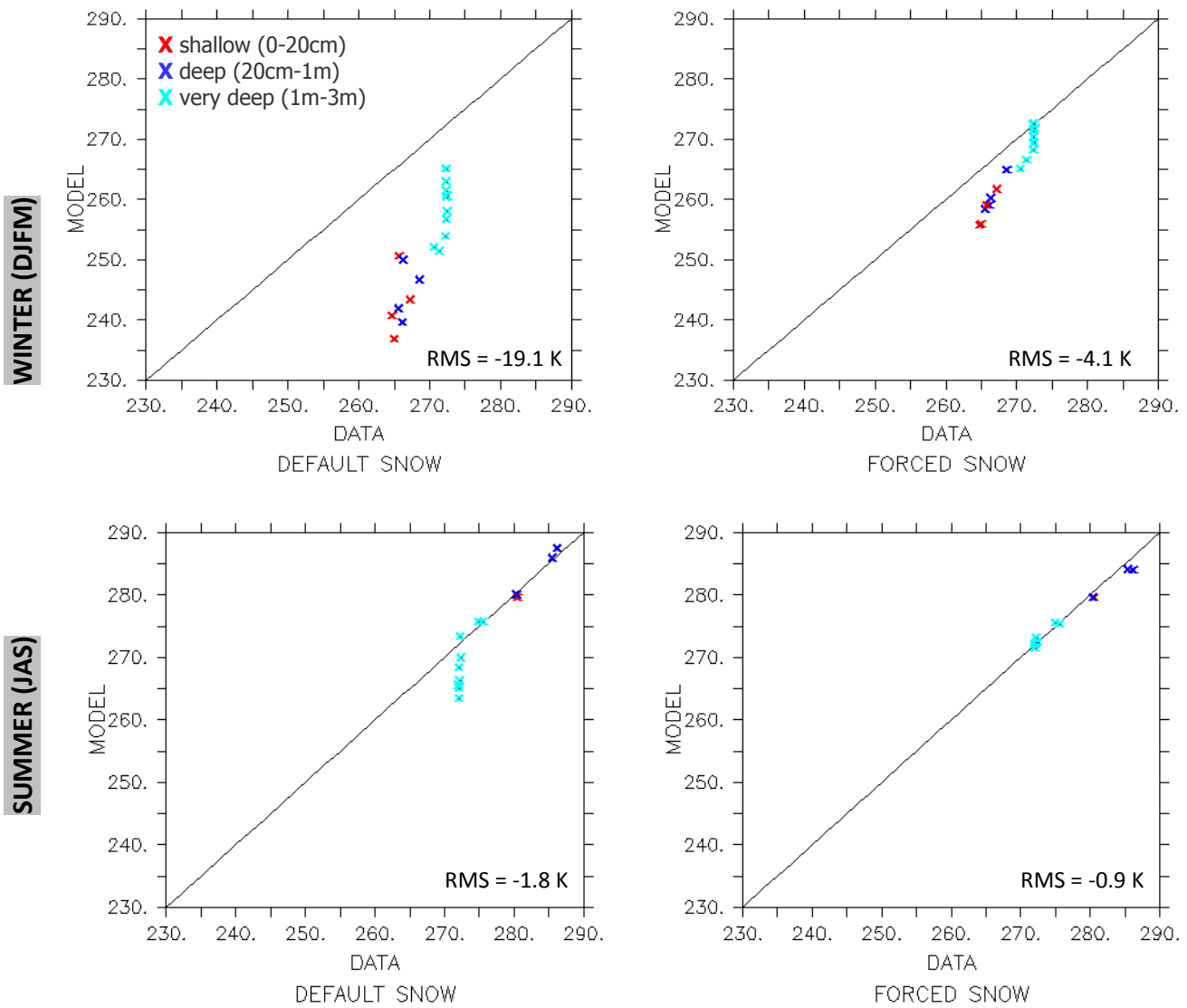


Figure 2.9. Comparison between modeled and observed soil temperatures (in K) at different depths (shallow, deep, very deep) at Iakutsk in an experiment with the default model snow depth (left) and in a forced-snow experiment (right), where the modeled snow is artificially forced by climatological snow.

Active layer thickness

Including freezing processes in ORCHIDEE produces an extra-cooling at high northern latitudes, north of 65°N (**Figure 2.7.**). This decreases the modeled active layer thickness over Eurasia, yielding a better agreement with CALM in-situ observations, especially in Eastern Siberia and over the Yamal peninsula (**Figure 2.10.**): model-to-data RMS for active layer thickness is reduced from 1.9 m to 0.5 m upon the use of the soil freezing scheme. Our modeled active layer thickness is still overestimated when compared to data, and it is likely that the representation of organic matter in the model would further reduce this model bias, as described previously and in recent studies (e.g. Nickolsky et al., 2007). Further developments are therefore needed to validate the magnitude of the contribution of soil freezing to the reduction of the model bias in the representation of the active layer.

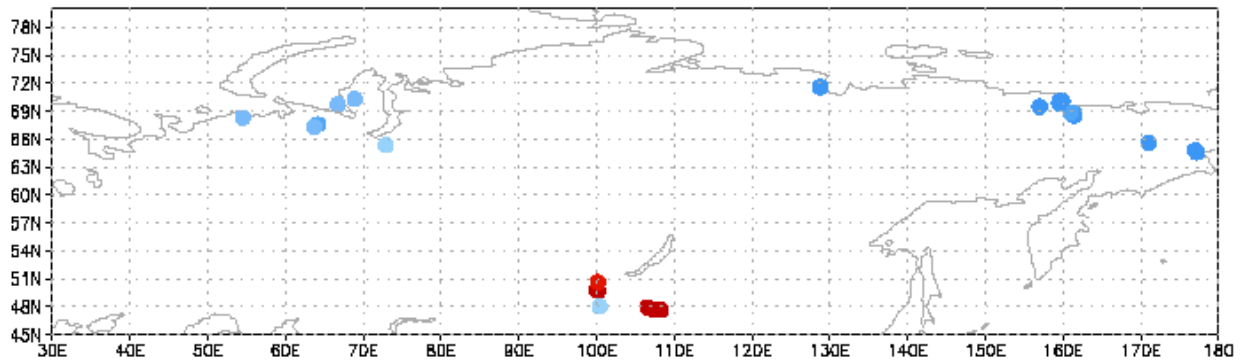
The freezing processes degrade the performance of ORCHIDEE at most Mongolian sites except in the Altai range. The high spatial variability of the active layer in this region, illustrated in **Figure 2.10.**, should be kept in mind when evaluating the model performance; as well as the uncertainties inherent to the comparison of 1° x 1° model output to point-scale observation reflecting very local climatological and soil conditions.

River runoff

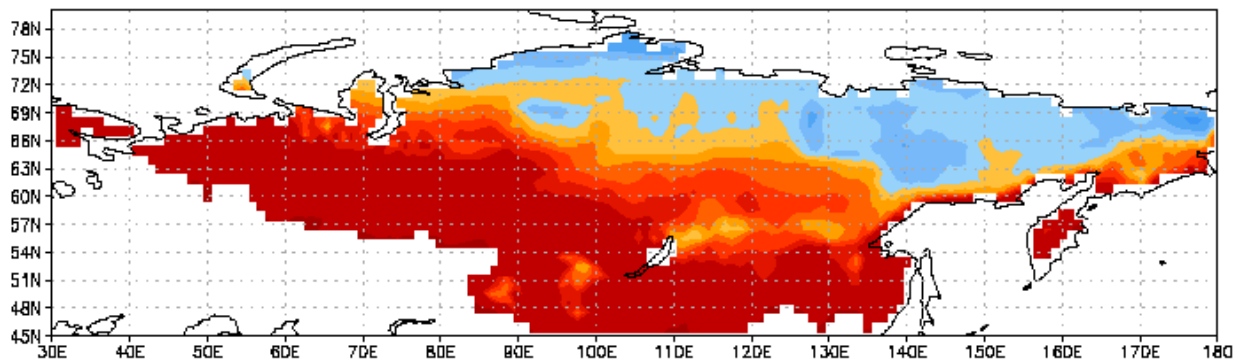
Soil freezing exhibits a very specific hydrographical signature in regions at least partially underlain by permafrost: in those regions, river discharge is characterized by a very low winter baseflow and a spring peak originating in meltwater which does not infiltrate into weakly permeable, frozen soils. The ability of the new soil freezing model to represent this specific dynamics is evaluated by comparisons between modeled and observed hydrographs at the outflow of the three main Siberian rivers Ob, Ienissei and Lena (**Figure 2.11.**). The data originates from the Arctic river discharge database R-ArcticNET (Lammers et al., 2001); comparisons are carried out over the 1984-1994 decade, when data is available.

On the three main Siberian basins, the soil freezing processes similarly impact the modeled hydrographs: the reduction of spring water infiltration within the soil leads to a spring peak of runoff concomitant with the timing of snowmelt. The routing of this overland flow towards the mouth of the rivers, performed by the ORCHIDEE routing module, leads to a spring discharge peak whose timing and magnitude are in agreement with the observed discharge peaks at the outflow of the Lena and the Ienissei. On the opposite, meltwater infiltrates within the soil when the physics of soil freezing is not accounted for, and no spring runoff peak is modeled. Drainage occurs at the bottom of the soil, and this subsurface flow sustains the modeled spring discharge peak at the outflow of the rivers (see the dashed lines represented for the Lena basin only in the upper part of **Figure 2.11.**). The slower speed of the water flow through subsurface aquifers is responsible for the delay between the spring discharge peaks simulated without and with the soil freezing module, which is also a delay when compared to the observed discharge peaks. We here underline that a spring discharge peak driven by overland flow, as simulated by the soil freezing module, is more reasonable than a drainage-induced spring discharge peak in regions which are partially underlain by permafrost and subject to seasonal freezing. The soil freezing module still does not capture the timing of the spring peak discharge of the Ob river: the vast floodplains of the Ob basin (Ringeval et al., 2010) act as a water reservoir delaying overland flow in its route towards the outflow of the river. These floodplains are not represented in the soil freezing module and may explain the anticipation of the spring discharge peak modeled at the outflow of the Ob.

ALT at CALM stations, 2000



ALT NOFREEZE, 2000 (model/data RMS=1.9m)



ALT FREEZE, 2000 (model/data RMS=0.5m)

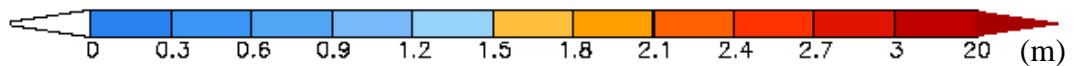
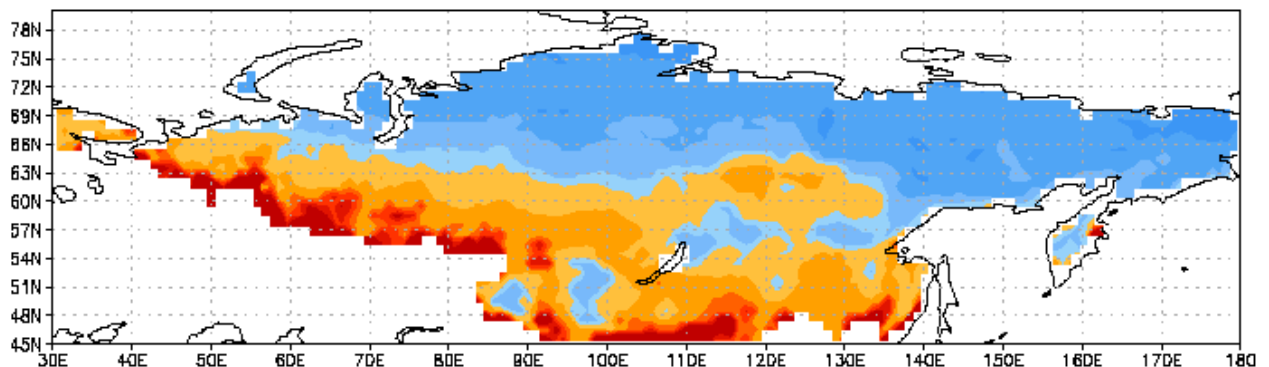


Figure 2.10. Active layer thickness (ALT) for the year 2000 as observed at CALM stations (top); as modeled without the soil freezing scheme (center); and as modeled with the soil freezing scheme (bottom).

Other possible causes for this wrong timing might be (i) an anticipated timing of the snowmelt over the Ob basin, which is the most temperate region of the study area; and (ii) the water routing scheme, which was not specifically calibrated for Arctic rivers and does not include ice-jam processes. This last reason is however less relevant, as only the Ob discharge timing is miscaptured.

The ability of the soil freezing module to capture the magnitude of the spring discharge peak also varies with the basins and the use of the linear or thermodynamical parameterization. For each river, the linear parameterization leads to a lower spring discharge, because the freezing induced infiltration impedance is less severe in this parameterization and part of the meltwater can infiltrate within the soil and be available for either evapotranspiration or subsurface drainage. For the Ob river, both parameterizations of the soil freezing yield a consequent overestimation of the spring discharge magnitude. This bias is probably partly related to the non-representation of floodplains, which in reality foster large evaporation rates and reduce the amount of annual water discharge at the mouth of the river. Floodplains water can also infiltrate the soil later in the year and feed some bottom drainage which sustains the river baseflow, a variable underestimated by our soil freezing model for all basins.

-----The following is an addition to the initial manuscript -----

To test this hypothesis, we activated the floodplains module of ORCHIDEE, which was developed by Vivant (2003) and d’Orgeval (2006). A description of this module is provided in Appendix A of the manuscript. The maximum extent covered by floodplains is established on the basis of the GLWD (Global Lakes and Wetland Database) from Lehner and Döll (2004), where ‘reservoirs’, ‘brackish/saline wetlands’ and ‘floodplain’ classes are aggregated into floodplains (**Figure 2.12.**, bottom).

We carried out the simulations described at the beginning of section 2.4 with the freezing module, thermodynamical parameterization, and the floodplains module (**Figure 2.12.**, top). For the Ob river, where floodplains are a dominant feature, an improvement is seen in the simulation of winter baseflow as well as regarding the seasonality of the spring discharge peak. However, the discharge volumes are still overestimated by the model, and enhanced evaporation induced by floodplains only reduces this overestimation by 4 mm/m²/yr. This may be due to inaccuracies in the floodplains module, whereby the full extent of possible floodplains is far from being used, and possibly to overestimated precipitations over the Ob basin in the forcing data.

The performances of the soil freezing module are marginally degraded for the Ienissei and the Lena basins, except for the winter baseflow which is slightly enhanced in December, in accordance with observations.

----- End of the addition to the initial manuscript -----

For the Lena and Ienissei rivers, the linear parameterization underestimates the magnitude of the spring discharge peak when compared to observations. For the three rivers, the discharge modeled by the linear parameterization also exhibits an unrealistic autumn peak, which originates from bottom drainage at the time of the year where the summer heat wave reaches the bottom of the soil column (2 m) and partly melts the water there, locally increasing the hydraulic conductivity of the soil. This feature is less visible for the Lena basin which is overall colder than the Ienissei and Ob regions so that soil bottom melting does not occur in autumn; it is also less pronounced with the thermodynamical parameterization for all three basins, because warming closer to the freezing point is required to melt part of the water in this formulation.

The inability of the soil freezing model to capture the winter baseflow of the main Siberian rivers highlights one of its possible weaknesses. When the soil freezing module is used, autumn rain or melt water hardly infiltrates into the already partially frozen soil, and overland flow is produced. In reality, the soil temperatures and thus frozen or unfrozen states exhibit a high spatial variability at the model grid-cell scale (e.g. Leung and Ghan, 1998), and at this scale, part of the water can infiltrate, though with reduced efficiency (e.g. Cherkauer and Lettenmeier, 2003; Niu and Yang, 2006). Taking this subgrid variability into account is likely to sustain a winter, drainage-induced discharge, as simulated when the soil freezing module is not used. The Lena river discharge modeled by the soil freezing module is less affected by this bias: more than 78 % of the Lena basin is underlain by permafrost (Serreze et al., 2002), compared to respectively 36 % and 4 % for the Ienissei and the Ob basins. Accounting for a subgrid variability in the frozen status of the soil is less crucial in the Lena basin since the soil is homogeneously frozen most of the year.

Overall, the new soil freezing model better represents the processes governing the annual dynamics of Siberian rivers. It yields a good agreement between modeled discharge and in-situ data. The thermodynamical parameterization appears more suited for large scale applications. A subgrid variability approach and the representation of floodplains are diagnosed as necessary to capture the annual cycle of the Arctic river discharges with more accuracy.

2.5. Conclusion and outlook

A new soil freezing scheme was implemented in the land-surface model ORCHIDEE. It embeds frozen soil processes in a vertically detailed representation of hydrology and the carbon cycle, a crucial feature for carbon-cycle modeling and future climate projections.

The thermal and hydrological behaviors of the new soil freezing scheme are validated at different scales. The scheme thoroughly improves the representation of the soil thermal dynamics and hydrology at the small and intermediate scales in regions subject to freezing. Over Northern Eurasia, the comparison of present day simulation results to observational data helped identifying the improvements induced by the representation of soil freezing and the key processes still missed: The soil freezing scheme only partially corrects a winter cold bias in soil temperature, which is partly attributed to an inaccurate representation of snow and the non-representation of organic matter. The representation of the active layer dynamics is more reasonable, yet accounting for organic matter in the model could lead us to reconsider this analysis. The specific features of the Siberian rivers hydrological regime are captured with an increased accuracy by the new soil freezing scheme. However, the representation of floodplains and the use of a subgrid variability approach appear necessary, especially in regions undergoing seasonal freezing. As a summary, our work highlights the need for development efforts in several directions:

- representation of snow (thermal properties and ablation processes)
- representation of organic matter (thermal and hydrological effects)
- representation of floodplains
- representation of a subgrid variability in infiltration

These points are currently the focus new developments in ORCHIDEE.

Hydrological dynamics of the three main Siberian basins (1984-1994)

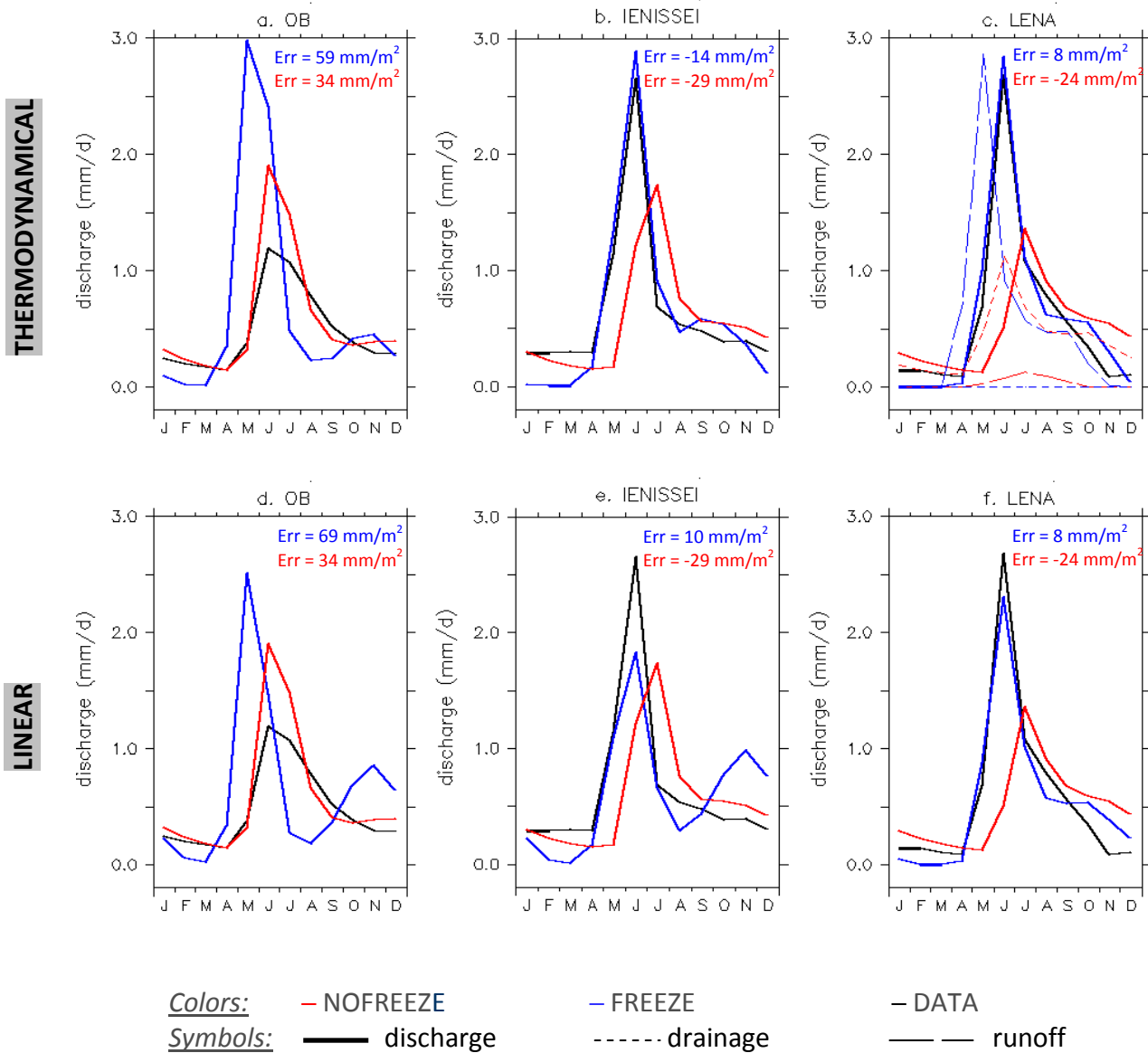
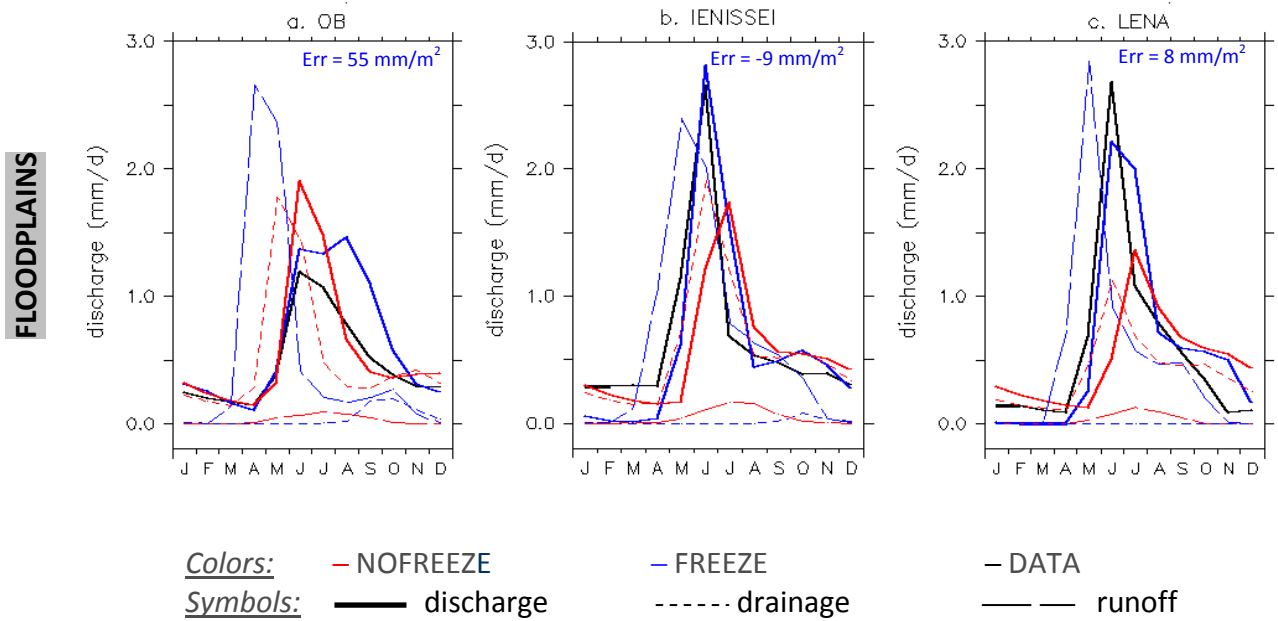


Figure 2.11. Mean annual hydrological dynamics of the three main Siberian basins, as simulated with (FREEZE) and without (NOFREEZE) the new soil freezing scheme for the decade 1984-1994, and river discharges from the R-ArcticNET database (DATA). In the upper part the soil freezing scheme uses the thermodynamical parameterization; in the lower part the linear parameterization is used. Plain curves represent the hydrographs at the mouth of the rivers; thin dotted lines and large dotted lines represent drainage at the bottom of the soil column and surface runoff, respectively (only shown for the Lena basin in the upper part of the figure). “Err” refers to the mean model error in the cumulated annual discharge over the basins.

Hydrological dynamics of the three main Siberian basins (1984-1994)



Floodplains map over the study area

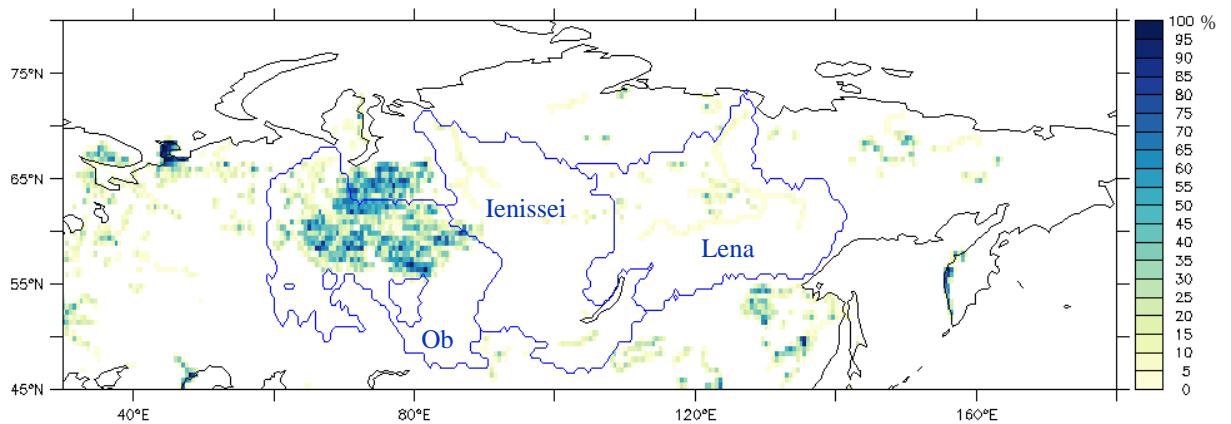


Figure 2.12. Top: Same as **Figure 2.11.** for the thermodynamical parameterization complemented by the activation of the floodplains module. Bottom: Floodplains map used in ORCHIDEE for the study area. Shown is the maximum pixel fraction which can be covered by floodplains, while the three main basins Ob, Ienissei and Lena are contoured in blue.

Chapitre 3

Incertitudes de la modélisation

3.1. Introduction : quelles incertitudes, quelles méthodes

La modélisation des surfaces continentales est une représentation par essence imparfaite de la réalité. Ces imperfections résultent de la méconnaissance (i) des processus en jeu ; (ii) des paramètres dont ils dépendent ; (iii) de leurs conditions aux limites (e.g. : forçage atmosphérique) ; et (iv) de l'impossibilité numérique de leur représentation dans leur complexité spatio-temporelle (nécessité d'approximations à certaines échelles de temps et d'espace).

Dans ce chapitre, les incertitudes de la modélisation des hautes latitudes dans ORCHIDEE sont envisagées dans deux dimensions :

- d'abord, une étude ciblée sur un site de permafrost arctique pour lequel un forçage climatique est construit sur la base d'observations locales d'excellente qualité nous permet d'estimer la qualité de notre modélisation affranchie en grande partie des erreurs induites par le forçage atmosphérique.
- ensuite, l'ensemble des implications climatiques associées à l'incertitude sur un paramètre est illustré à travers **une étude de sensibilité portant sur la conductivité thermique de la neige**.

3.2. Evaluation des incertitudes de la modélisation sur un site de permafrost au Svalbard

3.2.1. Introduction

Le **Chapitre 2** a présenté une étude détaillée du comportement du nouveau schéma de gel sur le site de Valdaï, sous forte influence du régime nival et du gel saisonnier : cette analyse a révélé les apports de la représentation du gel dans le sol pour la modélisation des régimes hydrologique et thermique des sols dans ces conditions climatiques spécifiques.

Cependant, les données disponibles à Valdaï ne permettent pas une validation exhaustive de notre modèle de gel :

- (i) une part du forçage climatique disponible à Valdaï provient d'observations sur site mais certaines variables (rayonnements courtes et grandes longueurs d'onde incidents) résultent de modélisations indépendantes, sujettes à incertitudes.
- (ii) le site Valdaï est sous forte influence du gel et du régime nival mais hors zone de pergélisols. Or, la présence de pergélisols a un impact hydrologique fort. Leur extension spatiale à l'échelle globale justifie un effort de validation supplémentaire ciblé.
- (iii) Les données collectées à Valdaï concernent principalement le régime hydrologique et, plus marginalement, le régime thermique des sols. En revanche,

les composantes du bilan d'énergie de surface n'ont pas été observées. Ces éléments sont d'une importance majeure dans le diagnostic des performances et biais d'un modèle de surface, notamment aux hautes latitudes où certains phénomènes comme la neige y sont extrêmement sensibles et affectent en retour le bilan d'énergie de surface.

Les jeux de données climatologiques suffisamment complets et suivis sur des périodes suffisamment longues pour évaluer la modélisation annuelle du bilan d'énergie de surface sont extrêmement rares en régions de pergélisols, principalement pour des raisons logistiques. Or, l'utilisation conjointe d'un **forçage atmosphérique issu d'observations locales, et de données locales d'évaluation du modèle**, offre un cadre idéal pour l'évaluation des performances d'un modèle : elle permet de s'affranchir au mieux des erreurs liées à la variabilité spatiale des variables de forçage atmosphérique, qu'un forçage type réanalyses représente à l'échelle d'une maille de modèle (e.g. 50 km x 50 km) et non pas localement. Une fois mises en cohérence les échelles spatiales des données de validation et de forçage, des biais structurels du modèle peuvent être décelés, et sa sensibilité à certains paramètres localement observés peut être testée dans des conditions réalistes.

Ce type de validations « sur-site » n'est pas représentatif des performances de la modélisation à l'échelle d'une maille de modèle ou à l'échelle globale, où le modèle doit fournir une réponse moyenne à un forçage moyen, intégrant tous deux une part de variabilité spatiale. Mais il constitue une étape d'évaluation préliminaire et indispensable.

Dans cette section, nous mettons à profit un jeu de données fait de mesures indépendantes des différentes composantes du bilan d'énergie de surface, de variables météorologiques et d'observations du régime thermique des sols, collectées sur ou à proximité de la station de Bayelva (Svalbard, Norvège, 78.92°N, 11.83°E, **Figure 3.1.**) sur une année ou plus. Ce jeu de données est unique par sa richesse, sa qualité et la période couverte (Roth and Boike, 2001 ; Westermann, 2009).

Dans un premier temps, ces données sont utilisées afin de créer un forçage atmosphérique local représentatif de la station de Bayelva. Puis, ce forçage est utilisé pour des simulations réalisées avec ORCHIDEE. **La comparaison des résultats de modélisation aux composantes observées du bilan d'énergie et aux observations disponibles relatives à la neige et au régime thermique des sols est l'occasion d'un diagnostic approfondi des différentes incertitudes de la modélisation.**

Dans ce travail, mon implication n'a été que partielle : j'ai procédé au traitement des données brutes (conversion de format, adaptation de la grille temporelle) mais le forçage atmosphérique a été créé par Christian Moehler, en stage de Master 1 co-encadré par Gerhard Krinner et moi-même. J'ai réalisé les simulations et identifié les ajustements nécessaires, notamment la calibration de l'albédo de surface sur la base des données de Bayelva ; la comparaison des sorties de simulations aux données présentée dans cette section est en grande partie le fruit du travail de C. Moehler ; j'ai apporté quelques compléments à ses diagnostics.

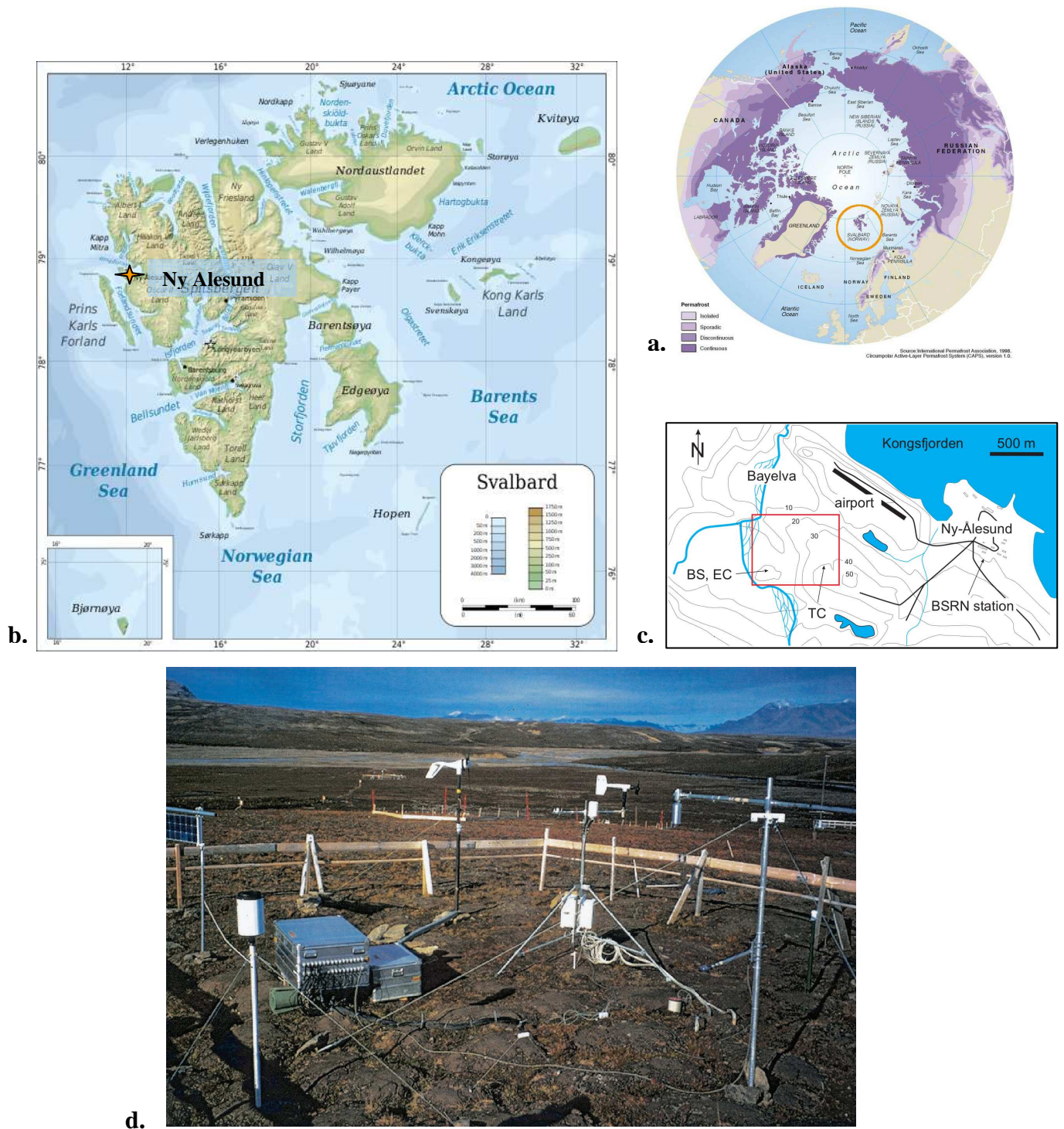


Figure 3.1. Localisation de l'archipel des Svalbards sur la carte des pergélisols à l'échelle globale fournie par l'IPA (a.) ; de Ny Alesund (village le plus proche de la station de Bayelva) sur l'île du Spitzberg (b.) ; de la station climatique de Bayelva (BS, dont le site est présenté en d.), du système de mesures de flux par eddy-covariance (EC) et des mesures de température des sols effectuées (TC). La station BSRN fournit des données météorologiques pour Ny-Alesund, une autre station météorologique opérée par l'Institut Norvégien de Météorologie (NMI) est située à proximité. Sources: IPA, Wikipedia, Roth and Boike (2001), Westermann et al. (2011).

3.2.2. Théorie, modèle et données observationnelles

Bilan d'énergie de surface

Le bilan d'énergie de surface régit la température de surface et les flux turbulents et radiatifs qu'elle émet :

$$\varepsilon LW \downarrow + (1 - \alpha) SW \downarrow = Q_h + Q_e + \varepsilon \sigma T_{surf}^4 + Q_g (+Q_{melt}) \quad (3.1)$$

- Où
- LW↓ : radiations grandes longueurs d'onde incidentes (positives vers le sol)
 - SW↓ : radiations courtes longueurs d'onde incidentes (positives vers le sol)
 - Q_h : flux de chaleur sensible (positif vers l'atmosphère)
 - Q_e : flux de chaleur latente (positif vers l'atmosphère)
 - T_{surf} : température de surface
 - Q_g : flux conductif de chaleur entre la surface et le sol (positif de la surface vers le sol profond). En présence de neige, il s'agit du flux conductif de la surface vers la neige.
 - Q_{melt} : énergie de chaleur latente consommée par la fusion ou dégagée par le gel de neige ou d'eau de surface (positive lors de la fonte)
 - α : albédo de surface
 - ε : émissivité de surface dans les grandes longueurs d'onde.
 - σ : constante de Stefan-Boltzmann (σ = 5.6704 10⁻⁸ W m⁻² K⁻⁴)

Dans le membre de gauche de l'équation (3.1) figurent les radiations nettes absorbées par la surface terrestre, considérées comme positives lorsqu'elles sont dirigées vers la surface. Elles sont réparties en deux gammes de longueurs d'ondes qui concentrent la plus grande partie de l'énergie radiative reçue par la surface terrestre en provenance de deux sources : soleil et environnement terrestre (surface, atmosphère). Le rayonnement courtes longueurs d'ondes SW↓ provient du rayonnement thermique du soleil (proche d'un corps noir à 5 900 K), modulé par la transmittance de l'atmosphère. Ce rayonnement s'étale sur la gamme du visible (où sa puissance est la plus forte) et du proche infrarouge, i.e. de 0.3 à ~2.8 μm. Une fraction α de ce rayonnement est directement réfléchi par la surface : (1-α) représente donc l'absorptivité (et l'émissivité par loi de Kirchhoff) de la surface dans la gamme des courtes longueurs d'ondes. Le rayonnement grandes longueurs d'ondes LW↓ (ou infrarouge thermique) provient du rayonnement thermique de la terre et de l'atmosphère : dans la gamme de 5 à 50 μm, sa puissance est comparable à celle des courtes longueurs d'onde perçues sur terre. La fraction du rayonnement grandes longueurs d'ondes qui est absorbée par la surface terrestre est aussi déterminée par son absorptivité ou émissivité : dans la gamme des grandes longueurs d'ondes, elle est proche de 1.0 pour la plupart des couverts terrestres (0.99 pour de la neige ; 0.96 pour de la prairie sèche) ; elle est fixée à 1.0 dans ORCHIDEE.

Dans le membre de droite de l'équation (3.1) figurent les flux turbulents, conductifs et radiatifs au départ de la surface terrestre (considérés positivement lorsqu'ils quittent la surface).

Les **flux turbulents** correspondent à des transferts de chaleur par convection, i.e. déplacement d'air, entre le sol et l'atmosphère. Cette convection peut être naturelle (générée par une différence de température ou densité de l'air entre la surface et les couches atmosphériques supérieures) ou forcée par du vent. On distingue la chaleur *sensible*, dont l'échange induit un changement local de température, de la chaleur *latente*, dont l'échange

correspond à un changement de phase et une redistribution de l'eau de surface ou de l'atmosphère, qui consomme (évaporation, sublimation) ou libère (condensation) de l'énergie à température constante. Ces flux sont respectivement proportionnels aux gradients de température et d'humidité entre la surface et l'atmosphère ; cette dépendance est modulée par un coefficient traduisant la turbulence de l'air de surface, qui intègre la vitesse du vent, la stabilité de l'atmosphère et la rugosité de surface. Pour le flux d'évaporation, une résistance du sol à l'évaporation peut limiter le flux de chaleur latente lorsque la teneur en eau du sol superficiel est insuffisante. La sublimation sera abordée plus en détail au **Chapitre 5**.

Les **flux conductifs** traduisent un échange de chaleur par transmission de contact, sans déplacement de matière. Entre l'atmosphère et le sol, les flux conductifs sont négligeables par rapport aux autres éléments du bilan de surface. En revanche, les processus conductifs dominent entre la surface et la profondeur du sol, ou, lorsque le sol est recouvert de neige, entre la surface et la profondeur du manteau neigeux. C'est ce que traduit le flux conductif Q_g , seul flux conductif de l'équation (3.1).

La surface terrestre émet enfin vers l'atmosphère un **rayonnement thermique** $LW\uparrow$ dépendant de sa température et de son émissivité, selon la loi de Stefan-Boltzmann :

$$LW\uparrow = \varepsilon \sigma T_{surf}^4 \quad (3.2)$$

Lorsque de la neige ou une couche de glace superficielle recouvre le sol, une part de l'énergie disponible à la surface est consommée par la fonte des cristaux de glace de surface ; inversement, de l'eau superficielle peut geler. C'est ce que traduit le terme Q_{melt} .

Pour être complet, ce bilan d'énergie de surface devrait inclure la chaleur advectée par les précipitations, dont l'importance a été montrée notamment lors d'événements de pluie-sur-neige par exemple (Westermann, 2009). Cette contribution n'est pas prise en compte dans ORCHIDEE, d'où son omission dans l'équation (3.1).

Données

La station de Bayelva (**BS** pour Bayelva Station) est opérée depuis 1998 conjointement par l'AWI Potsdam et l'Université de Heidelberg. Certaines variables climatologiques y sont donc observées depuis cette date. Cette station est située sur une colline dominant la rivière Bayelva (**Figure 3.1.d.**), dans un environnement de toundra sous-tendu par du pergélisol continu ; les pentes sont légères, les sols pauvres en matière organique, les altitudes autour de la zone d'étude sont comprises entre 10 et 40 m au dessus du niveau de la mer. Pour son travail de thèse, Sebastian Westermann, doctorant à l'AWI Potsdam de 2006 à 2009, a réalisé des mesures indépendantes des différentes composantes du bilan d'énergie de surface entre mars 2008 et mars 2009 : celles-ci ont été réalisées à BS ainsi qu'à un site de mesure de flux par eddy-covariance situé un peu en retrait des perturbations anthropogéniques de BS (**Figure 3.1.c.**) ; ce site sera désigné par **EC**. Les radiations courtes longueurs d'onde incidentes et les radiations grandes longueurs d'onde émises par la surface n'ont pu être directement observées à BS ou à EC pour des raisons techniques. Pour ces grandeurs, nous utiliserons les valeurs mesurées par une station BSRN (Baseline Surface Radiation Network) située dans le village de Ny-Alesund, à ~2 km de BS. A Ny-Alesund, une station du Norwegian Meteorological

Institute enregistre également des données d'humidité et température de l'air, qui seront aussi utilisées pour compléter les données manquantes aux autres sites, et désignées par NMI.

Le **tableau 3.1.** donne le détail des variables mesurées à BS, EC et BSRN ; le détail des instruments utilisés et de leurs caractéristiques est donné dans Westermann (2009).

Variable	Localisation	Période de disponibilité	Résolution temporelle	% de couverture sur la période
Température de l'air	BS	18/04/00 - 13/08/09	1h	76.7
	EC	13/03/08 - 14/04/09	1h	80.4
	NMI	01/01/98 - 18/12/09	6 h	98
Vitesse du vent	BS	12/03/98 - 10/08/09	1h	93.1
	EC	13/03/08 - 01/04/08	1h	77
	NMI	01/01/98 - 18/12/09	6 h	98.6
Humidité de l'air	BS	18/04/00 - 13/08/09	1h	74.9
	EC	13/03/08 - 01/04/08	1h	64.9
	NMI	01/01/98 - 18/12/09	6h	98.5
Précipitations	NMI	01/01/98 - 31/12/09	1h	100
SW↓	BS	13/09/98 - 15/08/09	1h	88.8
	BSRN	01/01/08 - 31/03/09	1h	94.9
LW↓	BSRN	01/01/08 - 31/03/09	1h	96.9
SW↑	BSRN	01/01/08 - 31/03/09	1h	
LW↑	BSRN	01/01/08 - 31/03/09	1h	
	BS	01/03/08 - 31/03/09		
Hauteur de neige	BS	01/01/99 - 31/03/09	1j	
Q _e	EC	01/03/08 - 31/03/09	1h	
Q _h	EC	01/03/08 - 31/03/09	1h	
Q _g	EC	01/03/08 - 31/03/09	1h	
Températures dans le sol	BS	01/01/98 – 31/03/09	variable	

Tableau 3.1. Détail des variables climatologiques mesurées aux sites BS, EC et BSRN, et utilisées dans cette étude. Sont distinguées les variables utilisées pour la création d'un forçage atmosphérique représentatif des conditions de BS (en bleu), des variables auxquelles les sorties de modèle sont comparées (en rouge). Source : adaptation et complément de Moehler (2012).

Quelques données complémentaires sont disponibles à BS, résultant d'observations et de modélisation :

- les albédos de la neige sont évalués sur la base d'observations à 0.8 en hiver et 0.65 en période de fonte, l'albédo du sol sans neige à 0.15.
- les longueurs de rugosité représentatives des conditions de BS ont été estimées à 10^{-4} m sur couvert neigeux et 10^{-3} m en période estivale par des approches de modélisation indépendantes (Westermann, 2009).

- des mesures à BS permettent d'inférer des capacité thermique, conductivité thermique et densité de la neige de respectivement $0.75 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$, $0.45 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ et 370 kg m^{-3} , mais elles ne reflètent aucune variabilité spatiale ni temporelle.
- Diverses études (Roth and Boike 2001, Westermann 2009) conduisent à encadrer la conductivité thermique des sols à BS entre les valeurs suivantes :
 - conductivité thermique du sol non gelé : entre 1.3 et $1.4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$
 - conductivité thermique du sol gelé : entre 1.8 et $2.8 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$

Enfin, seule l'incertitude sur les flux radiatifs mesurés est quantifiée, elle est inférieure à 10 W m^{-2} ; les flux conductifs sont entachés d'une forte incertitude en période de fonte et de gel des sols.

Modèle

- Forçage atmosphérique

Un forçage atmosphérique représentant les conditions du site BC a été élaboré par C. Moehler pour la période janvier 1998 - décembre 2009, au pas de temps horaire. Il exploite prioritairement les variables de forçage atmosphériques observées (**Tableau 3.1.**, lignes bleues) et repose sur les principes suivants :

- Les données collectées au plus proche de BS sont utilisées de façon prioritaire, en tenant compte de leur résolution et de leur qualité. Ainsi, les données manquantes de BS (résolution : 1h), sont complétées prioritairement par les données de EC (distance ~ 100m, résolution 1h), puis de BSRN (distance ~2 km, résolution 1h), et enfin de NMI (distance ~2 km, résolution 6h).
- En dernier recours, le forçage WATCH (Weedon et al., 2011 ; **Chapitre 1**), à 3h de résolution, et complet sur l'ensemble de la période janvier 1998 - décembre 2009, est utilisé : pour la température de l'air T et la pression atmosphérique P , qui dépendent fortement de l'altitude h , les régressions linéaires $P=f(h)$ et $T=f(h)$ sont effectuées entre les 8 points du forçage les plus proches de BS, et la pression à BS est déterminée par l'altitude de BS, prise en moyenne à 25 m au dessus du niveau des mers ; une correction additionnelle est faite pour la pression suite à l'identification d'un biais systématique du forçage WATCH par rapport aux mesures NMI. Pour les autres variables du forçage atmosphériques, le point le plus proche de BS est utilisé suite à l'identification d'une très faible variabilité entre les points les plus proches de BS.
- L'interpolation des données manquantes à BS dépend de la longueur des périodes sans données et tient compte des facteurs suivants : respect des cycles journaliers, correction de biais, correction d'élévation.
- Un seuil de température à 1.62°C a été choisi pour déterminer la phase des précipitations (pluie ou neige) non-spécifiée dans les données NMI, en accord avec les observations locales (Foreland and Hansen-Bauer, 2003).

Pour plus de détail sur l'élaboration du forçage nous renvoyons le lecteur à la lecture de Moehler (2012). Le forçage est supposé offrir une meilleure représentation des conditions climatiques de BS entre mars 2008 et mars 2009, où davantage d'observations étaient disponibles à BS.

- Calibration du modèle

Dans sa version originale, ORCHIDEE propose une représentation simple de l'albédo de la neige : à mesure que celle-ci vieillit, il décroît depuis une valeur initiale α_{\max} vers une valeur finale α_{\min} avec une constante de temps de 3 jours. Ces valeurs limites sont issues d'observations (Chalita, 1992) et diffèrent selon les biomes. Pour le sol peu végétalisé de Bayelva, ces valeurs sont : $\alpha_{\max} = 0.75$; $\alpha_{\min} = 0.5$.

Des tests rapides ont révélé l'inadéquation de ces valeurs pour la simulation de la neige à Bayelva : trop faibles, elles conduisent à sous-estimer l'albédo de surface, biaisant le bilan d'énergie de surface (Equation 3.1). La fonte de la neige est alors anticipée de plusieurs semaines. Si l'albédo de la neige n'a pas été spécifiquement mesuré à Bayelva, la mesure des rayonnements courtes longueurs d'ondes incidents et réfléchis à la station BSRN sur l'hiver 2008-2009 permet d'estimer un albédo de la surface enneigée. Nous étalonnons alors les valeurs α_{\min} et α_{\max} afin de reproduire l'albédo observé : cette calibration aboutit à la sélection des valeurs $\alpha_{\max} = 0.82$; $\alpha_{\min} = 0.72$, qui seront utilisées pour l'ensemble des simulations présentées ici.

La calibration d'albédo de la neige est la seule effectuée ici, en raison de son importance déterminante pour le bilan d'énergie de surface et par incidence le régime thermique des sols sur un site de hautes latitudes. Ses limites et leurs implications seront discutées ultérieurement.

3.2.3. Résultats & discussion

Représentation de la neige

La capacité d'un modèle de surface à représenter la neige dans ses extensions spatio-temporelles est un critère d'évaluation important : par son albédo élevé, la neige limite l'absorption du rayonnement solaire et joue un rôle prépondérant dans le bilan d'énergie de surface. Par ses propriétés isolantes, la neige protège le sol du froid. Enfin, la disparition de la neige engendre aussi le début de la saison végétative et la reprise de la photosynthèse par les plantes.

La calibration de l'albédo permet de reproduire avec une précision de quelques jours la date de disparition de la couverture neigeuse à Bayelva pour l'hiver 2008-2009, où l'accord entre le modèle et les observations est le plus souhaitable, puisque la plus grande part du forçage atmosphérique y est directement issue d'observations (**Figure 3.2.c.**). Pour autant, l'épaisseur modélisée du manteau neigeux n'est pas systématiquement en accord avec les observations (**Figure 3.2.b.**). Ces différences peuvent procéder de plusieurs origines :

- (i) **L'utilisation d'une densité constante de 330 kg m^{-3} sur toute l'épaisseur du manteau neigeux.** C'est via cette densité que l'épaisseur de neige est diagnostiquée à partir de l'équivalent en eau du manteau neigeux simulé par ORCHIDEE. Elle est proche mais inférieure à la valeur indicative de 370 kg m^{-3} mentionnée par Westermann (2009), laquelle n'inclut aucun aspect de variabilité spatio-temporelle et dont l'utilisation conduirait à une sous-estimation encore accrue de l'épaisseur de neige modélisée.

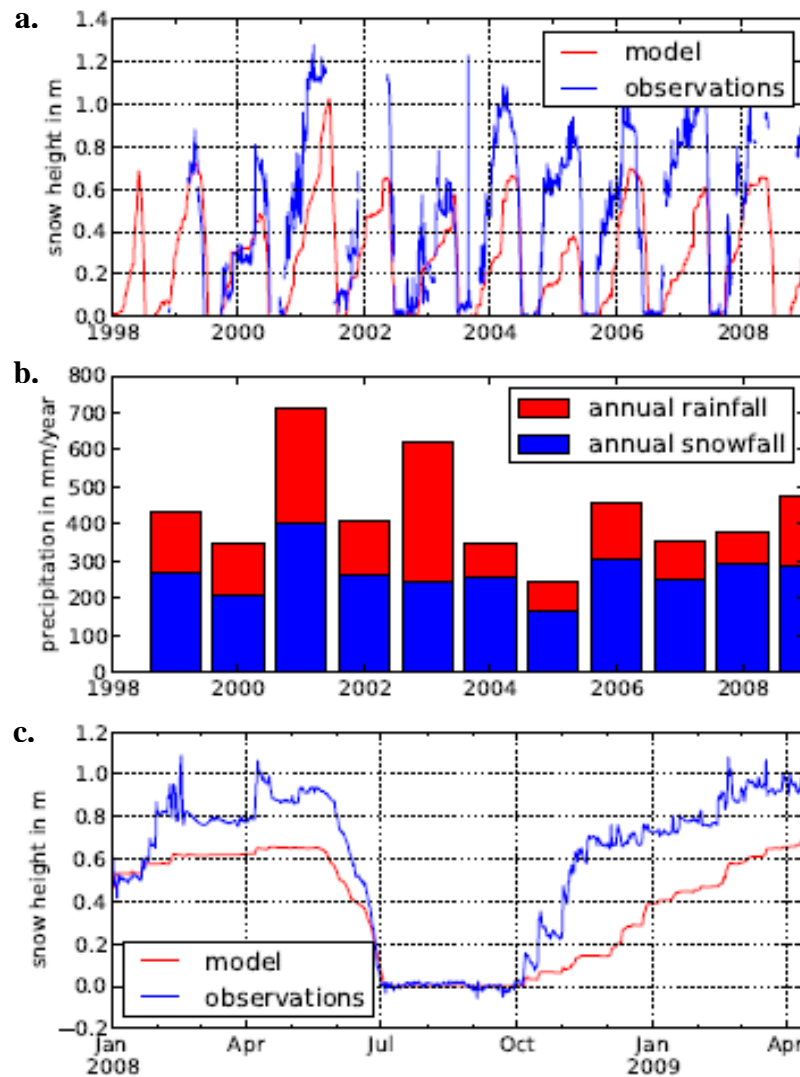


Figure 3.2. Comparaison des hauteurs de neige observées et simulées (a, c), et cumul annuel de précipitations neigeuses et liquides sur la période janvier 1998 - décembre 2009 (b). Source : Moehler, 2012.

L'évolution de la densité du manteau neigeux sous l'action du vent ou du métamorphisme thermique n'est pas représentée dans le modèle. Si 330 kg m^{-3} constitue une valeur de densité réaliste pour une neige de toundra, elle surestime la densité de la neige fraîchement tombée, or les épisodes neigeux sont fréquents à Bayelva : la prise en compte de ces différences conduirait probablement à simuler une hauteur de neige plus importante, en meilleur accord avec les observations.

- (ii) **Une sublimation excessive calculée par le modèle** : à Bayelva, près de 25 % des précipitations neigeuses annuelles sont sublimées. Pour l'hiver 2007-2008, cette sublimation correspond à une hauteur de neige de 20 cm et pourrait ainsi expliquer une grande partie du déficit de hauteur de neige de nos simulations. Nous reviendrons sur la sublimation dans le modèle ORCHIDEE au **Chapitre 5**.
- (iii) **Un forçage atmosphérique qui ne rend probablement pas compte de la réalité des précipitations neigeuses**. Selon les données de précipitation utilisées comme forçage atmosphérique, les années 2003 et 2004 accommodent quasiment la même quantité de précipitations neigeuses ; or, si le modèle représente des hauteurs de neige similaires pour ces deux années, les observations indiquent des hauteurs très différentes. Ces différences peuvent s'expliquer par des erreurs de mesure de la précipitation neigeuse et des processus non pris en compte dans la modélisation, le **transport et la redistribution de neige par le vent** et la **neige soufflée** par exemple.

- (iv) Enfin, les données observationnelles ont été collectées à BS et ne reflètent pas la forte variabilité spatiale dans l'immédiate proximité (< 100 m) de la station. Pour l'hiver 2008-2009, où cette variabilité spatiale a été étudiée (Westermann, 2009), les données de BS indiquent une épaisseur de neige de 90 cm avant la période de fonte ; la prise en compte de la variabilité spatiale locale conduit Westermann (2009) à estimer à 60 cm l'épaisseur de neige représentative du site BS.

Bilan d'énergie de surface

Le bilan d'énergie de surface détermine la température de surface et donc influe le régime thermique des sols, dont l'importance et les enjeux de la modélisation aux hautes latitudes ont été soulignés au **Chapitre 1**. Westermann (2009) a réalisé de mars 2008 à mars 2009 des mesures indépendantes des différentes composantes du bilan d'énergie sur le site de BS ou dans sa proximité (cf. **Tableau 3.1.**), offrant la possibilité de comparer les résultats de modélisation à des données de terrain sur cette période.

Composantes du bilan d'énergie	Nuit polaire		Hiver post-nuit polaire		Fin de l'hiver		Fonte des neiges	
	01/10/2008 – 15/03/2009		16/03/2008 – 15/04/2008		16/04/2008 – 30/05/2008		01/06/2008 – 30/06/2008	
SW↑	0.9	<i>1.7</i>	48.0	<i>57.3</i>	132.4	<i>145.2</i>	174.8	<i>127.8</i>
LW↑	258.5	<i>263.4</i>	229.0	<i>236.4</i>	287.6	<i>283.5</i>	320.1	<i>324.3</i>
Q _h	-20.6	<i>-16.1</i>	-15.9	<i>-17.6</i>	-5.3	<i>-7.9</i>	-8.6	<i>-6.8</i>
Q _e	3.8	<i>2.6</i>	3.4	<i>0.7</i>	12.8	<i>2.4</i>	15.6	<i>11.9</i>
Q _g	-5.3	<i>-5.3</i>	-2.6	<i>-5.4</i>	1.0	<i>3.0</i>	2.8	<i>13</i>
Résidu	10.3	<i>11.7</i>	5.1	<i>7.1</i>	-3.8	<i>-4.6</i>	-21.5	<i>-27</i>

Tableau 3.2. Composantes modélisées (police normale) et observées (italique) du bilan d'énergie de surface pour les quatre séquences de la période enneigée à BS. Les notations ont été explicitées dans l'équation (3.1.) et la nature des résidus expliquée dans le corps de texte ; une trame de fond bleue indique les éléments analysés en détail dans la suite.

Le **tableau 3.2.** présente les résultats de cette comparaison : y figurent uniquement les composantes du bilan d'énergie (3.1) calculées par le modèle et non intégrées dans le forçage atmosphérique : pour les composantes intégrées dans le forçage atmosphérique (SW↓ et LW↓), l'accord entre modèle et mesures est parfait puisque les mesures ont été utilisées pour alimenter le modèle. Ces composantes ont été agrégées par Westermann (2009) par périodes correspondant, à la latitude de Bayelva, à des conditions climatiques saisonnières spécifiques : été, automne, nuit polaire, hiver post-nuit polaire, fin de l'hiver et fonte des neiges. Nous nous intéressons ici uniquement à la séquence hivernale, où les moindres performances du modèle sont observées. La dernière ligne du **tableau 3.2.** est intitulée 'résidus' et correspond à **un flux net d'énergie quittant la surface** : dans l'équation (3.1), il se calcule comme la différence entre le membre de droite de (3.1) où Q_{melt} a été omis, et le membre de gauche. Un résidu négatif indique l'existence d'un puits d'énergie à la surface : c'est le cas en période de fonte via Q_{melt} . Un résidu positif indique une source d'énergie à la

surface, par exemple lié au gel d'une couche superficielle d'eau liquide. En cohérence, des résidus respectivement positifs et négatifs sont obtenus en début et fin d'hiver. Pour les valeurs mesurées, les résidus incluent aussi une part d'erreur de mesure, induite par l'indépendance des mesures des différentes composantes du bilan d'énergie. Hors période de fonte, les résidus donnent une idée de l'incertitude sur la mesure ; celle-ci est connue de façon indépendante pour les radiations et inférieure à 10 W m^{-2} . Pour les valeurs modélisées, les résidus correspondent essentiellement à des termes de fonte et regel surfaciques.

SW↑ et albédo de la neige

Les différences entre SW↑ observées et modélisées traduisent des différences d'albédo de la neige : l'albédo semble être sous-estimé pendant les trois premières séquences de l'hiver et surestimé en période de fonte. Ceci indique les limites de notre calibration de l'albédo : quel qu'en soient les bornes supérieures et inférieures, la paramétrisation de l'albédo dans ORCHIDEE ne permet pas de reproduire exactement l'albédo observé. Une des raisons en est la non-représentation de l'influence de l'angle d'incidence sur l'albédo de la neige : ce dernier augmente avec l'angle d'incidence (i.e. le caractère rasant du rayonnement incident, Dumont, 2011), notre albédo calibré sur les trois premières séquences de l'hiver conduit donc naturellement à sous-estimer l'albédo à la sortie de la nuit polaire. Par ailleurs, le modèle ne représente pas la réduction importante de l'albédo en période de fonte, liée à la présence d'eau dans le manteau neigeux, au métamorphisme subi par les grains de neige et à la faible épaisseur du manteau neigeux qui peut permettre la pénétration des radiations incidentes jusqu'au sol, d'albédo plus faible. Westermann (2009) infère pour la période de fonte un albédo de la neige de 0.65, que nos valeurs $\alpha_{\max} = 0.82$; $\alpha_{\min} = 0.72$ ne permettent pas de représenter. Des paramétrisations de ces effets existent dans certaines versions d'ORCHIDEE, suivant les travaux de Marshall (1994) et Wiscombe and Warren (1980), et pourraient améliorer notre représentation de l'albédo et du bilan d'énergie de surface.

LW↑ et températures de surface

Les différences entre LW↑ observées et modélisées équivalent à des différences de température de surface T_{surf} (équation 3.2). Nous comparons dans la suite les températures de surface modélisées et inférées des observations en utilisant (3.2) et $\varepsilon=1$, en accord avec l'émissivité d'ORCHIDEE : la température de surface inférée d'observation est donc légèrement sous-estimée par rapport à sa valeur réelle (où $\varepsilon < 1$).

Le modèle sous-estime la température de surface hivernale par rapport aux observations excepté à la fin de l'hiver ; cette sous-estimation est réduite en été (**Tableau 3.2.** et **Figure 3.3.a.**) ; plus généralement, ces biais sont fortement réduits entre mars 2008 et mars 2009, probablement en lien avec la qualité accrue du forçage atmosphérique sur cette période. Pendant l'hiver 2008-2009, la sous-estimation de la température de surface hivernale par le modèle est maximale au cœur de la nuit polaire, de janvier à février, où elle atteint 3°C en moyenne (contre 1°C en moyenne sur les deux premières séquences de l'hiver) ; cette sous-estimation reste inférieure à l'erreur de mesure maximale possible sur LW↑.

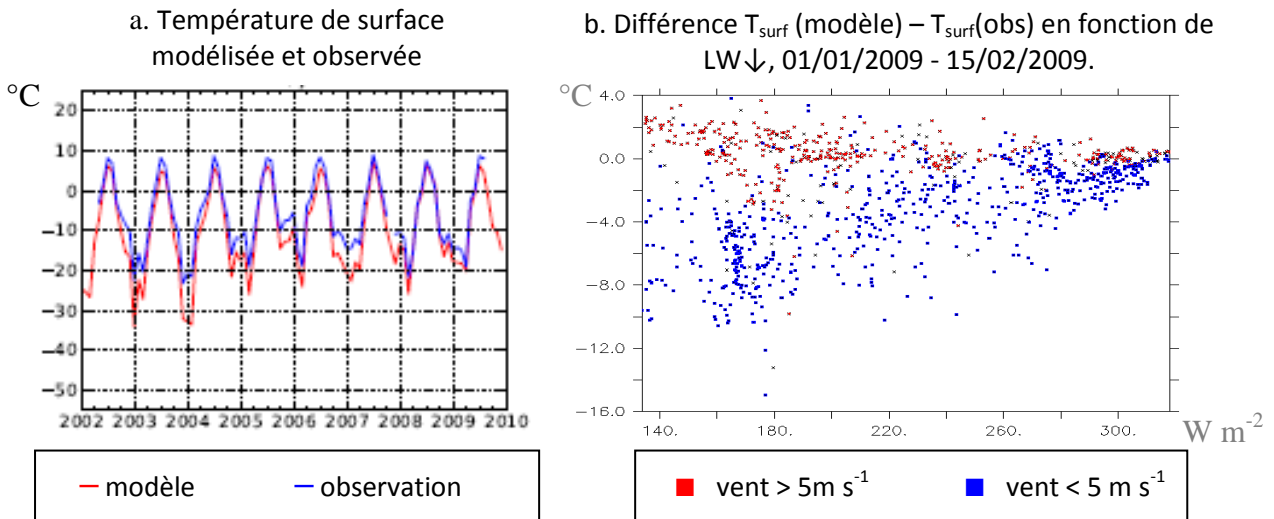


Figure 3.3. Température de surface observée et modélisée à Bayelva de 2002 à 2009 (a.) Différence entre de température de surface entre modèle et observation en fonction des radiations $LW\downarrow$ au cœur de la nuit polaire (b.). Les épisodes de vent fort (rouge) ont été distingués des épisodes de vent faible (bleu).

L'origine de cette sous-estimation est difficile à déterminer :

- (i) L'albédo de la neige semble sous-estimé pendant les deux premières séquences de l'hiver, ce qui va dans le sens d'une surestimation de l'apport d'énergie à la surface et donc d'une surestimation de la température de surface.
- (ii) Une surestimation des $LW\uparrow$ mesurées ne peut être exclue, liée à la comptabilisation possible, par l'appareil de mesure, d'une part des $LW\downarrow$; l'erreur du modèle sur $LW\uparrow$ reste en moyenne inférieure à l'incertitude possible sur la mesure.
- (iii) Une analyse approfondie révèle que la sous-estimation de T_{surf} par le modèle pendant les deux premières séquences de l'hiver est **corrélée aux périodes de ciel clair et accrue lorsque le vent est faible (Figure 3.3.b.)** : l'extrême stabilité de la couche limite atmosphérique limite alors fortement les échanges sensibles entre la surface et l'atmosphère, plus chaude, rendant difficile la modélisation des flux turbulents (e.g. Zilitinkevich and Calanca, 2000). La paramétrisation du coefficient d'échanges sensibles d'ORCHIDEE dans ces conditions est probablement en cause, mais une analyse détaillée de cette paramétrisation sort du cadre de cette thèse. Un autre aspect de cette hypothèse sera envisagé au **Chapitre 5**. La comparaison des flux de chaleur sensibles simulés et observés sur la période « nuit polaire » ne permet pas de confirmer cette hypothèse, car le flux sensible simulé à destination de la surface est en moyenne surestimé sur cette période (du fait de deux erreurs que nous évoquerons au paragraphe suivant), et le fort bruit de mesure sur les épisodes de vents faible rend inexploitable les données collectées dans ces conditions.

A la fin de l'hiver, la sous-estimation de l'albédo (même calibré) par le modèle, reflétée par la différence entre $SW\uparrow$ modélisés et observés, est l'élément déterminant de la surestimation de

la température de surface du modèle, en raison de l'intensité accrue du rayonnement solaire à cette période par rapport aux deux premières séquences de l'hiver.

En période de fonte, où l'albédo du modèle est au contraire surestimé, le biais inverse est observé sur les températures de surface.

Flux sensibles, latents et conductifs

Pour ces flux, la différence entre les valeurs modélisées et observées sur les quatre périodes considérées est inférieure aux résidus de mesure à l'exception du flux de chaleur latente en fin d'hiver (**Tableau 3.2.**) : nous considérerons donc ces flux comme correctement modélisés sur cette période et l'exception mentionnée fera l'objet d'une étude approfondie au **Chapitre 5.** Seul le flux sensible a fait l'objet d'une analyse détaillée, évoquée ci-dessus, pendant la première séquence de l'hiver : elle révèle une surestimation du flux sensible sur les épisodes de vents fort et une non-représentation des flux sensibles à destination de l'atmosphère (**Figure 3.4.**), en lien avec la sous-estimation de la température de surface : ces deux erreurs combinées induisent une surestimation du flux sensible à destination du sol pendant les deux premières séquences de l'hiver (**Tableau 3.2.**).

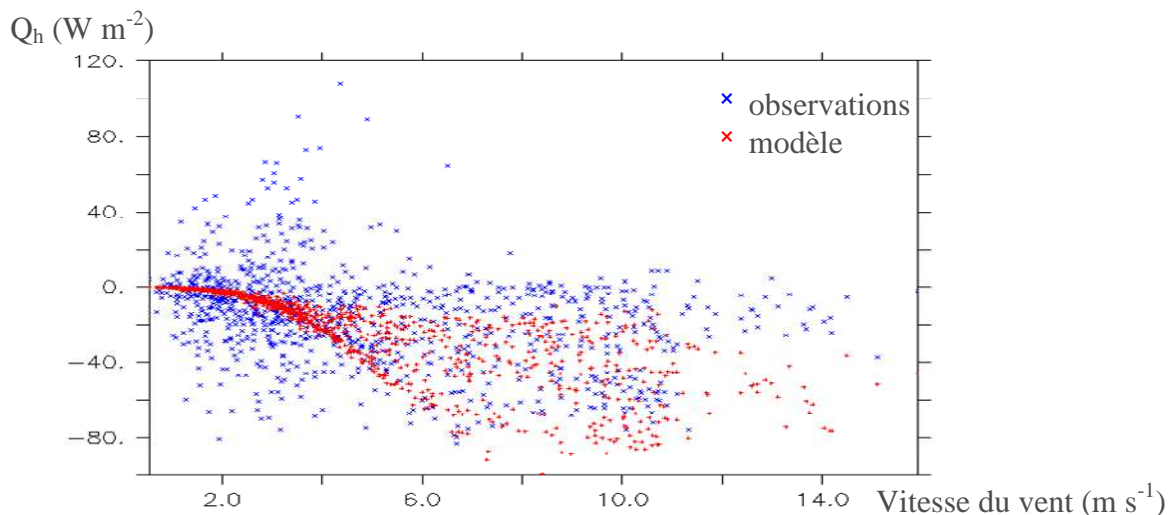


Figure 3.4. Flux sensibles observés (bleu) et simulés (rouge) entre le 1/01/2009 et 1/03/2009 à Bayelva, en fonction de la vitesse du vent.

Températures dans le sol

La **Figure 3.5.** illustre les différences de température entre modélisation et observation à différent niveaux dans le sol : la température du sol a été observée à ces niveaux ; les résultats du modèle y ont été interpolés.

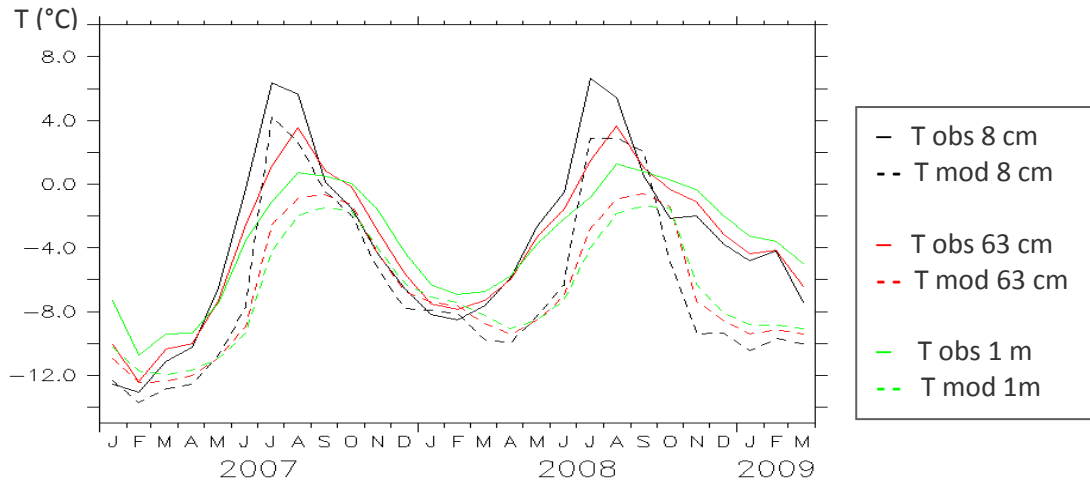


Figure 3.5. Températures observées (obs) et modélisées (mod) à différentes profondeurs dans le sol à BS.

Un **biais froid** est clairement visible dans les températures du sol modélisées tout au long de l'année ; **il est accru aux intersaisons** (début de l'hiver et printemps), où il peut atteindre 6°C à 1 m de profondeur, contre 3°C en été et entre 1 et 3°C en hiver. Le biais froid diminue avec la profondeur, en lien avec l'atténuation du signal thermique de la surface.

Tout au long de l'année, **ce biais froid ne peut être qu'en partie expliqué par le biais froid de la température de surface** modélisée, qui atteint sa valeur maximale de 3°C en janvier-février 2009 et prend des valeurs entre 0 et 1°C en été et aux intersaisons. D'autres éléments peuvent contribuer à ce biais :

- (i) En été, la comparaison des conductivités thermiques observées et simulées révèle une conductivité thermique trop faible des sols dans ORCHIDEE : l'évaporation estivale assèche les couches superficielles, et la conductivité thermique simulée varie entre 0.6 et $0.9 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, des valeurs bien inférieures aux valeurs observées (entre 1.3 et $1.4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) : le réchauffement estival des sols est ainsi réduit. En hiver, la conductivité thermique du sol simulée est légèrement inférieure à celle issue des observations ($2.2 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ contre $2.4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$), elle n'est donc pas en cause dans le biais froid de la modélisation.
- (ii) En début d'hiver, le biais froid du modèle est corrélé à la qualité de la représentation de la neige par le modèle : l'accumulation de la neige à BS est correctement représentée sur l'hiver 2007-2008 (**Figure 3.2.**), et le modèle accuse un biais inférieur à 1°C à 8 cm de profondeur sur cette période ; en revanche, la hauteur de neige modélisée accuse une sous-estimation allant jusqu'à 50 cm pendant la nuit polaire 2008-2009. Sur cette période, le biais froid du modèle atteint 6°C à 8 cm dans le sol. Une simulation complémentaire réalisée en doublant les chutes de neige du forçage climatique montre que ce déficit de neige explique $\sim 30\%$ de ce biais en température.
- (iii) La non-représentation des événements de pluie-sur-neige par le modèle contribue aussi à ce biais : lors de tels événements, l'eau de pluie percole et regèle dans le manteau neigeux, le réchauffant jusqu'à la surface. Plusieurs de ces événements ont été enregistrés en octobre 2008, dont les températures observées à 8 cm dans le sol sont le témoin (**Figure 3.5.**). ORCHIDEE ne représente pas ces processus : dans ORCHIDEE, l'eau de pluie tombant sur la neige s'infiltre dans le sol ou

ruissèle en surface sans impact thermique ; or ce dernier peut générer des réchauffements jusqu'à 4°C (Westermann, 2009).

- (iv) En fin d'hiver, les températures simulées à 8 cm dans le sol et plus profondément accusent un retard au réchauffement. A cette période, les épisodes de pluie-sur-neige sont fréquents, avec l'impact thermique décrit ci-dessus. S'y ajoute la fonte superficielle du manteau neigeux, dont l'eau percole vers les couches de neige basales et peut regeler au cours du cycle journalier des températures : ces deux phénomènes uniformisent la température du manteau neigeux, en accroissent l'inertie thermique et peuvent gagner la couche superficielle du sol, contribuant à son réchauffement. Or, ils ne sont pas intégrés dans notre modélisation, où les eaux de fonte et de pluie sont perdues immédiatement en ruissèlement de surface.

Une teneur en eau du sol sous-estimée par notre modélisation pourrait engendrer une sous-estimation des effets de chaleur latente au moment du gel et donc un biais froid, mais la teneur en eau simulée à BS en début d'hiver est proche de la saturation, en accord avec les observations, un constat excluant cette hypothèse.

3.2.4. Conclusion

L'analyse comparée des composantes observées et simulées du bilan d'énergie et d'autres variables observées mettent en évidence :

- (i) Le caractère crucial de la représentation de la neige, dont la qualité dépend directement des précipitations neigeuses du forçage et de la modélisation de l'albédo.
- (ii) L'importance de phénomène non-représentés par le modèle pour le régime thermique des sols aux hautes latitudes : percolation d'eau de fonte et événements de pluie-sur-neige.
- (iii) Un biais possible dans la représentation des échanges latents en conditions de stabilité atmosphérique.
- (iv) Un comportement globalement satisfaisant pour un modèle de surface non-spécifiquement calibré, albédo mis à part, pour le site de BS : en particulier, le bon accord entre les propriétés thermiques modélisées et observées souligne la robustesse des paramétrisations adoptées ; il est lié aux caractéristiques du sol à BS, à faible teneur en matière organique comme dans la paramétrisation d'ORCHIDEE.

L'amélioration des relevés de précipitations neigeuses dépasse clairement la sphère des compétences du modélisateur. En revanche, le perfectionnement de la représentation de la neige en fait partie : le nouveau schéma de neige développé par T. Wang (Wang et al., 2012) pour ORCHIDEE intègre une représentation physique de l'albédo de la neige tenant compte de la taille des grains et du métamorphisme, donc capable de rendre compte du vieillissement de la neige. Il permet également de représenter de la percolation de l'eau de fonte ou de pluie et son regel au sein du manteau neigeux : l'utilisation de ce nouveau schéma de neige à BS devrait donc nous permettre de confirmer les hypothèses mises au jour par cette étude quant aux biais actuels de la modélisation.

3.3. Rôle de la neige dans le régime thermique des sols et la dynamique du carbone des régions circum-arctiques : une étude de sensibilité

3.3.1. Résumé Introductif

Cette partie est l'adaptation de Gouttevin et al., 2012b, publié dans *Journal of Geophysical Research: How the insulating properties of snow affect soil carbon distribution in the continental pan-arctic area*. Cet article a fait l'objet d'un *Research Highlight* de *Nature Climate Change* (25 Mai 2012), ainsi que d'une nouvelle INSU (*Institut National des Sciences de l'Univers*), dont des extraits sont utilisés ci-après.

L'idée de cette étude a trouvé son origine dans une observation de terrain : dans les régions de taïga du pourtour de l'Arctique, les manteaux neigeux sont peu denses et très peu cohésifs. A l'opposé, la toundra arctique est recouverte d'un manteau dense. Preuve en est : les caribous le foulent sans s'y enfoncer !

Ce sont des conditions d'évolution distinctes du manteau neigeux, en particulier liées à l'interaction neige-végétation, qui expliquent ces différences : dans l'Arctique, l'absence de végétation haute expose la neige à l'action du vent. La neige est soulevée, redéposée et tassée plusieurs fois par saison par des blizzards, et forme des plaques de vent dures et faiblement isolantes, constituées de grains fins (**Figure 3.6.**, gauche). En revanche, dans la zone subarctique, la forêt boréale ou taïga empêche le vent de densifier la neige. Son évolution est alors totalement différente, et tout le manteau neigeux se transforme en gros cristaux de givre de profondeur, formant des couches sans cohésion et très isolantes (**Figure 3.6.**, droite).

Des mesures de conductivité thermique et densité de la neige effectuées sur deux sites des régions circum-arctiques, respectivement en environnements de taïga et de toundra, confirment l'hypothèse de densités et propriétés thermiques différentes pour ces deux types de neige : alors que la neige de taïga est isolante et peu dense, la neige de toundra est plus compacte et conductive.

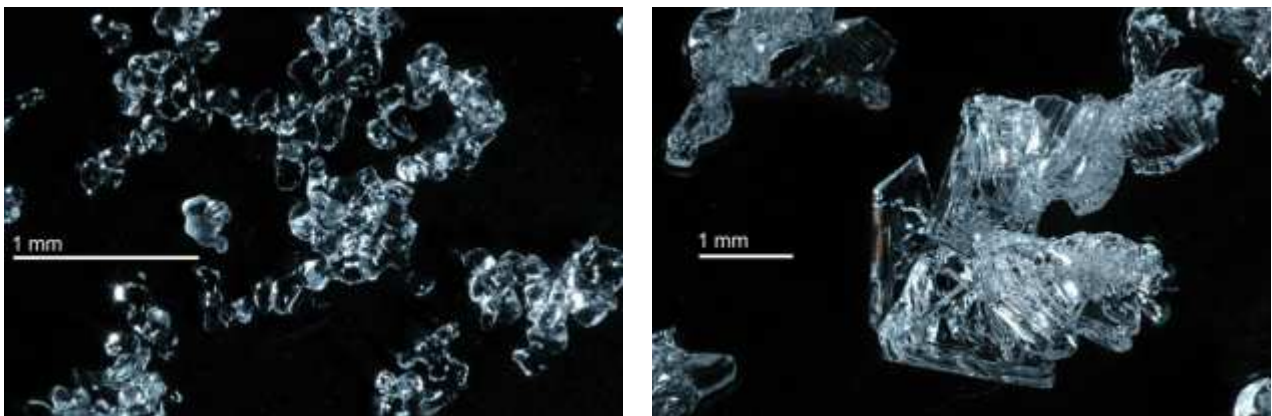


Figure 3.6. Gauche : grains fins des couches de neige ventée collectés sur la toundra d'Alaska. Droite : cristaux de givre de profondeur de la taïga finlandaise. Photos : Florent Dominé, UMI Tukavik, Québec.

Peu de modèles de climat représentent des différences de propriétés thermiques entre les biomes : par exemple, ORCHIDEE simule par défaut une neige de conductivité et de densité uniformes dans l'espace et dans le temps. Or ces différences doivent avoir de fortes

implications pour le régime thermique des sols, en particulier dans les régions circum-arctiques où la couverture neigeuse peut perdurer sur la plus grande partie de l'année. En corolaire, des implications sont aussi à prévoir pour le cycle du carbone aux hautes latitudes, dont la dépendance envers le régime thermique des sols et les enjeux climatiques ont été détaillés au **Chapitre 1. Notre étude vise à quantifier ces impacts à l'aide du modèle de surface et de cycle du carbone ORCHIDEE, enrichi de processus spécifiques aux hautes latitudes.**

Résumé

Des mesures conjointes de densité et conductivité thermique de la neige sur deux sites de toundra et taïga des régions circum-arctiques révèlent des spécificités différentes pour ces deux types de neige : alors que la neige de toundra est compacte et conductive, celle de taïga est peu dense et isolante. D'autres données de la littérature permettent d'inférer pour ces deux types de neige des caractéristiques thermiques représentatives.

L'impact de cette différence sur le régime thermique des sols et la dynamique du carbone aux hautes latitudes est alors estimé via une étude de sensibilité conduite avec le modèle de surface continentales ORCHIDEE, dans une version spécifiquement dédiée à la représentation des hautes latitudes. Dans une première simulation de contrôle (CTRL) les stocks et la dynamique du carbone et du climat de la période 1970-2000 sont simulés en utilisant les valeurs de conductivité thermique et densité implémentées par défaut dans le modèle, qui sont spatialement uniformes et proches des propriétés de la neige de toundra. Dans une seconde simulation, VARIED, les paramètres thermiques de neige différenciés selon le biome, inférés par notre étude, sont utilisés pour le manteau neigeux. Climat, stocks et dynamique du carbone de la période 1970-2000 sont à nouveau simulés.

La comparaison des résultats des simulations VARIED et CTRL met en évidence le rôle de l'isolation thermique du manteau neigeux dans le régime thermique et la dynamique du carbone des régions circum-arctiques. L'isolation par la neige dans les régions de taïga conduit à des températures hivernales jusqu'à 12°C supérieures (à 50 cm dans le sol) à ce qu'aurait produit un manteau neigeux de toundra dans ces régions. En été, cette différence de températures persiste mais avec une amplitude plus faible, jusqu'à 4°C dans les zones où les précipitations neigeuses sont abondantes et la saison végétative courte.

Ces différences de températures s'accompagnent de stocks de carbone réduits dans la simulation VARIED (-8 % sur l'ensemble des régions circum-arctiques). La combinaison de divers processus explique cette réduction : réduction globale de la productivité des écosystèmes et augmentation de la respiration des sols suite à l'élévation des températures. En particulier, la prise en compte des différences écosystémiques dans les propriétés thermiques de la neige améliore la simulation de l'extension actuelle des pergélisols, surestimée par la simulation CTRL : c'est dans les régions où le pergélisol disparaît ou est dégradé (par augmentation de l'épaisseur de la couche active) entre les deux simulations que les plus grandes augmentations de taux de respiration sont simulées.

Cette étude souligne l'importance de la prise en compte des interactions neige-climat pour la modélisation climatique des hautes latitudes ; leur enjeu est accru par l'observation récente d'un verdissement de l'Arctique.

Abstract

We demonstrate the effect of an ecosystem differentiated insulation by snow on the soil thermal regime and on the terrestrial soil carbon distribution in the pan-Arctic area. This is

done by means of a sensitivity study performed with the land surface model ORCHIDEE, which furthermore provides a first quantification of this effect.

Based on field campaigns reporting higher thermal conductivities and densities for the tundra snowpack than for taiga snow, two distributions of near-equilibrium soil carbon stocks are computed, one relying on uniform snow thermal properties and the other using ecosystem-differentiated snow thermal properties. Those modelled distributions strongly depend on soil temperature through decomposition processes.

Considering higher insulation by snow in taiga areas induces warmer soil temperatures by up to 12 K in winter at 50 cm depth. This warmer soil signal persists over summer with a temperature difference of up to 4 K at 50 cm depth, especially in areas exhibiting a thick, enduring snow cover.

These thermal changes have implications on the modelled soil carbon stocks, which are reduced by 8 % in the pan-Arctic continental area when the vegetation-induced variations of snow thermal properties are accounted for. This is the result of diverse and spatially heterogeneous ecosystem processes: where higher soil temperatures lift nitrogen limitation on plant productivity, tree plant functional types thrive whereas light limitation and enhanced water stress are the new constraints on lower vegetation, resulting in a reduced net productivity at the pan-Arctic scale. Concomitantly, higher soil temperatures yield increased respiration rates (+22 % over the study area) and result in reduced permafrost extents and deeper active layers which expose greater volumes of soil to microbial decomposition. The three effects combine to produce lower soil carbon stocks in the pan-Arctic terrestrial area.

Our study highlights the role of snow in combination with vegetation in shaping the distribution of soil carbon and permafrost at high latitudes.

List and affiliations of the authors

I. Gouttevin

AgroParisTech, ENGREF, 19 av. du Maine, 75015 Paris, France

CNRS/Université Joseph Fourier – Grenoble 1, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE), UMR 5183, 54 rue Molière, BP96, 38402 St Martin d'Hères, France

M. Menegoz

CEA/CNRS/UVSQ, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), UMR 8212, Gif-sur-Yvette, France

CNRS/Université Joseph Fourier – Grenoble 1, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE), UMR 5183, St Martin d'Hères, France

F. Domine

CNRS/Université Joseph Fourier – Grenoble 1, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE), UMR 5183, St Martin d'Hères, France

Takuvik Joint International Laboratory, Université Laval (Canada) and CNRS (France), Québec City, Québec, Canada

G. Krinner

CNRS/Université Joseph Fourier – Grenoble 1, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE), UMR 5183, St Martin d'Hères, France

C. Koven

US department of Energy, Lawrence Berkeley National Lab, Berkeley, US (CA)

P. Ciais

CEA/CNRS/UVSQ, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), UMR 8212, CEA-Orme les Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France

C. Tarnocai

Agriculture and Agri-Food Canada, Research Branch (ECORC), Ottawa, Canada

J. Boike

Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Potsdam, Germany

Aknowledgements

The modelling work was made possible thanks to funding provided by the LIFE PF7 SNOWCARBO project and the FP7 COMBINE project. The field work in Barrow was funded by the French Polar Institute (IPEV), through grant 1017. The field work in Sodankylä was funded by the Programme National de Télédétection Spatiale (PNTS) of CNRS, as part of the SNORTEX campaign. FD thanks J.-L. Roujean for his invitation to SNORTEX.

We thank the Editor, Associate Editor and anonymous reviewers for their relevant comments which helped refine our study and improve the manuscript.

3.3.2. Introduction

[1] Recent estimates highlight the importance of the northern circumpolar soil organic carbon reservoir (Zimov et al., 2006; Tarnocai et al., 2009; Schirrmeister et al., 2011), which could amount up to 1672 GtC and thus outweigh the vegetation (~700 PgC) and atmospheric (~750 PgC) carbon pools together. Most of this carbon is stored in frozen soils and undergoes very slow or no microbial decomposition due to low temperatures (Zimov et al., 2006). However, the labile fraction of this long-lived soil carbon pool could be subject to severe degradation as climate warms at high latitudes, primarily due to enhanced soil respiration as temperature increases, wetland formation and disappearance, thermokarst formation and fires (Gruber et al., 2004; Christensen et al., 2004; Davidson and Janssen, 2006; Shuur et al., 2008, 2009). Part of the high latitudes soil carbon could then be released to the atmosphere in the form CO₂ or methane, greenhouse gases providing a positive feedback to global warming (e.g. Zhuang et al., 2006; Khvorostyanov et al., 2008a; Koven et al., 2011).

[2] Accounting for the soil carbon pool and its lability in global climate models is paramount to improve the accuracy of climate projections (Randall et al., 2007); it is all the more crucial in the Arctic as the strongest warming is projected for those regions (Meehl et al., 2007). However, soil carbon dynamics results from a variety of intricate and complex processes (e.g. Davidson and Janssens, 2006), which coupled climate-carbon cycle models still struggle to capture with accuracy (Friedlingstein et al., 2006; Schaphoff et al., 2006). Snow cover dynamics is one of them: the insulating properties of snow (e.g. Domine et al., 2007; Zhang, 2005) strongly modulate the soil thermal regime (Westermann et al., 2009; Qian et al., 2011) and hence affect soil carbon dynamics at high latitudes (Walker et al., 1999; Nobrega et al.,

2007). In particular, winter below-snow soil carbon activity has long been reported (Kelley et al., 1968; Zimov et al., 1993) with a significant contrast between tundra and taiga ecosystems (Sullivan et al., 2008; Sullivan, 2010) in link with the snow cover.

The insulating properties of snow depend on snow depth and snow thermal conductivity. However, this last variable is poorly represented in land surface models designed for large-scale applications. Often, only snow depth is considered, and when thermal conductivity is included, it is indirectly through its relationship with snow density ρ (Zhang, 2005; Ling and Zhang, 2006; Lawrence and Slater, 2010). The compilation by Sturm et al. (1997) shows that there exists a rather loose correlation between ρ and thermal conductivity k_{eff} . For example, their Figure 6 shows that for $\rho = 0.29 \text{ g cm}^{-3}$, k_{eff} values range from 0.04 to $0.22 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$, and this spread of k_{eff} values is observed throughout the range of snow ρ values. This is because k_{eff} depends on climatic conditions, and especially on wind. In the taiga, snow is sheltered from wind effects by vegetation, so that depth hoar of low k_{eff} forms (Sturm and Johnson, 1992). On the tundra, wind-compaction of snow leads to hard windpacks (Domine et al., 2002) of high k_{eff} in the upper part of the snowpack (Sturm et al., 1997). Basal depth hoar also forms on the course of the snow season (Derksen et al., 2009) but the tundra snowpack remains overall more conductive than taiga snow (Sturm et al., 1995, 2001a).

[3] The goal of this study is to evaluate the sensitivity of soil carbon stocks and dynamics to ground insulation by snow, by means of terrestrial soil carbon modelling. More precisely, we aim at quantifying the impact of the difference in snow thermal properties between taiga and tundra environments. We therefore performed measurements of ρ and k_{eff} in typical taiga and tundra environments. Measuring ρ is useful because for a given snow mass above ground, it determines snowpack height, h , an important factor in computing the thermal resistance of the snowpack $R=h/k_{\text{eff}}$. We then numerically computed the pan-Arctic soil carbon stocks using either a uniform snow conductivity and density (which corresponds to the default settings of our model, and reflects thermal properties very close to a tundra snowpack), or an ecosystem type-dependent snow conductivity and density, in agreement with our measurements. Spatially explicit soil carbon accumulation in the Arctic is simulated by the land-surface model ORCHIDEE (Krinner et al., 2005) run in off-line mode. Many studies have now investigated the influence of snow on the soil thermal regime and carbon dynamics at the point scale, both in winter and over the whole year (e.g. Welker et al., 2000; Nobrega et al., 2007; Sullivan et al., 2010). To our knowledge, it is however the first study aiming at quantifying this impact on the soil carbon dynamics and stocks at the pan-Arctic scale. The discussion focuses on the comparison of both soil carbon distributions and the understanding of the processes driving the major changes in the soil carbon dynamics at the instance of soil thermal regime, net primary production, respiration rate and active layer thickness.

3.3.3. Experimental and modelling methods

[4] Snow ρ and k_{eff} vertical profiles were measured in the taiga of Finnish Lapland near Sodankylä ($67^{\circ}25' \text{ N}$, $25^{\circ}35' \text{ W}$) and on the tundra near Barrow, on the Alaska Arctic coast ($71^{\circ}19' \text{ N}$, $156^{\circ}39' \text{ W}$). In both cases, several sites were studied to ensure local spatial representativeness. Density was measured using standard density cutters and a field scale, while k_{eff} was measured using the heated needle probe method (Morin et al., 2010).

[5] The model used for the computation of the spatially explicit soil carbon stocks in the pan-Arctic is the ORCHIDEE model (Krinner et al., 2005), with no dynamic vegetation. This model computes the biomass and soil carbon dynamics as a response to a prescribed climate:

soil carbon formation results from the balance between litterfall (input) and decomposition losses (outputs), which are controlled by vegetation growth, productivity, senescence, and soil thermal and hydrological conditions. Fire disturbance is also accounted for. Autotrophic and heterotrophic respirations are temperature dependant; a Q10 parametrization is used for heterotrophic respiration, with values of 10000 below the freezing point and 2 above the freezing point (Koven et al., 2011). Plant productivity can be affected by light, water and nitrogen limitations, the latter being temperature and moisture dependant (Friedlingstein et al., 1999). The snow model is quite coarse, with a unique and homogeneous snow layer evolving as a result of snowfall, sublimation and melt. Snow ageing is parametrized through an exponential decrease of albedo with time. Canopy interception, liquid water in snow, and refreezing of this water, are not considered. From a thermal point of view, snow is characterized by a fixed bulk density and thermal conductivity; however, heat diffusion in the snowpack is vertically discretized over 7 layers (Koven et al., 2009).

We use the version of the ORCHIDEE modified by Koven et al. (2009) to include additional soil carbon processes specific of cold regions: the soil organic matter input and decomposition processes are vertically resolved; cryoturbation and insulation by organic matter are represented; anoxic decomposition and moisture-dependant diffusion of oxygen and methane in soils are accounted for. A detailed representation of these processes is particularly crucial in the pan-Arctic area due to the magnitude of the soil carbon stocks involved and to the high sensitivity of the decomposition processes to temperature around the freezing point (Davidson and Janssen, 2006), which is reached in summer in the upper soil of permafrost regions and at the permafrost margins.

[6] In this study, the spatially explicit soil carbon stocks in the pan-Arctic are computed by ORCHIDEE as in near-equilibrium with present day climate and vegetation. By near-equilibrium we mean that their evolution is less than 1 % year to year change in carbon storage. It is achieved after at least 10 000 yrs of soil carbon computation forced by the climate of random years of the period 1900-1910. Today's soil carbon stocks can be considered in equilibrium with the current climate in regions where the soil carbon decomposition time is short when compared to the centennial time scale. The tropical regions illustrate this situation. In boreal regions however, due to the low temperatures, the soil carbon decomposes over millennial time scales (Schirmer et al., 2002; Zimov et al., 2006). A realistic computation of present-day soil carbon stocks would require a detailed representation of the biosphere and climate history over at least the last 10 000 yrs, in addition to the representation of diverse pedogenic processes (eolian, alluvial, limnic deposition, erosion, carbon export...). Climate modelling over this time scale is both still highly uncertain and computationally expensive (Ganopolski et al., 1998). This difficulty is overcome by some modelling groups (Kleinen et al., 2010), who make use of the monthly climatology simulated by an EMIC (Earth Model of Intermediate Complexity) superimposed on the 20th century climate, and of a DVGM (Dynamic Vegetation Model), to trace back the evolution of the biosphere and soil carbon from the last 8 000 yrs on. However, this approach is not free of uncertainties largely due to the poor constraints on EMICs and dynamic vegetation models (Petoukhov et al., 2000) and it requires the use of several complex tools. We intend to point out and describe the sensitivity of the pan-Arctic soil carbon stocks to insulation by snow: this sensitivity approach lessens the concern of a faithful representation of the soil carbon stocks with respects to current in-situ estimates, and justifies our simplified methods. The use of the 20th century climatology is similarly objectionable due to the warming experienced at high latitudes, but proceeds from the same motivation. The meteorological forcing we used is the CRUNCEP dataset developed by N. Viovy ([url: http://dods.extra.cea.fr /data/p529viov/cruncep/readme.htm](http://dods.extra.cea.fr/data/p529viov/cruncep/readme.htm)). It combines the CRU-TS2.1

(Mitchell and Jones, 2005) monthly climatology covering the period 1901-2002, with the NCEP reanalyses starting from 1948. The details of this forcing can be found at the above-cited url. We also used a constant atmospheric CO₂ concentration of 350 ppm for the whole simulations.

The procedure used for our soil carbon stocks computation is the following⁷. Phase 1: The model is first run over 100 yrs randomly taken from the 1901-1910 period to reach the thermal and hydrological equilibrium of the soil and vegetation system. Such a long spinup is required because the soil thermal dynamics is computed over 50 m depth (Alexeev et al., 2007). Phase 2: Then, a simplified soil carbon module of ORCHIDEE is used to compute the soil carbon dynamics resulting from this 1901-1910 equilibrium state. This simplified soil carbon module uses the net primary production (NPP) calculated at the end of phase 1 to build soil carbon stocks over centennial time-scales. However, the amount of carbon in the soil will affect the full ORCHIDEE equilibrium state. An example of this feedback is the thermal insulation provided by organic matter, which impacts the soil thermal properties and state, with implications for the soil carbon decomposition. Therefore, the simplified soil carbon module can not be run indefinitely uncoupled from the full ecosystem model, which must be switched on during short phases to reach a new thermal and hydrological equilibrium for the soil and vegetation system. As the new equilibrium state is not very far from the initial one, the re-equilibration phases can be shorter than phase 1. We chose to intertwine periods of 1000 yrs of exclusive offline soil carbon spinup with short 5 yrs re-equilibration phases of the full ecosystem model. The spinup plus re-equilibration phases are iterated 10 times to finally achieve a 10 000 yrs soil carbon spinup consistent with the 1901-1910 climatology. Phase 3: a full ORCHIDEE run over the 1901-2000 time period is carried out, starting with the model in equilibrium with the 1901-1910 climate, and soil carbon stocks built over 10 000yrs. This simulation is designed to represent the 20th century evolution of the soil and vegetation system, including carbon stocks.

[7] The above-mentioned procedure is used for a set of two simulations. The first simulation (CTRL) uses of a uniform and constant snow conductivity and density, as prescribed in default setting of ORCHIDEE. These default snowpack properties are very close to the properties of tundra snow (see **Table 3.3**). They lead to a first distribution of equilibrated soil carbon reservoirs, fluxes, and biomass over the continental pan-Arctic area for the 20th century. In the second simulation (VARIED), we implemented a snow thermal conductivity and density dependent on the vegetation cover, with values derived from our field measurements. The values used for the densities and thermal conductivities in the two simulations are listed in **Table 3.3**. The criterion we use to distinguish taiga from tundra environment is based on vegetation types: tree or shrub-like vegetation is assigned taiga characteristics; tundra environments encompass lower vegetation and bare soils. Our vegetation map derives from MODIS satellite data. Our study domain reaches from 45°N to the North Pole, and all vegetation or bare soil patches are considered either tundra or taiga. At a model grid-cell scale, both environment types can coexist and cover a complementary fraction. Spatial variability of soil moisture is also accounted for at a subgrid scale (de Rosnay, 1999; Gouttevin et al., 2012a), based on the soil texture map by Zobler (1986). The soil thermal dynamics is computed separately for each environmental fraction. At the scale of the grid cell, soil in-depth and surface temperatures are then computed as the area-weighted averages of the environment-type dependent temperatures.

⁷ A protocol of similar form but enhanced complexity has been designed for another experiment conducted during this PhD and shortly mentioned in **Chapter 5** of this manuscript. More details about this latter protocol can be found in Appendix D.

Simulation	Snow type	Snow density (kg/m ³)	Snow thermal conductivity (W/m/K)
CTRL	tundra	330	0.2
	taiga		
VARIED	tundra	330	0.25
	taiga	200	0.07

Table 3.3. Snow density and thermal conductivity values used in the CTRL and VARIED simulations.

3.3.4. Results

[8] Vertical profiles of snow density obtained at Barrow and Sodankylä in late March 2009 and 2010, i.e. when the snowpack characteristics were established and before the onset of melting, are shown in **Figure 3.7.a**. The average density around Barrow (7 profiles) is close to 300 kg m⁻³ while at Sodankylä (8 profiles) it is about 200 kg m⁻³. The average snow depth was 42 cm at Barrow, and 68 cm at Sodankylä. Thermal conductivity data is shown in **Figure 3.7.b**. At Sodankylä, the average profile shows no trend with height and the average value is 0.07 W m⁻¹ K⁻¹. At Barrow, the top windpack layers have values in the range 0.2 to 0.25 W m⁻¹ K⁻¹, while the basal depth hoar layers have values around 0.15 W m⁻¹ K⁻¹. The interest of these data is that they represent unique simultaneous ρ and k_{eff} vertical profiles in two typical environments relevant to our study.

Our measurements are not necessarily representative of the whole Subarctic and Arctic environments, and of the whole snow season. Based on other isolated measurements obtained by us and others (Sturm and Johnson, 1992; Taillandier et al., 2006; Domine et al., 2011b), we estimate that our taiga values are probably well representative of the general taiga environment, which remains very insulative for the whole snow season. We will therefore use (200, 0.07) as representative (ρ , k_{eff}) values for taiga (**Table 3.1**). For tundra, the absence of strong wind storms at Barrow in 2009 when our measurements were made (Domine et al., 2011b) prevented the formation of hard dense windpacks with high k_{eff} frequently found elsewhere (Sturm et al., 1997; Domine et al., 2002, 2011a; Derksen et al., 2009), and also probably resulted in depth hoar softer than usual. Besides, our measurements describe an end-of-the-season snowpack where basal depth hoar had time to develop: earlier in the season, tundra snowpacks mostly consists of dense and conductive windslabs. Therefore we estimate that typical (ρ , k_{eff}) values for tundra snow are rather (330, 0.25), which we will use subsequently (**Table 3.3**). Our snow density values for tundra and taiga environment are in good agreement with values recurrently found in literature (Sturm et al., 1995; Derksen et al., 2009).

[9] Unless otherwise stated, the comparisons performed and analysed in this section involve the results of the CTRL and VARIED simulations for the 1970-2000 period, a 30-yr span filtering interannual variability. Differences between the two simulations correspond to VARIED minus CTRL. Winter refers to the period between January and March; summer encompasses July to September. **Figure 3.8**. (top) illustrates the prescribed spatial changes in snow thermal conductivity between the VARIED and CTRL simulations. The calculated snow conductivity is an average conductivity, weighted by the areas of tundra and taiga over the grid-cell. The changes of highest magnitude correspond to the Fennoscandian and

Canadian taiga belts, as outlined by the blue contours. However, a reduction in snow thermal conductivity is also computed for regions of sparse tree or shrub-like vegetation at the extent of the Siberian Kolyma region. This is a consequence of the very low value of snow conductivity chosen for taiga environment, which enhances the impact of sparse vegetation at the grid-cell scale. The averaged winter snow cover depth and its variation between the CTRL and VARIED simulations are illustrated on **Figure 3.8.** (center and bottom); CTRL and VARIED simulations exhibit moderate snow depth differences (up to 10 cm i.e. 20 % less snow water equivalent – hereafter SWE – in the VARIED simulation in the North-American taiga belt) imputable to higher sublimation and melting rates triggered by increased soil temperatures.

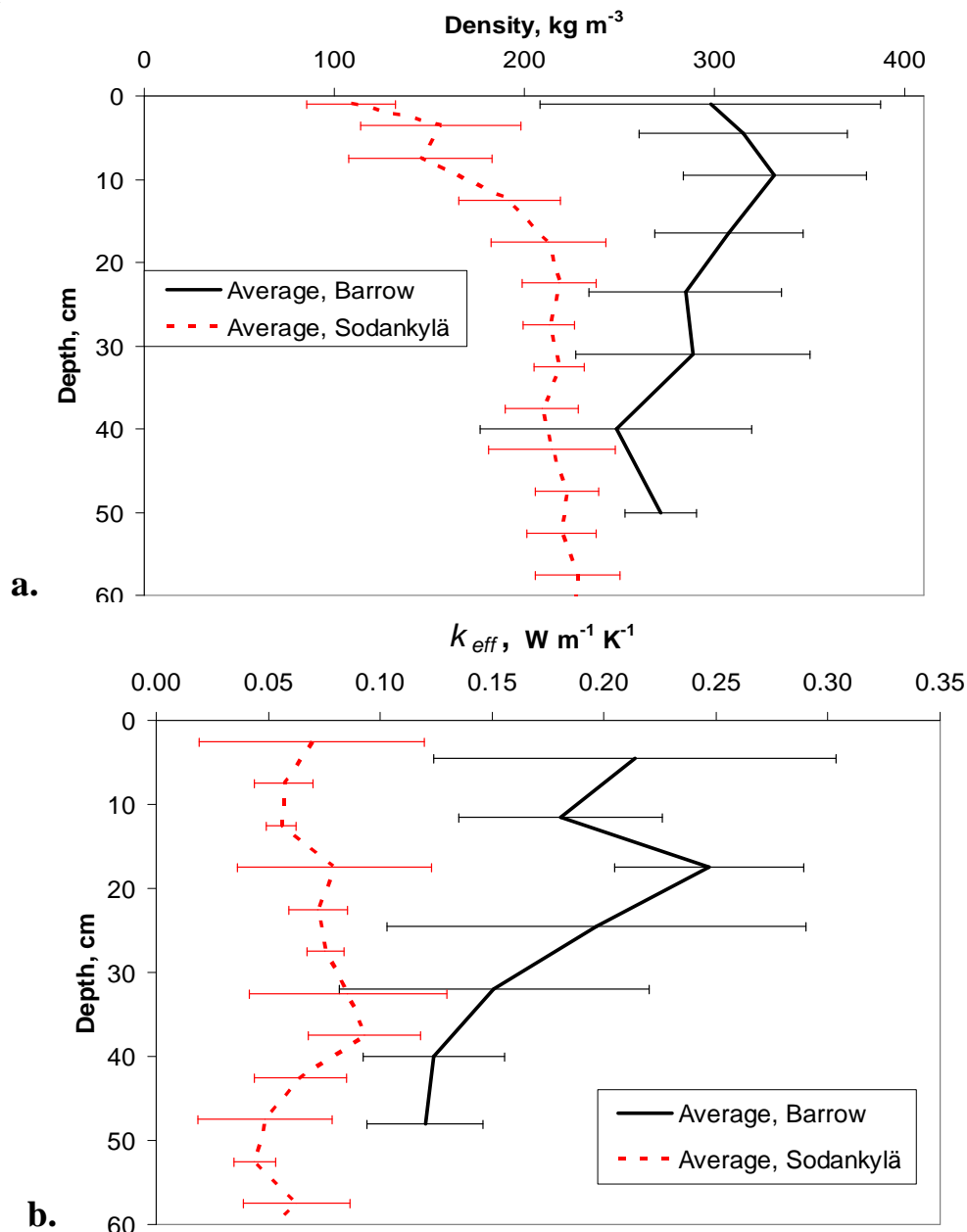


Figure 3.7. Average vertical profiles of snow density (a.) and thermal conductivity (b.) at Barrow (Alaska, 71°N, typical tundra environment) and Sodankylä (Finnish Lapland, 67°N, typical taiga environment). These averages are based on 7 profiles at Barrow and 8 profiles at Sodankylä. The error bars are the standard variations of the measurements. They are larger at Barrow because snow properties are affected by wind, and wind speed is very variable.

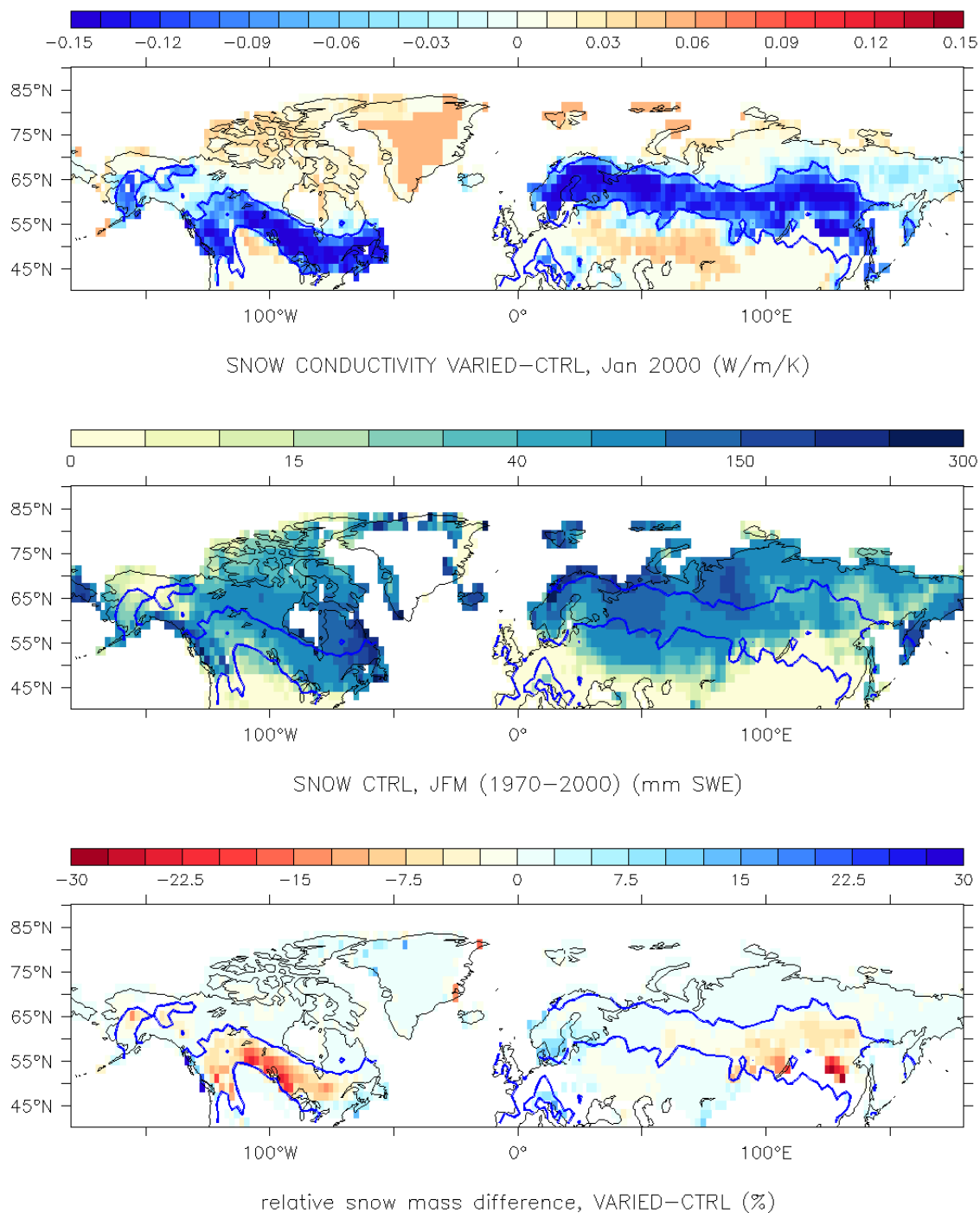


Figure 3.8. Top: Snow conductivity difference between the simulations VARIED and CTRL, averaged over the year 2000. In all maps, the blue line contours the areas where taiga environment covers more than 50 % of the model grid-cell. Center: Mean winter snow water equivalent (SWE) in the CTRL simulation over 1970-2000. Bottom: relative snow SWE difference between the simulations VARIED and CTRL over 1970-2000.

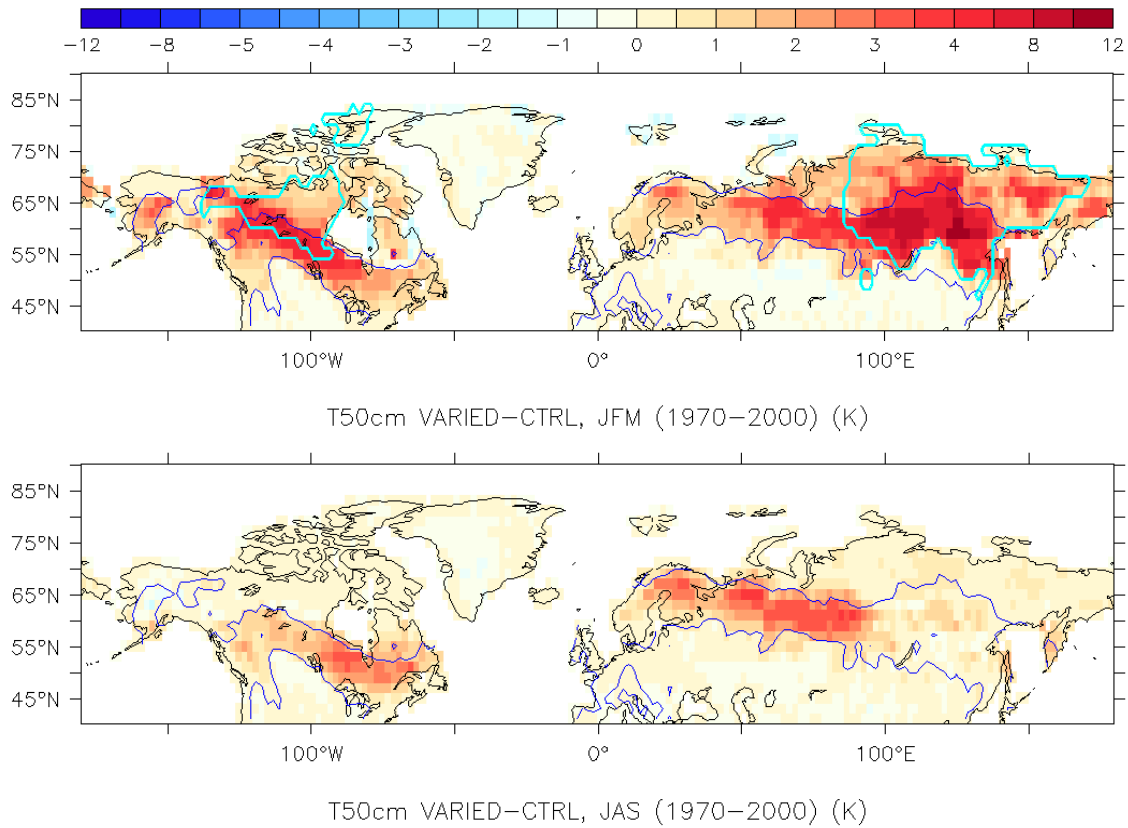


Figure 3.9. 50 cm soil temperature difference between the VARIED and CTRL simulations for the period 1970-2000, over the months of January to March (top) and over the months of July to September (bottom). The light-blue line contours areas exhibiting a higher than 40 K annual thermal amplitude and a higher than 5mm snow water equivalent in winter.

[11] The summer soil temperatures are also of importance for our study since most of the soil microbial activity takes place during this season when part of the soil has temperatures above the melting point. In most high latitude regions the winter higher temperatures induced by the change in snow conductivity persists over summer (**Figure 3.9.**, bottom). However the peak amplitudes are reduced (~4 K) and the spatial pattern is very different: the strongest summer warming is modelled in the taiga areas that received a quite thick snow cover during the preceding winter (> 60 cm); in those regions the snow cover also lasts more than 6 months. Overall, the use of ecosystem-differentiated snow thermal properties yields more realistic soil temperatures, partially correcting the model's systematic cold bias reported by other studies (Koven et al., 2009; Gouttevin et al., 2012a). As an illustration, the model vs. data RMS error in soil temperatures at HRST stations (Zhang et al., 2001) for the decade (1984-1994) is reduced by 2 K in the VARIED simulation.

[12] The soil carbon dynamics is very sensitive to soil temperatures, both in the model and in reality, and the thermal signal resulting from changes in the snow cover characteristics affects the soil carbon stocks and fluxes. **Figure 3.10.** compares the carbon stocks of the first meter of the soil as simulated by the CTRL simulation, and as estimated by the Northern Circumpolar Soil Carbon Database (NCSCD) (Tarnocai et al., 2009) on the basis of pedon samples. The simulated carbon stocks underestimate the amount of carbon inferred from the

in-situ measurements for the uppermost 3 m of the soil (1024 PgC according to Tarnocai et al. (2009), a value which may be lessens according to revised estimates by Schirrneister et al. (2011); vs 872 PgC in our study). Part of this underestimation occurs because we do not explicitly model the build-up of peatlands or organic soils, which is especially noticeable in the Mackenzie region. On the other hand, an excessive productivity at high latitudes is a known bias of our model and partially offsets this structural carbon deficit (Beer et al., 2010; Koven et al., 2011). Despite the simplified spinup procedure and inaccurate description of complex circumpolar pedogenesis, the model manages to capture the spatial features of the high latitude soil carbon stocks, for instance the high soil carbon content of the Archangelsk region, West-Siberian lowlands, lower Lena basin and Chukotka.

[13] The use of ecosystem-differentiated snow thermal properties has a global impact on the modelled soil carbon stocks (**Figure 3.11.a.**). A reduction of the soil carbon stock is simulated over most of the Arctic, with an enhanced magnitude in regions subject to (i) strong summer warming (Fennoscandian taiga); (ii) summer warming and exhibiting very large carbon contents (lower Ienissei and Lena basins); (iii) summer warming and permafrost disappearance or active layer increase (Iakutia, Evenkia, **Figure 3.11.d.**). The total modelled difference in soil carbon stocks amounts to 64 PgC, or 8 % of the modelled carbon stocks. Where carbon stocks are particularly high (lower Ienissei region), less than 0.5 K summer warming is enough to trigger a strong shift in the local carbon balance, reflected by differences in carbon stock amounts ($> 2.5 \text{ kg/m}^2$).

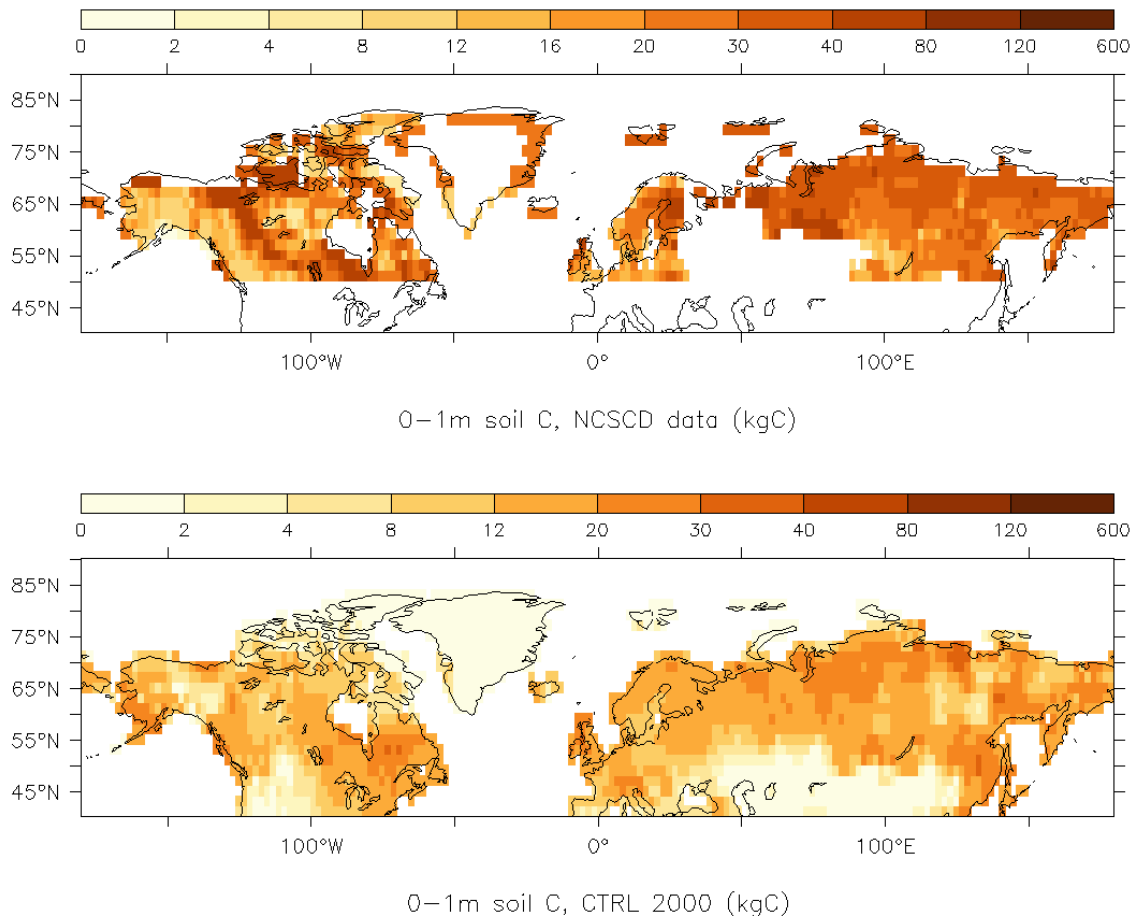


Figure 3.10. Soil carbon stocks in the uppermost meter of the soil, as estimated by the NCSCD (top) and as simulated by ORCHIDEE after a 10 000yr build-up in the CTRL simulation (bottom).

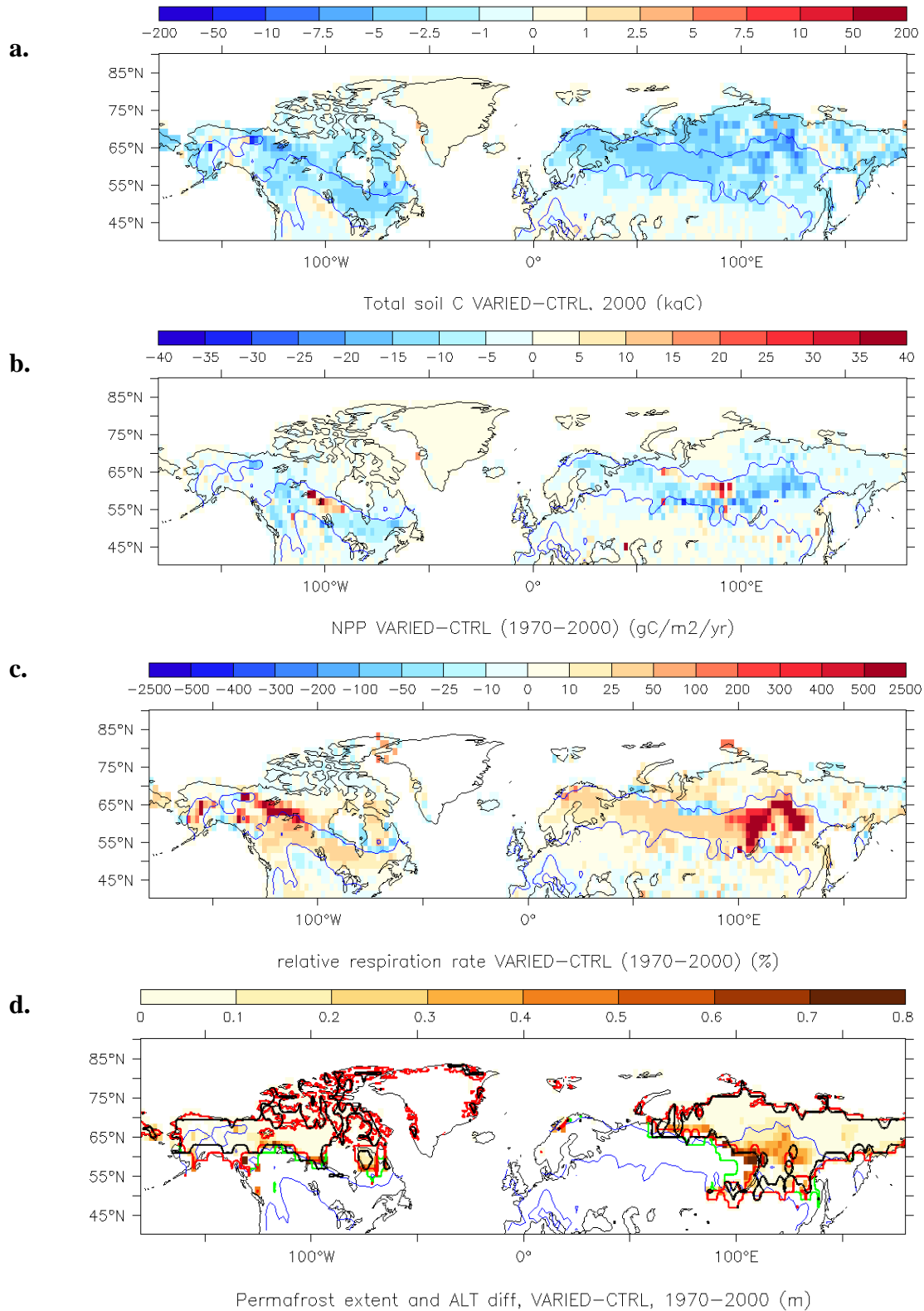
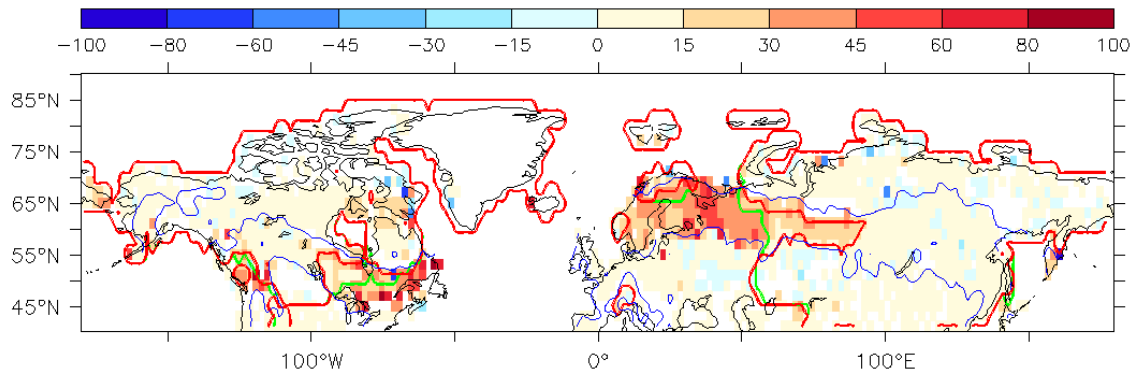


Figure 3.11. Soil carbon stocks differences and explanatory variables. a. Total soil carbon stock difference between the VARIED and CTRL simulations after 10 000yrs spinup. b. Average Net Primary Production (NPP) difference. c. Relative respiration rate difference. d. Permafrost extent and active layer thickness difference in remaining permafrost areas. Green, red and black lines respectively contour the 2000 permafrost extent (continuous + discontinuous) as simulated in the CTRL configuration, in the VARIED configuration, and as compiled by the International Permafrost Association (Brown et al., 1998). Where no green line is seen, VARIED and CTRL permafrost boundaries coincide.

The carbon stocks difference between the VARIED and CTRL simulations result from changes in the soil and biomass carbon dynamics. We here successively analyse the changes in soil carbon inputs and outputs driving this difference. Globally, forest plant functional types are more productive in Central Siberia and Central Canada in the VARIED simulation: there, ecosystems are nitrogen limited (Friedlingstein et al., 1999), a constrain which is loosened by warmer all-year (and especially spring and summer) soil temperatures. On the opposite, non-tree plant functional types tend to be overall less productive in the VARIED simulation especially in areas with enhanced tree productivity: this results from a combination of increased light limitation and, locally, enhanced surface water stress induced by warmer summer soil temperatures. Though the resulting spatial pattern of net primary production difference is heterogeneous (**Figure 3.11.b.**), net primary production is globally decreased between VARIED and CTRL (~ -0.06 PgC/yr over our study area).

In terms of soil carbon outputs, heterotrophic respiration is stimulated by higher soil temperatures in the VARIED simulation, as reflected by higher soil respiration rates (**Figure 3.6.c.**; +22 % increase in respiration rate over our study area). Where permafrost is lost or active layer is deepened in the VARIED simulation (Iakutia and Evenkia), a spectacular increase in the relative respiration rate is modelled: whereas carbon is stored in the perennially frozen soils of the CTRL simulation, it undergoes microbial decomposition in the VARIED simulation (**Figure 3.11.c., d.**). In the Fennoscandian taiga, higher insulation by snow in the VARIED simulation leads to winter soil temperatures above the freezing point: organic matter decomposition thus occurs below the snow cover. This winter soil respiration contributes to an average of 30 %, but locally up to 50 %, of the modelled difference in annual respiration rates between the two simulations (**Figure 3.12.** originally in a supplementary material). The combined effects of globally reduced net primary productivity and increased respiration rates in the VARIED simulation result in the net soil carbon stocks difference between the VARIED and CTRL simulations (**Figure 3.11.a.**).

[14] Finally, the ecosystem-differentiated description of snow yields an improvement in the modelled permafrost extent (**Figure 3.11.d.**) based on in situ data compiled by the International Permafrost Association (Brown et al., 1998). In particular, the central Siberian permafrost-free region is very well captured by the VARIED simulation, indicating that the recurrent cold bias of models in this region (Dankers et al., 2011) may originate from a coarse description of snow insulation. In our simulations, permafrost is defined as the area where at least one soil layer remains below the freezing point from one year to another. Assuming a spatially Gaussian temperature distribution at the scale of the grid-cell, this threshold ensures that an annually frozen layer underlies more than 50 % of the grid-cell area. It thus characterizes the continuous and discontinuous permafrost as defined by the International Permafrost Association, which is the basis for our comparison. Our modelled extents are 18.1 Mkm² in the CTRL simulation and 15.9 Mkm² in the VARIED simulation. The latter extent compares reasonably well to the latest estimates of 15.7 Mkm² by Zhang et al. (2008) for continuous and discontinuous permafrost.



Contribution of below-snow respiration to annual respiration rate difference VARIED-CTRL (%)

Figure 3.12. Contribution of respiration below the snow cover to the difference in mean annual respiration rates between the CTRL and VARIED simulations over 1970-2000. The 0°C below-snow isotherm is contoured by green (CTRL) and red (VARIED) lines.

3.3.5. Discussion and conclusion

[15] Our study is a model-based illustration of the crucial role of insulation by snow in the soil thermal regime and in the processes involved in the formation and decomposition of soil organic matter. The mere representation of differentiated snow thermal properties for two complementary Arctic ecosystems yields notable differences in the repartition and amount of current terrestrial carbon: soil carbon decomposition is enhanced upon winter warming close to the freezing point, higher summer temperatures, thicker active layers and reduced permafrost extent. The current permafrost zonation is thus captured with more accuracy.

[16] We underline that measurements performed in late March, as made for this study and retrieved from the cited literature (Derksen et al., 2009) possibly underestimate the thermal conductivity difference between our two snow types of interest. Taiga snow remains poorly conductive during the whole snow season, as it mainly consists out of recent snow and depth hoar (Sturm et al., 1995). On the opposite, fresh snow is rare on the tundra and rapidly transforms into windslabs of high k_{eff} . The thermal resistance of the tundra snowpack is higher at the end of the snow season as windslabs partially transformed into depth hoar (Derksen et al., 2009). Hence the real thermal effect of the different snow properties might be underestimated in our study.

[17] Distinguishing between taiga and tundra snow is a first step towards an improved representation of the snow and soil thermal regime in land-surface models. More detailed snow classifications exist (Sturm et al., 1995). The snow classes identified exhibit fairly different thermal characteristics and can be retrieved from climatic conditions, hence their potential for use in land-surface or climate modelling. Our study focused on the effects induced by the two dominant snow classes of the northern circumpolar area. Further experiments could involve an increased degree of refinement in the description and mapping of the snow cover thermal properties.

[18] Also, our snow model is very coarse, which limited our possibilities of exploring more realistic spatial distributions of snow properties in this study. Current developments (Wang et al., in prep.) aim at representing a vertical and horizontal variability in snow properties, and

account for interactions with the canopy. They should provide a new tool to produce a refined estimate of the effects investigated by this study.

[19] Shrub expansion and northward migration of the tree line at the pan-Arctic scale have been reported over the past three decades (Serreze et al., 2000; Sturm et al., 2001b; Jia and Epstein, 2003; Tape et al., 2006; Forbes et al., 2010), in link with recent climate warming. These ecosystem changes have been shown to affect the local and global climate conditions (Sturm et al., 2001a, 2005a; Lawrence and Swenson, 2011) as well as carbon cycling at high latitudes (Sullivan, 2010). Diverse and intricate processes are at stake, at the instance of changes in albedo and surface roughness shifting the partitioning of energy between surface and atmosphere, changes in evapotranspiration, soil moisture regime, shading, but also snow trapping and distribution. These processes have also been shown to possibly sustain further shrub growth through soil biological feedback (Sturm et al., 2005b) and enhance soil carbon loss (Sullivan, 2010).

Still, the implications of these changes in the global context are hard to assess: using the CLM model, Lawrence and Swenson (2011) for instance inferred thicker active layer thicknesses under shrubs in an idealized pan-Arctic +20 % shrub area experiment. However, this result could be balanced by considering snow redistribution processes. Here, the specific snow metamorphism and snow thermal properties pertaining to forested areas are highlighted as a further feedback mechanism, which bears consequences for biogeochemical cycling in the Arctic and therefore for global climate.

[20] The intrication of the processes involved makes a complete physical modelling of land surface processes paramount in the prospect of reliable climate projection. A detailed snow modelling is part of it and should not be left out as it entails substantial climatic implications. We hope that our study will foster model developments considering the tied evolution of snow, vegetation and high latitude soil carbon in a changing climate.

Chapitre 4

Exploitation de données satellites pour l'évaluation de la modélisation hydrologique de surface à grande échelle : cadre méthodologique et résultats préliminaires

Résumé introductif

Dans ce chapitre, les données de statut de surface (gelé ou non-gelé) et d'humidité du sol superficiel collectées par l'instrument ASCAT (Advanced SCATterometer), à bord du satellite METOP, et compilées par la TU (*Technische Universität*) de Vienne dans le cadre du projet de l'ESA DUE-Permafrost, sont utilisées afin d'évaluer les performances de la représentation de l'hydrologie de surface aux hautes latitudes dans ORCHIDEE.

Ces comparaisons révèlent une bonne représentation des jours de fonte et de regel par le modèle, qui reflète principalement la qualité du forçage atmosphérique utilisé : la modélisation de la neige, en particulier en lien avec la formulation de l'albédo, est une origine probable des différences constatées.

Si l'humidité superficielle modélisée répond de façon cohérente aux précipitations induites par le forçage atmosphérique, ORCHIDEE n'est en revanche pas capable de reproduire les principales caractéristiques spatio-temporelles du signal d'humidité des sols enregistré par ASCAT sur notre domaine d'étude, qui englobe le pourtour arctique sibérien : quasi-saturation des sols des plaines de basse Sibérie occidentale au moment du dégel et de la fonte des neiges ; et relative sécheresse des sols superficiels en régions montagneuses.

Une analyse approfondie révèle les lacunes de la modélisation hydrologique d'ORCHIDEE à l'origine de ces divergences : absence de représentation du régime hydrologique des régions de montagne, où pente et structure des sols induisent un drainage rapide et de faibles degrés de saturation du sol superficiel ; non-représentation des sols grossiers des régions de pergélisols de l'Extrême-Arctique ; absence de paramétrisation, dans la version utilisée, des étendues d'eau libre (plaines d'inondation, mares temporaires, eaux stagnantes) à l'origine d'une saturation printanière durable des sols des basses plaines de Sibérie.

Notre étude révèle également une dégradation de la corrélation journalière entre les teneurs en eau modélisées et observées dans le Nord-Est Sibérien. Ces faibles performances sont notamment attribuées à la moindre qualité du forçage atmosphérique dans ces régions reculées où la donnée observationnelle est rare.

Abstract

The newly available combined surface status and surface soil moisture products retrieved by the ASCAT sensor onboard satellite METOP are exploited with a view of assessing the strengths and weaknesses of surface hydrological modelling in the land surface model ORCHIDEE. Spatial and temporal resolutions of both satellite products make them suitable for such evaluation purposes.

Modelled and remotely-sensed timings of soil thaw and freeze-back agree reasonably well over the 2007-2009 period when data are available. Despite a good daily correlation with the remotely-sensed signal, the land surface model is unable to capture the main seasonal dynamics and spatial patterns of surface soil moisture in the Eurasian Arctic and Sub-Arctic areas. We hypothesize that those weak performances mainly originate from the non-representation of surface ponding in the model, the coarse treatment of the hydrological specificities of mountainous areas and spatial inaccuracies in the meteorological forcing in remote, North-Eastern Siberian areas.

List and affiliations of the authors

I. Gouttevin

AgroParisTech, ENGREF, 19 av. du Maine, 75015 Paris, France
CNRS/Université Joseph Fourier – Grenoble 1, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE), UMR 5183, BP53, 38041 Grenoble, France

A. Bartsch

Institute of Photogrammetry and Remote Sensing – Vienna University of Technology, Gusshausstrasse 27-29, 1040 Vienna, Austria

G. Krinner

CNRS/Université Joseph Fourier – Grenoble 1, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE), UMR 5183, BP53, 38041 Grenoble, France

4.1. Introduction

Land surface models pursue the ambition of a realistic representation of the hydrological cycle and climate. Surface and subsurface hydrological processes are key to attain this goal. Subsurface saturation degree will for instance control soil evaporation, the partition of rainfall water into infiltration and runoff, the thermal properties of the soil; on the other hand, the amount of plant-available water stored in the root zone will influence plant phenology and transpiration. In the carbon cycle, soil moisture is a key driver of the partition between oxic and anoxic soil decomposition processes (e.g. Sachs et al., 2010), which respectively lead to atmospheric emissions of CO₂ and methane, greenhouse gases with significantly different life-times and global warming potentials (Solomon et al., 2007).

These hydrological processes are ruled by a variety of mechanisms and parameters (soil texture, porosity, adsorptivity and heterogeneities, surface vegetation cover, rooting depths), a complexity which land-surface models, the numerical costs of which are constrained by objectives of long-term climate simulations, are inherently unable to account for.

Still, point-scale validation of these models (eg. Gouttevin et al., 2012a; Braud et al., 1995 ; Niu and Yang, 2006 ; Luo et al., 2003) reveal their ability to represent, upon knowledge of driving field parameters, the key components of the hydrological cycle at time-scales ranging from days to decades.

However, the complexity of the hydrological cycle increases with spatial scale in link with spatially heterogeneous processes (e.g. precipitation) and surface and sub-surface characteristics (vegetation cover, altitude, landforms, soil types; e.g. Western et al., 2002). The recent study by Cresto Aleina et al. (2012) on the cross-scales links between hydrological processes in an Arctic polygonal tundra landscape is a typical illustration for that. Spatial

scales of 100 km x 100 km are the typical scales of interest of land-surface models designed for global climatic applications. At those scales, land-surface models are expected to provide a coherent representation of aggregated water fluxes (towards the atmosphere; as runoff; and within the soil), which can rely on the use of *effective* soil parameters and the computation of *effective* soil moisture statuses. The hydrological validation of land-surface models at those scales is difficult due to (i) the scarcity of observation-based hydrological datasets of relevant spatial extent; (ii) if available, their specificity to one precise landform; (iii) the extreme spatial variability of hydrological properties and variables within this spatial extent, which make field-based evaluation of aggregated water fluxes rather speculative.

Recent advances in remote-sensing techniques and retrieval algorithms (Wagner et al., 2007; Naemi, 2009) have provided remotely-sensed coarse-resolution (25-50 km) soil moisture products for hydrologic applications. Such products are by essence areal averages at scales comparable to the resolution of land-surface models, thus sparing the highly uncertain spatial extrapolation. Furthermore, data are acquired with regional or global coverage and at a frequency higher than most in-situ measurements.

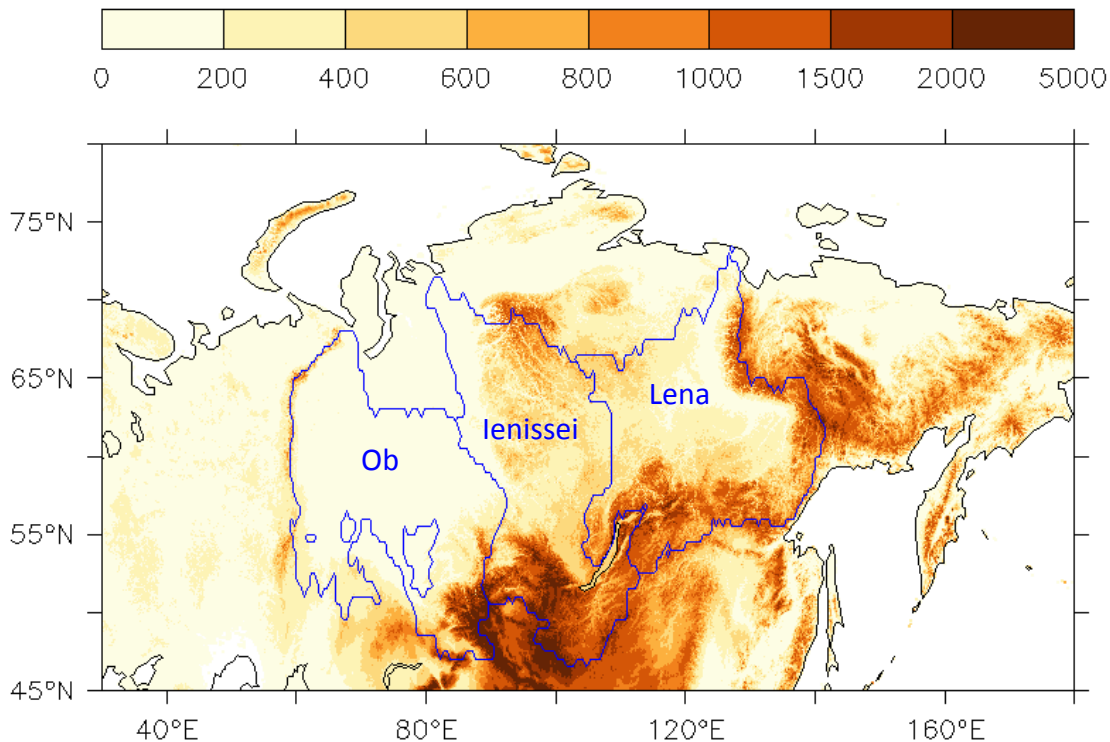
Effective use of these products in assimilation mode by hydrological models revealed the general merits of spaceborne soil moisture datasets for soil moisture estimations (Reichle and Koster 2005; Walker and Houser 2004) and, for low relief and low vegetation catchments, for runoff simulations (Parajka et al., 2006). Wagner et al. (2003) compared the first global and multiannual remotely-sensed soil moisture dataset derived from satellites ERS1 and ERS2 with precipitation data and LPJ model output, concluding that more research was needed prior to the exploitation of these data in the boreal zone. Using an improved retrieval algorithm, Naemi (2009) hinted a global comparison between the ASCAT surface soil moisture product and GSWP-2 (Dirmeyer et al., 2006) and ERA-Interim (Dee et al, 2011) model outputs in terms of temporal correlations. However, a detailed comparison between this product and large-scale land surface model outputs at high latitudes has, to our knowledge, not yet to been performed. Our hypothesis is that such a comparison can help both modellers in diagnosing possible model inaccuracies, and the remote sensing community through data-user feedback and identification of potential weaknesses in the soil moisture retrieval algorithm.

In this article, we clarify the methodological framework of model-to-remotely-sensed surface soil moisture data comparison and compare both signals over the Eurasian Arctic and Subarctic regions. The primary objective is to assess the hydrological performances of our land-surface model in areas where *in-situ* measurements are critically scarce and an accurate representation of the hydrological cycle is equally critically essential for climate modelling at both global and local scale. In this respect, focus will be on the representation of spatial patterns and temporal variability of the soil moisture and soil freezing and thawing signals. However, the discussion will also extend on the possible causes of model and data incompatibilities, providing in some way a limited quality assessment for the remotely sensed data.

4.2. Data, model and methods

4.2.1. Study area

Although ASCAT data extend over the whole circumpolar regions, we only focus on the Siberian circumpolar area, e.g. the region comprised between the 30°E and 180°E meridians, and beyond 45°N. Our study area thus includes three of four major drainage basins of the Arctic (Lena, Yenissei and Ob) (Serreze et al., 2003; **Figure 4.1.**) and the greatest part of the Northern Hemisphere land surface area subject to seasonal freezing (Zhang et al., 2008).



Altitude map of the study area (m)

Figure 4.1. Topography of the study area and its main basins.

4.2.2. Data

The ASCAT (Advanced Scatterometer) instrument onboard satellite Metop is an active microwave sensor operating in C-band (5.2 GHz), a low frequency in the microwave domain suitable for soil moisture and surface status retrieval due to its ability to penetrate vegetation and to the sharp contrast of dielectric constant from dry or frozen to wet soil or melting snow at this frequency (Naemi et al., 2012; Wagner et al., 1999; Ulaby et al., 1982). This contrast is the theoretical basis for the remote sensing of soil moisture and surface status. Microwave frequencies are unimpeded by cloud cover, and active sensing allows acquisition during day and night. Metop orbit and ASCAT instrument characteristics provide 80 % global daily coverage at 25 km resolution.

In this study, we make use of two complementary datasets derived from ASCAT time-series: the ASCAT Surface Soil Moisture (SSM) product version V1 and the ASCAT Freeze-Thaw (or Surface Status, hereafter SSF) Test product (Paulik et al., 2012). Details and quality assessment of both datasets can be found in Bartalis et al., (2007); Naemi et al. (2009); Naemi (2009) and Naemi et al. (2012) respectively.

The surface soil moisture retrieval algorithm was developed by the TU Wien and initially calibrated for ERS satellite data (Wagner et al., 1999). It relies on a change detection approach, whereby components of the backscattered microwave signal showing seasonal or lower-than-seasonal frequency variations are successively subtracted from the original signal. Those components include surface roughness (assumed to be temporally invariant), vegetation canopy and vegetation water content (assumed to vary within several days to weeks). The residual signal then relates to the uppermost soil moisture content, which can range from 1 to 5 cm depth (Naemi et al., 2009). The ASCAT SSM-V1 product is preliminarily masked out for frozen ground or snow-covered conditions, where extremely low liquid soil moisture content are retrieved. At each 25 km x 25 km pixel, the signal is then scaled between a local historical dry reference (0 %) and a local historical wet reference (100 %), using surface soil moisture time series from both ASCAT and ESR satellites and thus dating back to 1991. In the end, this moisture index is provided as a 7-day composite of the available signals retrieved on the day of interest and the preceding 6 days: a quality flag indicates the portion of measurements used for the 7-day composite with respect to maximal possible acquisitions.

The Freeze-Thaw product distinguishes between regions where the backscattering coefficient is higher in winter than in summer (due to higher liquid precipitation in winter, leading to wetter soils) and opposite (due to dry snow having a generally lower backscatter than moderately wet soils). Distinct decision trees are applied in both regions, based on locally calibrated backscatter threshold levels for freeze-thaw transition and snow melt. They lead to a surface status description as frozen, unfrozen, melting snow or unknown. In our study area, the first case applies to temperate, European regions whereas the second case is more common at high latitudes (Naemi et al., 2012).

4.2.3. Model

The land surface model ORCHIDEE includes a soil moisture scheme computing water infiltration and vertical water diffusion within the soil based on the Richards equation and a Van-Genuchten parameterization for matric potential and hydraulic conductivity. Hydraulic parameters are derived from the Zobler (1986) soil textural map of the world brought down to three soil classes (coarse, medium and fine) and the respective hydraulic parameters by Carsel and Parrish (1988). Surface water that does not infiltrate nor evaporate is routed as surface runoff towards the rivers, while no lateral flow is accounted for below the ground surface. Vertical water diffusion occurs over the uppermost 2 m of the soil, where the impact of soil compaction and soil freezing on the hydraulic parameters are also accounted for, as well as water uptake by roots. At 2 m depth, if the soil is not frozen, soil water is considered to undergo free drainage: this drainage water is routed towards the river at a slower speed than surface runoff water. At the soil surface, the amount of infiltrable water is computed as a result of precipitation and evaporation. A thorough description of the soil moisture scheme can be found in De Rosnay (1999) and Gouttevin et al. (2012a). In terms of soil moisture, the model output is a vertically discretized volumetric soil moisture. The vertical axis is irregular, with steps ranging from the millimetre (uppermost numerical soil layer) to 50 cm (lowermost soil layer); the temporal resolution of the model output is daily.

To model the hydrological dynamics of our study area over 2007-2009, we forced ORCHIDEE with the $2^\circ \times 2^\circ$ CRU-NCEP meteorological forcing developed by N. Viovy (url: <http://dods.extra.cea.fr/data/p529viov/cruncep/readme.htm>). This forcing combines the CRU-TS2.1 (Mitchell and Jones, 2005) monthly climatology with the NCEP reanalyses starting from 1948. A 10-year simulation was performed over 1997-2006 for the model to reach thermal and hydrological equilibrium; then the 2007-2009 simulation was performed for the purpose of our analysis.

The low spatial resolution was initially chosen due to numerical time constrains. As these constrains have recently been lifted (**Chapitre 5**), simulations are currently running at $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ resolution and will allow a more refined analysis.

4.2.4. Model developments

The representation of snow in land surface models has been recurrently highlighted as critical for an accurate representation of diverse components of the hydrological cycle, especially at high latitudes (Slater et al., 2001; Dankers et al., 2011; Gouttevin et al., 2012a). Snow melt governs the timing when underlying frozen ground starts to thaw and becomes more permeable to infiltrable water. Snow melt water also mainly accounts for the volume and timing of the spring peak of river discharge in high latitude catchments.

ORCHIDEE has been often pointed out for the weak performances of its snow scheme, part of which relates to the choice of a *composite layer* formulation (Slater et al., 2001). In this formulation, snow is numerically incorporated in the soil as a layer with specific thermal properties, and the energy balance computed at the surface of the model grid-cell uses a single surface temperature and albedo representative for the whole grid-cell. The grid-cell albedo in ORCHIDEE relies on the following formulation:

$$\alpha_{\text{grid-cell}} = f_{\text{snow}} \cdot (\sum f_{\text{veg}} \cdot \alpha_{\text{snow-veg}}) + (1 - f_{\text{snow}}) \cdot (\sum f_{\text{veg}} \cdot \alpha_{\text{veg}}) \quad (4.1)$$

with

- $\alpha_{\text{grid-cell}}$ the representative grid-cell albedo
- f_{snow} the fraction of the grid cell covered by snow, computed as a function of snow water equivalent on the grid-cell SWE (mm m^{-2}).

$$f_{\text{snow}} = \frac{SWE}{SWE + SWE_{\text{crit}}} ; SWE_{\text{crit}} = 10 \text{ mm m}^{-2} \quad (4.2)$$

- f_{veg} the fraction of grid cell effectively covered by the vegetation type ‘veg’ (one of those vegetation types is bare soil)
- $\alpha_{\text{snow-veg}}$ the albedo of snow-covered vegetation type ‘veg’, which is a function of two vegetation-type specific parameters ($\alpha_{\text{end, veg}}$ and $\Delta\alpha_{\text{veg}}$) and of snow age t :

$$\alpha_{\text{snow-veg}} = \alpha_{\text{end, veg}} + \Delta\alpha_{\text{veg}} \cdot e^{-t/\tau}; \tau = 5 \text{ days.} \quad (4.3)$$

- α_{veg} the albedo of snow-free vegetation type ‘veg’

In wintertime, the model grid-cell is made up of patches of snow-covered and snow-free vegetated (and/or barren) areas. In those conditions, the use of the grid-cell composite albedo (equation 4.1) results in underestimating the albedo of snow-covered areas and

overestimating the albedo of snow-free areas. A systematic model bias towards an early snow-melt timing ensues.

In this paper, we do not correct the model for this bias, which would require a thorough revision of the energy-balance computation scheme, possibly in the form of separate energy balances for snow-covered and snow-free areas: research is currently ongoing in this direction in the ORCHIDEE-developing team, and also aims at improving the snow-scheme specifically (Wang et al., in prep).

However, also the $\alpha_{\text{end,veg}}$ and $\Delta\alpha_{\text{veg}}$ parameter values governing the albedo of snow-covered vegetated areas in ORCHIDEE can be incriminated for the low performance of the model, as they originate from field measurements mostly performed in a temperate region where snow cover does not last longer than a few days (Chalita et al., 1992): therefore, the $\alpha_{\text{end,veg}}$ values coincide with the snow-free albedo values for each vegetation type, and those low values are reached within a few days given the decay time constant ($\tau = 5$ days). This is not consistent with the reality of high-latitude landscapes, where snow cover persists over months with an impact on surface albedo, even in forested areas (e.g. Gao et al., 2005). One option to reconcile the snow-covered albedo parameterization in ORCHIDEE with the conditions prevailing at high-latitudes could be to make use of a spatially explicit time-constant for albedo decay, possibly linked to winter local climatological characteristics like temperature; this option would require proper calibration based on spatially-explicit snow-covered albedo data. Another option is to revisit the $\alpha_{\text{end,veg}}$ and $\Delta\alpha_{\text{veg}}$ parameter values for high-latitude environments: this is the one we chose given the simplicity of its implementation within the existing parameterization of ORCHIDEE.

Here, we revisit the $\alpha_{\text{end,veg}}$ and $\Delta\alpha_{\text{veg}}$ parameter values in ORCHIDEE making use of the remotely sensed MODIS land-surface albedo product MOD43B3 and the respective statistics by Jin et al. (2002) and Gao et al. (2005) formulated for each IGBP land-cover types for snow-covered areas above 40°N. These statistics, complemented by additional literature values, are summarized in **Table 4.1.**, as well as the albedo parameter values we inferred from them for ORCHIDEE.

$\alpha_{\text{end,veg}}$ and $\Delta\alpha_{\text{veg}}$ respectively correspond to the lowest and maximum deviation from lowest albedo for snow-covered vegetation type ‘veg’. Those parameters could be theoretically estimated from observed mean μ and standard-deviation σ values as $\mu-2\sigma$ and 4σ respectively, a $(\mu-2\sigma, \mu+2\sigma)$ range comprising 95 % of all observed albedo values of an hypothesized Gaussian albedo distribution for each vegetation type. However, mean snow-covered model albedo computed when using $\alpha_{\text{end,veg}} = \mu-2\sigma$ and $\Delta\alpha_{\text{veg}} = 4\sigma$ showed a negative bias when compared to mean MODIS snow-covered albedo: the temporal evolution of albedo in ORCHIDEE (equation 4.1) combined with snowfall frequency over high latitude areas do not lead to Gaussian distributions of the snow-covered albedos around $\alpha_{\text{end,veg}}+2\sigma$. Furthermore, maximum albedo values reported by Gao et al. (2005), can not be considered as absolute maxima as they are averaged over a 10° latitudinal band. We therefore also relied the ancillary data mentioned in **Table 4.1.** to infer coherent values for $\alpha_{\text{end,veg}}$ and $\Delta\alpha_{\text{veg}}$, with the minimum requirements that $\alpha_{\text{end,veg}} + \Delta\alpha_{\text{veg}}$ do not exceed the observed snow-covered maximum albedo value for the respective vegetation type and $\alpha_{\text{end,veg}}$ be below the mean MODIS-retrieved snow-covered albedo for vegetation type ‘veg’. Barren landscapes are treated like grassland with respect to albedo in snow-covered conditions. The new adopted parameterization mainly results in enhanced snow-covered albedo values for boreal grassland and barren landscapes.

ORCHIDEE Vegetation type ('veg')	IGBP class	α_{mean} black-sky, SW broadband 40°N- 50°N mean snow- covered albedo (Jin et al., 2002)	α_{max} white-sky, SW broadband 50°N- 60°N average maximum snow- covered albedo (Gao et al., 2005)	$\alpha_{\text{end,veg}}$		$\Delta\alpha_{\text{veg}}$	
				Old	New	Old	New
7 – boreal needleleaf evergreen	1 – needleleaf evergreen forest	0.213 (+/- 0.095)	0.258	0.14	0.18	0.06	0.09
<i>Betts and Ball (1997) report field measured albedos for jack pine and spruce/poplar with snow of 0.150 (± 0.051) and 0.108 (± 0.092) in Canada boreal forest, respectively.</i>							
8 – boreal broadleaf summergreen	4 – broadleaf summergreen	0.294 (+/- 0.090)	No data	0.14	0.2	0.25	0.2
<i>Hardy et al. (1998) report values as high as 0.25 over a leafless, deciduous aspen stand with snow north of Prince Albert, Saskatchewan in Canada, for the (0.3–3.0 μ m) band.</i>							
9 – boreal needleleaf summergreen	3 – needleleaf summergreen	0.296 (+/- 0.122)	0.368	0.14	0.2	0.06	0.2
10 – boreal grass	10 - grassland	0.585 (+/- 0.097)	0.721	0.18	0.4	0.63	0.4
- <i>Betts and Ball (1997) report snow-covered grassland mean albedo values of 0.75 (+/-0.1) at BOREAS stations.</i> - <i>Gao et al (2005; their figure 4) report a range of values between (0,37-0,78) for completely snow-covered grassland at a 0.05° resolution; most data are comprised within a (0,4- 0,7) range.</i>							

Table 4.1. Snow-covered albedo statistics by Jin et al. (2002) and Gao et al. (2005) for different ORCHIDEE and IGBP vegetation classes, accompanied by ancillary field data. The original albedo parameter values for ORCHIDEE (columns *OLD*) and the values we infer from the statistics and ancillary data (columns *NEW*) are also listed.

We use the close agreement between the modelled remotely sensed timing of snowmelt (**Section 4.4.1.**) as a proof of suitability of this new parameterization; for comparison, the modelled timing of snowmelt using the original parameterization of snow-covered albedo in ORCHIDEE is displayed in **Figure S.4.1.**, illustrating that most improvement is obtained over the northernmost areas where low vegetation dominates; low vegetation landscapes are the most impacted by our revised albedo parameterization. However, we are well aware that further tests are needed to assess the validity and possibly improve this parameterization, like the computation of statistics for each vegetation class and their comparison with remotely-sensed albedo statistics; they are currently ongoing, alongside with the processing, by Dr. Jin, of snow-albedo statistics from improved MODIS albedo data for our study area and for the 2000-2010 decade.

4.2.5. Data and model output treatment

The ASCAT SSF product does not provide a continuous daily record due to acquisition gaps and limits of the classification algorithm (Naemi et al., 2012). We therefore gap-filled this dataset using a nearest neighbour gap-filling algorithm. A comparison of the ASCAT SSF and SSM products revealed substantial failures of the primary ASCAT SSM masking algorithm for frozen ground conditions (Supplementary material, **Figure S.4.2**). We therefore use the ASCAT SSM data after a second masking out operation relying on the gapfilled ASCAT SSF data.

For model output to be suitable for comparison with ASCAT SSM data, we applied the following operations on the initial modelled volumetric soil moisture:

- (i) average over the uppermost 5 cm of the soil
- (ii) mask out for frozen ground conditions, relying on the fractional frozen water content of the uppermost 5 cm computed by the model: if it exceeds 10% the ground is considered frozen.
- (iii) for each model grid cell, identify the local historical wet and dry references and rescale the moisture content of step (i) on a 0 %-100 % scale. For this identification, the 1999-2009 period was used.
- (iv) produce a 7-day composite of the model output processed till step (iii).

For consistency with the ASCAT SSM product denomination, the result of operation (iv) will be referred to in the following as the modelled surface soil moisture (SSM), or SSM-model. However, the reader should keep in mind that both ASCAT and modelled SSM are not volumetric soil moisture contents but representative soil moisture **indices**.

4.3. Results

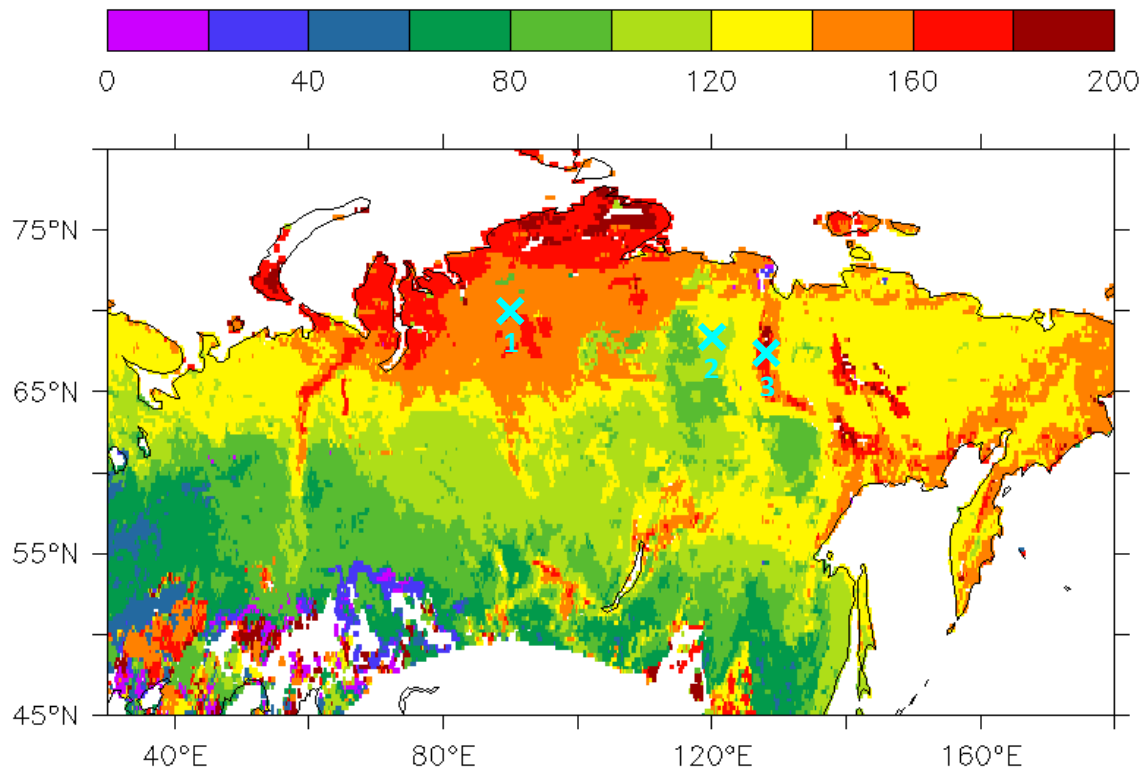
4.3.1. Freeze-thaw timings

Figure 4.2. compares the modelled and remotely-sensed timing of surface soil thaw: the **day of the year** is compared **when the last soil-thawing/snow-melting event preceded by at least a week of frozen-ground or snow-covered conditions** is detected by the ASCAT sensor or computed by the model. Such a formal definition of the day of thaw proved necessary because at high latitudes, there is no unique day of surface thawing in the year: after snow melt, the soil is affected by several freeze-thaw events induced by cold spells or just the diurnal air temperature cycle. Additionally, the ASCAT SSF test product features sporadic soil thaw events at high latitudes very early in spring, which is not consistent with the local climatological conditions and calls for a careful handling of isolated remotely sensed surface thaw/snow melt events.

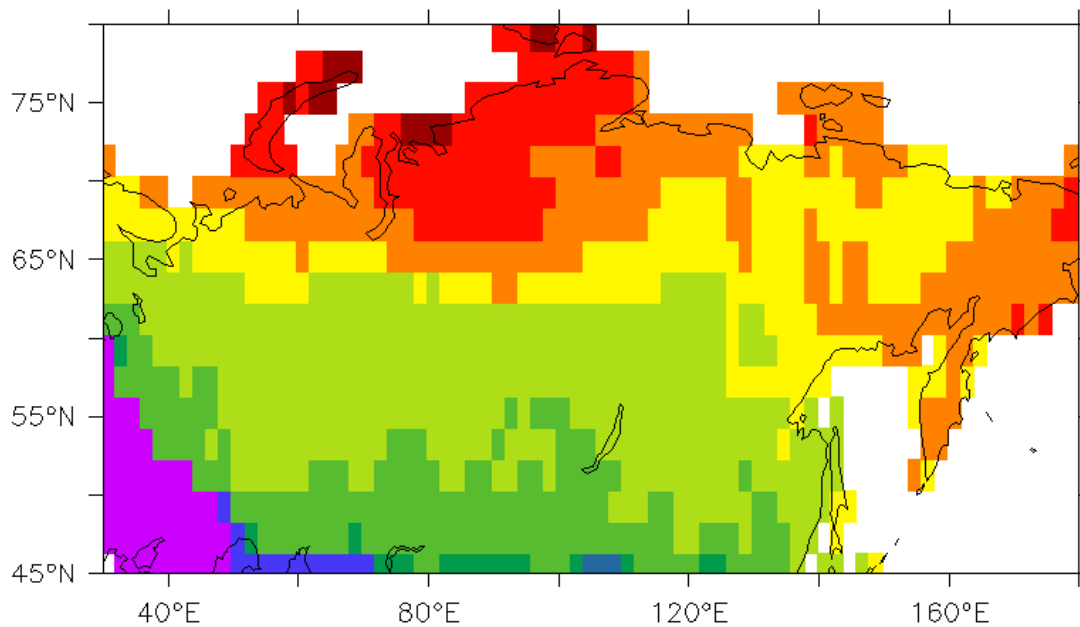
Overall, the broad spatial pattern of the timing of remotely-sensed and modelled soil thaw compare relatively well, with a complete surface thawing occurring last in the North-Western and Eastern parts of Siberia, due to persistent snow-cover for the former area and long enduring cold air temperature for the latter area. However, some discrepancies are to be noted and analysed:

- (i) The modelled timing of soil thaw is overestimated in the western and northern parts of the Poutorana Plateau. In this area, the remotely sensed timing of soil thaw coincides with an atmospheric air temperature signal crossing the freezing point, as illustrated at a precise location with coordinates 90°E, 70°N (**Figure 4.2.a.**: location 1; **Figure 4.3.b.**). The delayed model soil response originates from a longer than observed snowmelt period (**Figure 4.3.a.**). There is much uncertainty in the solid precipitation accounted for in the forcing data in this area (e.g. Sheffield et al., 2006; Takala et al., 2011) and the possibility of an overestimation of the snow water equivalent by the model cannot be ruled out: it is supported by model-to-data comparisons (Menegoz, personal communication) and in line with an overestimated modelled snow-melt duration.
- (ii) A delay in the modelled surface thaw timing also occurs over Central Siberia. We illustrate this case on location 2 (**Figure 4.2.a.**; **Figure 4.4.a.**) with coordinates 120°E, 68°N. There, the atmospheric forcing does not allow to simulate the remotely-sensed end of April timing of soil thaw, with forcing air temperatures crossing the freezing point only in May and almost continuous snowfall occurring till mid-May. Snow water equivalent overestimation, induced by the atmospheric forcing, and model bias towards an overestimation of the snow-melt period duration, can not be ruled out, possibly in link with the albedo parameterization. **This will be discussed in section 4.5.**
- (iii) Over relief areas like the Northern Taymyr Peninsula, Verkoyansk, Altai and Baïkal ranges, remotely sensed data indicate a very late final surface soil thaw which is not captured by the model. In those middle-to-high altitude areas, as illustrated on location 3 (128°E, 67°N; **Figure 4.5.**) in the Verkhoyansk range, freeze-thaw events are frequent even in summer. Such events are not featured by the atmospheric forcing, probably due to its low spatial resolution which does not allow to resolve relief areas accurately.

To conclude, the good overall agreement between remotely sensed and modelled timing of soil thaw primarily reflects the quality of the atmospheric forcing used to drive our land-surface model. Identified inconsistencies between the atmospheric forcing and remotely-sensed data, especially over high-latitudes and high-altitude areas, lead to lower model performances, though possible model intrinsic biases cannot be unambiguously disentangled. The comparison between modelled and remotely-sensed day of surface freeze-back requires a similar unequivocal definition of the “day of freeze-back”, and lead to very similar results and conclusions which will not be displayed here. These findings highlight the potential of using remotely-sensed surface status data to improve atmospheric forcing datasets designed for climate modelling.



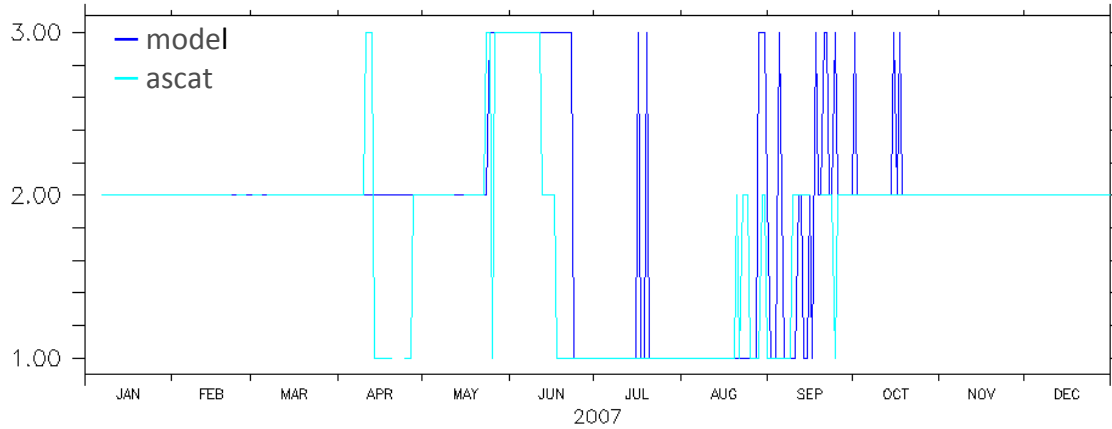
a. ASCAT – Day of thaw



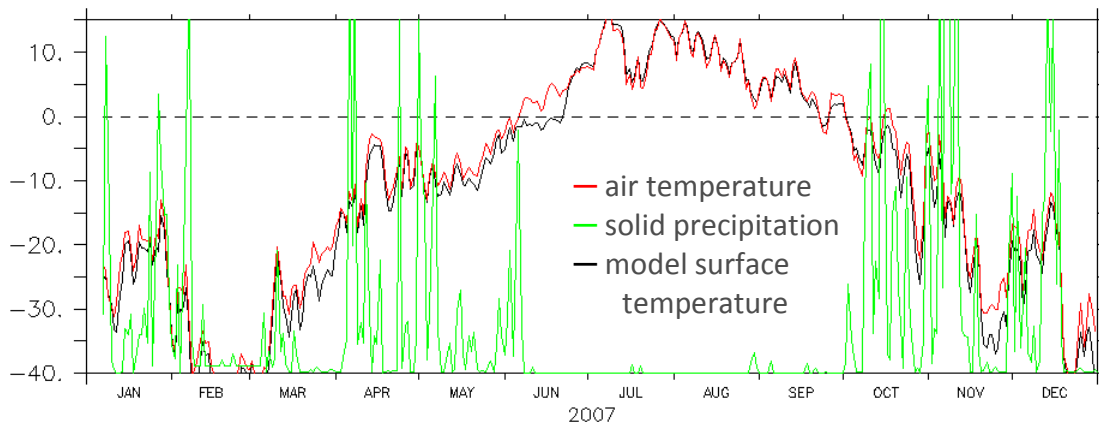
b. MODEL – Day of thaw

Figure 4.2. Remotely-sensed (a.) and modelled (b.) day-of-year of surface soil thaw year 2007. See text for precise definition of this timing.

Overlaid on (a.) are locations 1, 2 and 3 where analyses are carried (see text).

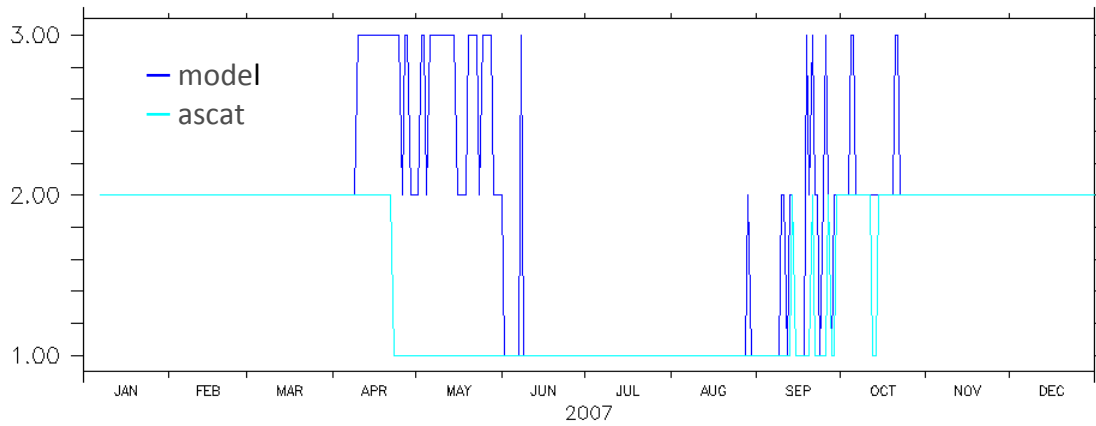


a. MODEL and ASCAT surface status (90E, 70N)

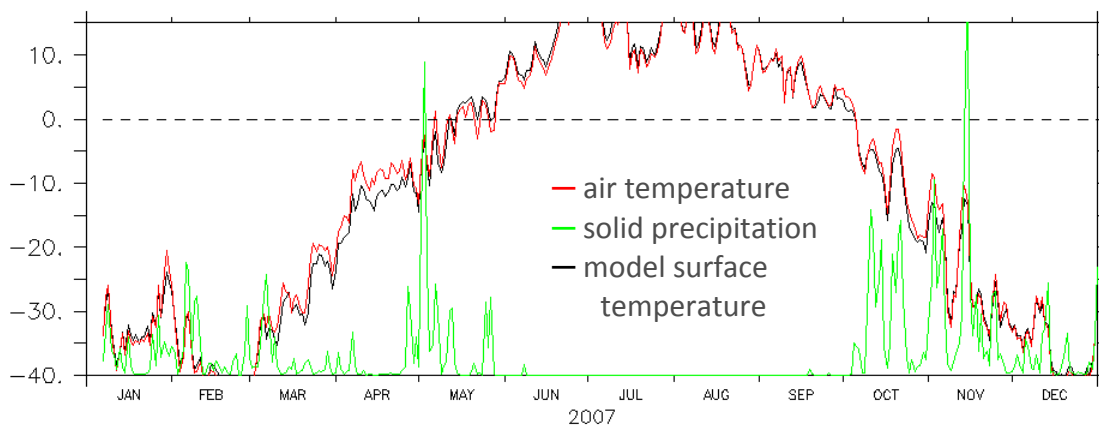


b. Atmospheric forcing at (90E, 70N)

Figure 4.3. a. Modelled and remotely sensed surface status at location (90°E, 70°N; location 1 on **Figure 4.1.a.**) West of the Poutorana Plateau, with code: 3 for melting snow, 2 for frozen surface and 1 for unfrozen surface. **b.** Air temperature and solid precipitation forcing data at (95°E, 75°N). Also shown are modelled surface temperature (black) and freezing point isotherm (black, dash).

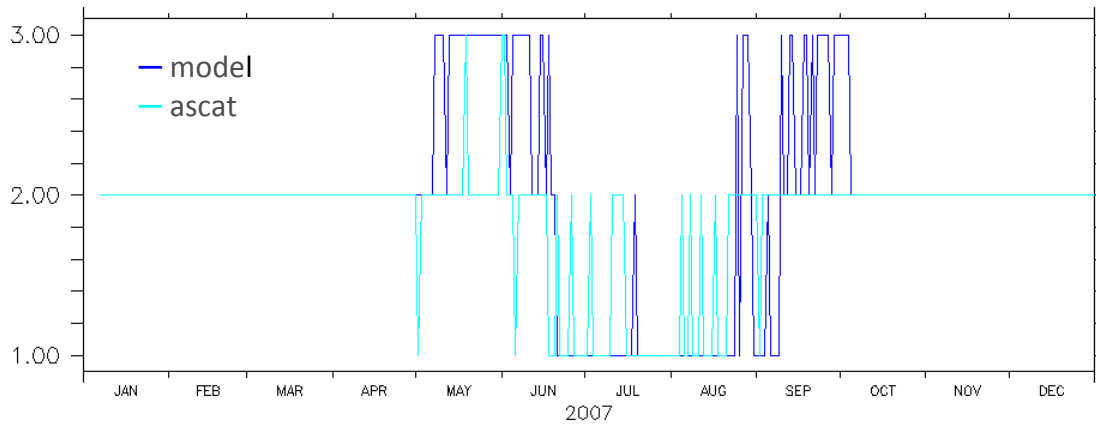


a. MODEL and ASCAT surface status (120E, 68N)

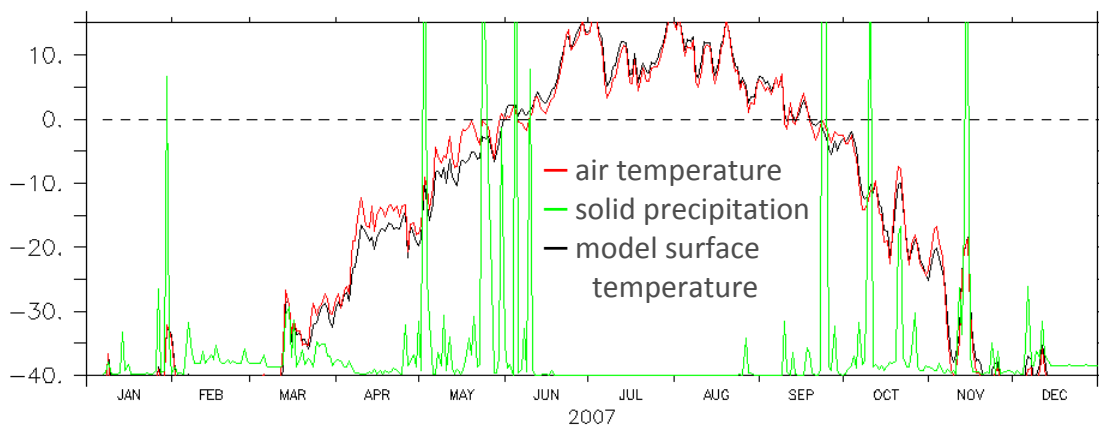


b. Atmospheric forcing at (120E, 68N)

Figure 4.4. a., b. Same as **Figure 4.3. a.,b.** but for location 2 (120°E, 68°N) in Central Siberia.



a. MODEL and ASCAT surface status (128E, 67N)



b. Atmospheric forcing at (128E, 67N)

Figure 4.5. a.,b. Same as **Figure 4.3.a.,b.** but for location 3 (128°E, 67°N) in the Verkoyansk Range.

4.3.2. Surface soil moisture

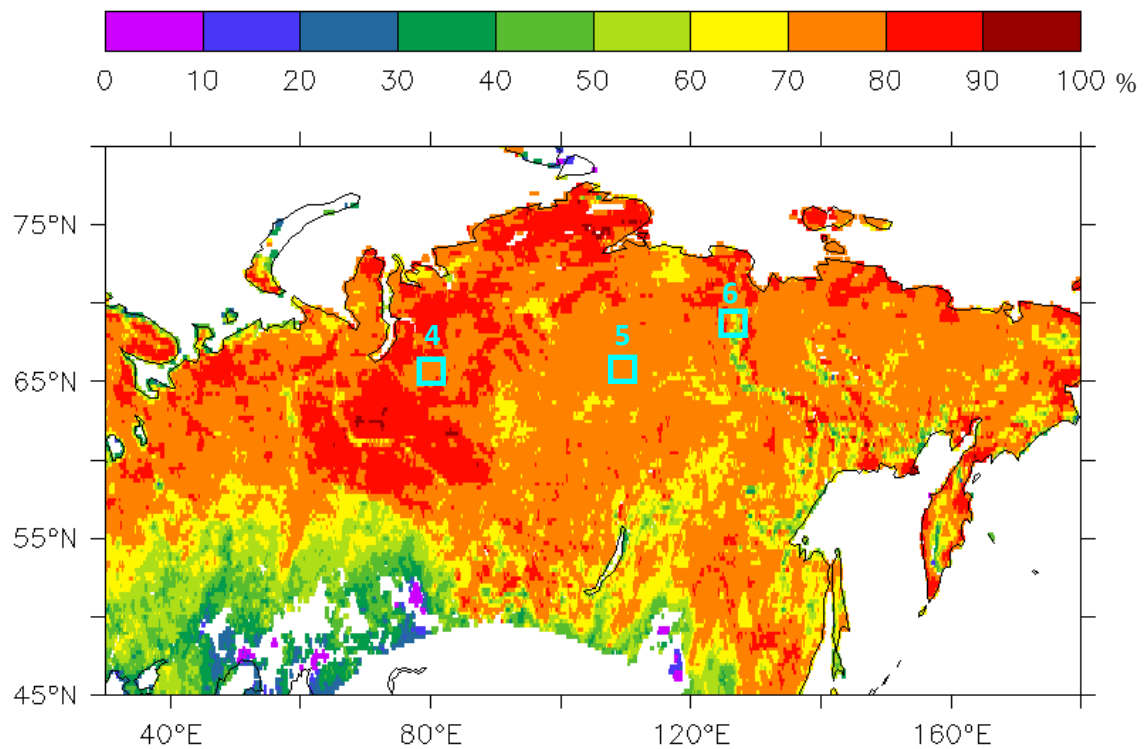
Mean spatial patterns

The annually-averaged soil moisture pattern derived from satellite data is stable over the three years of available data and illustrated by **Figure 4.6.a**. High mean surface moisture values are retrieved for the flat and low-altitude domains of our study area, with highest values in the Western Siberian Lowlands, over Arctic coastal areas, and the Taymyr Peninsula. This is consistent with known hydro-climatologic features of the Siberian Arctic drainage system: the Western Siberian Lowlands receive important amounts of precipitations and host large floodplains and ponding areas in spring and summer (e.g. Serreze et al., 2003); the Arctic coastal plains exhibit typical wet tundra landscapes where saturated conditions can locally prevail (e.g. Boike et al., 2008); the Taymyr Peninsula has the shortest snow-free season of the Siberian Arctic, which, combined with cold summer air temperature, shallow active layer (annual superficial thaw depth of permafrost) and low and poor vegetation, creates conditions favourable to ponding.

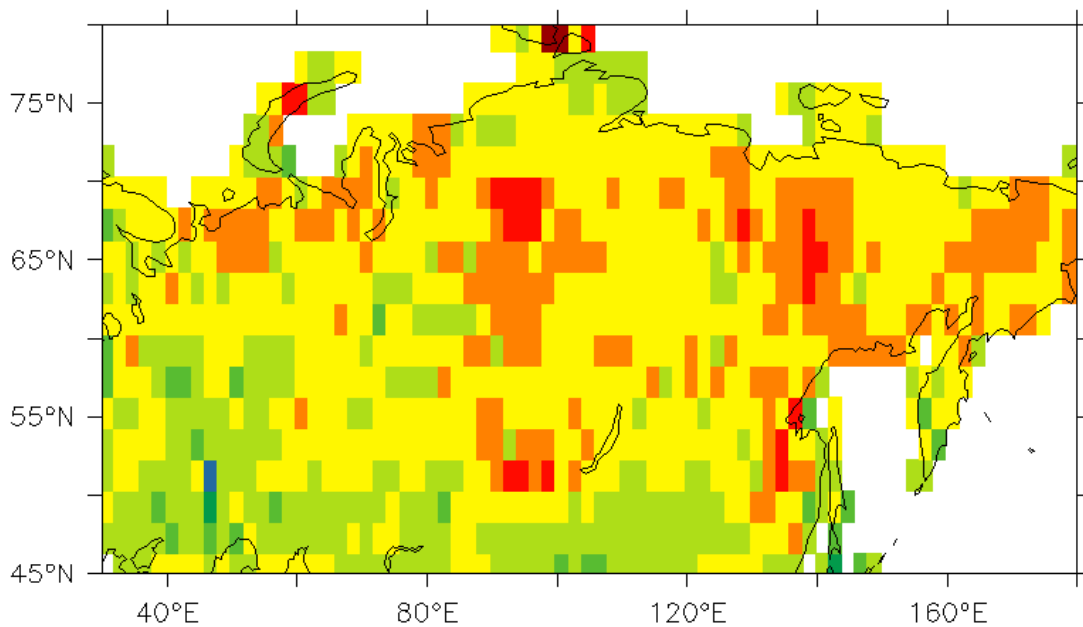
On the opposite, relief areas (Ural range, Putorana, Verkhoyansk and Baïkal Mounts) exhibit distinctively lower mean surface soil moisture values. This result is coherent with rapid responses of mountain watersheds to precipitation events and efficient drainage and routing of surface runoff resulting from slope, limited vegetation cover and ground structure (rocky features, shallow soils). Additionally, the limited number of days a year with available data in those areas (**Figure S.4.3.**) and frequent freezing and snowfall conditions all year-long (e.g. **Figure 4.5.a.**) increase both the frequency and the impact of failures of the masking-out algorithm. Remaining masking out failures are probable in those areas even after the application of a second masking based on ASCAT SSF data to original ASCAT SSM data: first, we detected some very probable inconsistencies in the ASCAT SSF test product (see section 4.4.1); besides, failures of the preliminary mask of ASCAT SSM data had the highest frequency in mountainous areas (**Figure S.4.2.**). Secondly, the SSF determination algorithm is based on a freeze-thaw backscatter threshold and has been shown prone to confound volume backscatter by dry snow with backscatter from relatively dry, unfrozen soils (Naemi et al., 2012). Such failures lead to underestimated surface soil moisture contents.

Both effects are illustrated on **Figure 4.7.a.**, representing the modelled and remotely sensed soil moisture signal averaged over a $1^\circ \times 1^\circ$ region of the Verkoyansk Range centered on point 127.5°E , 68.5°N : surface soil moisture values lower than 40 % are likely due to masking out failures.

Consistently with these effects, the remotely sensed surface soil moisture shows a high standard deviation over mountainous areas (**Figure 4.8.**). The Northern Taymyr Peninsula, Verkoyansk and Kolyma Ranges stand out with very high standard deviations of the remotely sensed surface soil moisture. For those precise areas, Naemi (2009) reported final uncertainties of the ASCAT SSM product as high as 20 %, as a result of elevated backscatter noise inherent to the remote-sensing procedure (in link with topography and frequent snow-covered and icy ground surface conditions even outside the cold season), and of low contrast between wet and dry references reducing the accuracy of the soil moisture retrieval algorithm. This noise is an artificial contribution to the enhanced standard deviation of the ASCAT SSM product in the above-mentioned areas.

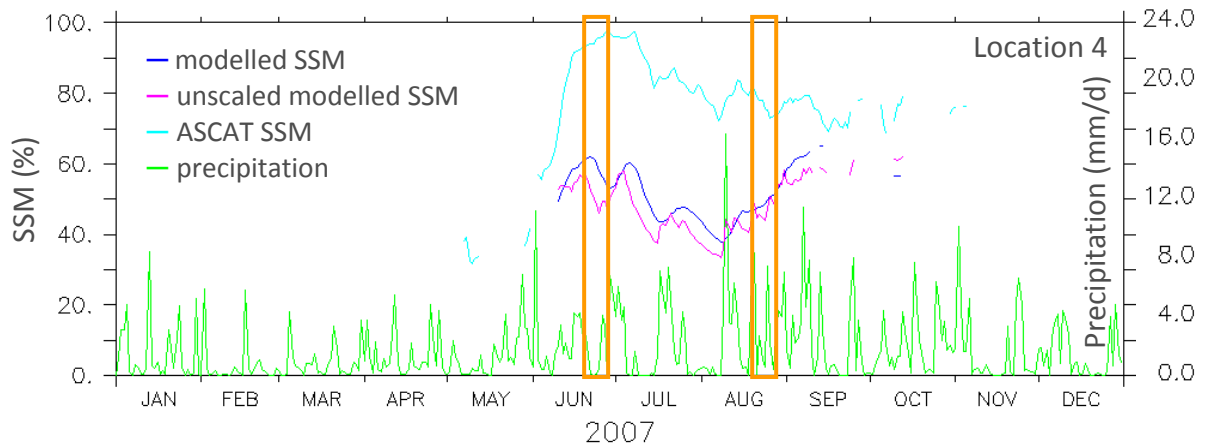


a. ASCAT mean annual surface soil moisture, 2007–2009

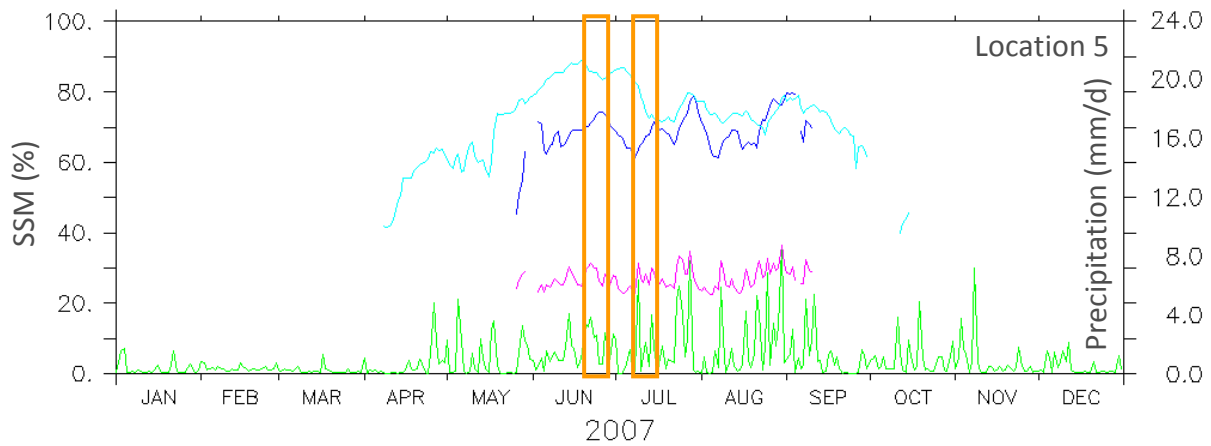


b. MODEL mean annual surface soil moisture, 2007–2009

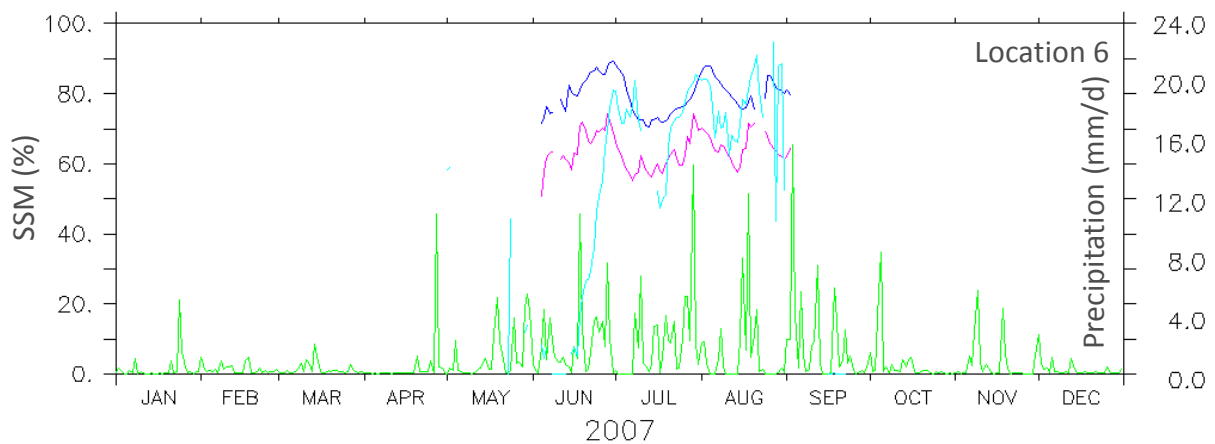
Figure 4.6. Mean annual surface soil moisture (%) as derived from the ASCAT sensor (a.) and from model outputs (b.) over 2007-2009. Overlaid on (a.) are three specific 1°x1° sub-regions where modelled and remotely-sensed surface soil moisture evolutions are analysed in detail.



a. Soil moisture dynamics in the W. Siberian Lowlands around 80 E, 66 N.

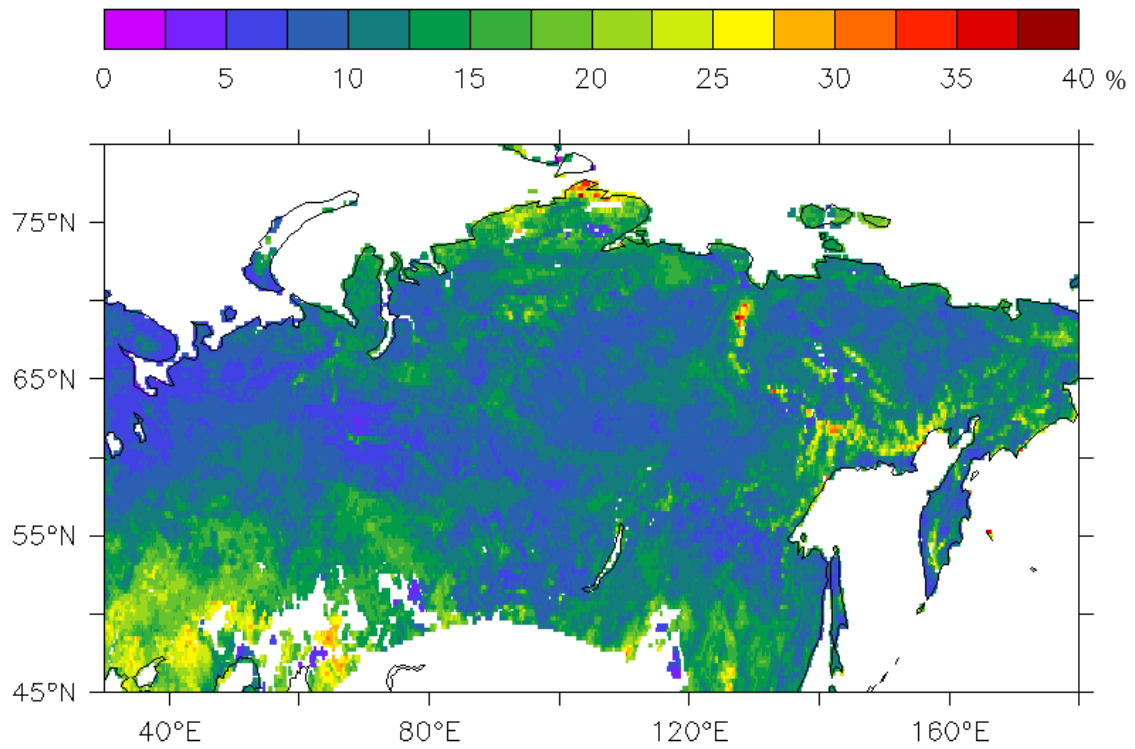


b. Soil moisture dynamics in Central Siberia around 110 E, 66 N.

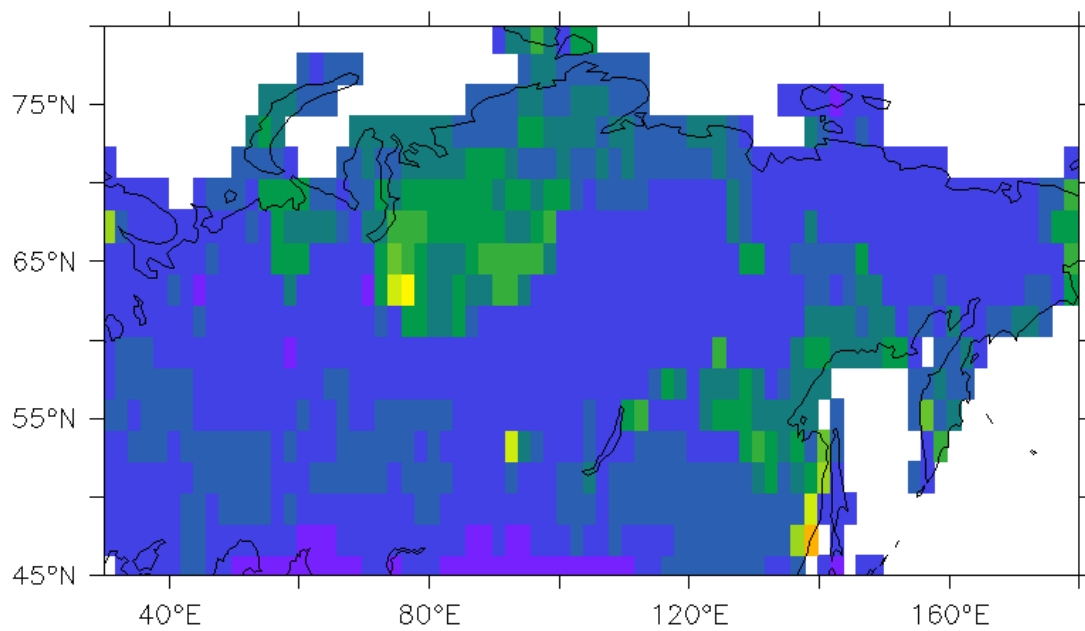


c. Soil moisture dynamics in the Verkhoyansk Range around 127.5 E, 68.5 N.

Figure 4.7. Remotely-sensed and modelled liquid SSM dynamics at locations 4 (a.), 5 (b.) and 6 (c.). These regions are identified on **Figure 4.6.a.** and their precise coordinates specified in the text. The unscaled modelled SSM refers to the real-time modelled saturation degree, on which neither scaling nor temporal averaging has been performed. Also shown are precipitations indicated by the climate forcing, and boxes supporting the correlation analysis.



a. ASCAT soil moisture variance, 2007–2009



b. MODEL soil moisture variance, 2007–2009

Figure 4.8. Mean annual surface soil moisture standard deviations (%) as derived from the ASCAT sensor (a.) and from model outputs (b.) over 2007-2009.

The mean modelled SSM spatial patterns do not match well the mean remotely-sensed SSM spatial patterns (**Figure 4.6.b.**): the highest modelled SSM values are computed on the mountain ranges (Central Siberian Plateau; Poutorana, Verkhoyansk and Baïkal Mountains), relief areas which receive more precipitation in the forcing data while colder air temperatures drive lower evaporative fluxes. This discrepancy with respect to observational data may be symptomatic of the absence of a specific representation of mountainous areas in the hydrological scheme: none of the three soil texture classes and associated hydraulic parameters used by the model is designed to represent specific mountainous terrains. Furthermore, the only effect of slope accounted for in the model is a reduction in surface runoff reinfiltration at the grid-cell scale, while there is no limitation of direct infiltration. Those aspects and potential model improvement related to them will be discussed further in **Section 4.5.**

The high standard deviations of the modelled uppermost soil moisture in most mountainous areas relate to the frequent heavy rainfall events occurring there, which lead to subsurface saturation followed by a recession due to drainage: consistently with model shortcomings mentioned above, those recessions are of lower magnitude than recorded by observations, which lower modelled than observed standard deviations reflects. This behaviour is illustrated in **Figure 4.7.c.** over a $1^\circ \times 1^\circ$ region of the Verkhoyansk Range (location 6, centred on point 127.5°E , 68.5°N).

In areas with less pronounced relief the model tends to exhibit lower surface soil moisture values than recorded by the ASCAT sensor: this difference is very pronounced in Western Siberia and of lower magnitude in Eastern Siberia. Both situations illustrated in **Figure 4.7.a.** and **4.7.b.** over two $1^\circ \times 1^\circ$ regions of the Western Siberian Lowlands (location 4, centred on point 80°E , 66°N) and in Central Siberia (location 5, centred on point 110°E , 66°N). As model and data were subject to comparable rescaling, temporal averaging and masking out procedures (Section 4.3.), lower modelled SSM values can be indicative of quicker surface soil drying: the likelihood of this process and other possible causes of this discrepancy will be discussed later in this section and in **Section 4.5.**

Overall, the modelled and observed standard deviation patterns also agree well over areas with low relief: the high soil moisture variances modelled over the Western Siberian Lowlands result from rainfall events followed by rapid surface drying in June and July, while soil saturation degree regularly increases in August when the frequency and intensity of precipitation events increase. This is illustrated at location 5 in **Figure 4.7.b.**, but not completely in line with the remotely sensed signal where the spring surface soil moisture increase is the most pronounced pattern: this difference will be further illustrated in the next sub-section and discussed in Section 4.5.

Daily correlations

The modelled and remotely sensed SSM exhibit spatially variable correlation at the daily timescale (**Figure 4.9.**). Correlation is distinctively high in Western Siberian regions and low in North-Eastern Siberian regions, with contrasted results in mountainous areas. In each case, as shown in **Figure 4.7.**, the modelled SSM responds closely and coherently to precipitation events reported by the forcing data: the modelled unscaled SSM provides a direct illustration of that. Locations 4 and 5 are respectively representative of regions with high (resp. low)

daily correlations, though this does not characteristically stand out in **Figure 4.7.** for the year 2007, when periods with anti-correlation are highlighted for both locations.

Two types of such periods can be distinguished: periods with ASCAT SSM increasing while modelled SSM decreases, and the exact opposite. In terms of surface soil moisture, the former periods corresponds to undue surface drying in the model with respect to observations; the latter indicate undue surface moistening.

To characterize the dominating type of model error with respect to the observations, we computed the normalised difference between the number of days respectively showing undue surface moistening (N_{moist}) and undue surface drying (N_{dry}) in the model.

This normalized difference N is calculated as follows, and illustrated in **Figure 4.10.**

$$N = \frac{N_{moist} - N_{dry}}{N_{moist} + N_{dry}} \quad (4.4)$$

Undue surface drying can proceed from:

- (i) excessive modelled evaporation;
- (ii) too rapid drainage of surface water towards the deeper soil;
- (iii) excessive modelled surface runoff due to a misrepresented partition between runoff and infiltration;
- (iv) underestimated or unrepresented precipitation events in the driving forcing data. This can also proceed from misrepresented phase of the precipitation, with solid precipitation leading to a delayed soil moistening.

Undue surface moistening results from opposite conditions.

In **Figure 4.10.**, mountainous areas distinctively stand out as regions with dominating undue surface drying situations. In those areas, a positive bias in the modelled evaporation can not be excluded as the coarse resolution of the forcing data does not allow to represent the real temperature conditions at high altitude: **Figure 4.5.** illustrates substantial inconsistencies between the forcing data and effective temperature conditions at location 3 in the Verkoyansk Range, whereby summer soil freezing events retrieved by the ASCAT sensor were not reflected in the temperature forcing. It is however hard to assess the magnitude of this likely evaporation bias on the modelled surface soil moisture.

Excessive surface drainage towards the deep soil or a positively biased runoff to infiltration ratio are improbable given the absence of representation of the specific hydrological regime of mountainous areas in the modelled, mentioned above. Besides, the higher-than-observed mean modelled SSM in mountainous area (**Figure 4.6.**) would then imply positively biased precipitation and/or negatively biased evaporation over those areas: the former is unlikely given the frequent presumption of underestimated precipitation over relief areas in low-resolution climate forcing data (e.g. Adam et al., 2006); the latter is inconsistent with the likely modelling bias mentioned above. Most probably, the dominating undue surface drying situations over mountainous areas are hence induced by underestimated or unrepresented precipitation events, a likely bias consistent with the coarse resolution of the atmospheric forcing and existing scientific literature.

Similar dominating situations exist over the Northern Taymyr Peninsula. Given the very short duration of the observation period there (Section 4.3.1.), the high uncertainty of ASCAT-SSM product (see above) and the reduced quality of the atmospheric forcing (see below) there, we will not analyse those results further.

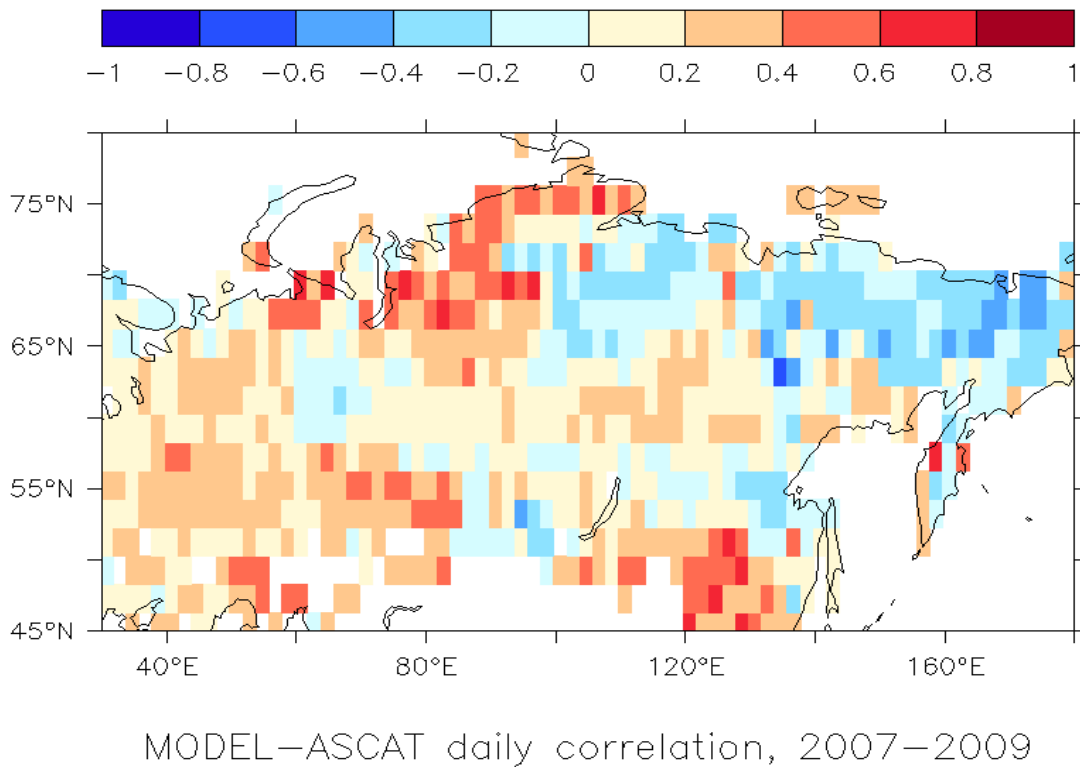


Figure 4.9. Modelled and remotely-sensed SSM daily correlation coefficient over 2007-2009.

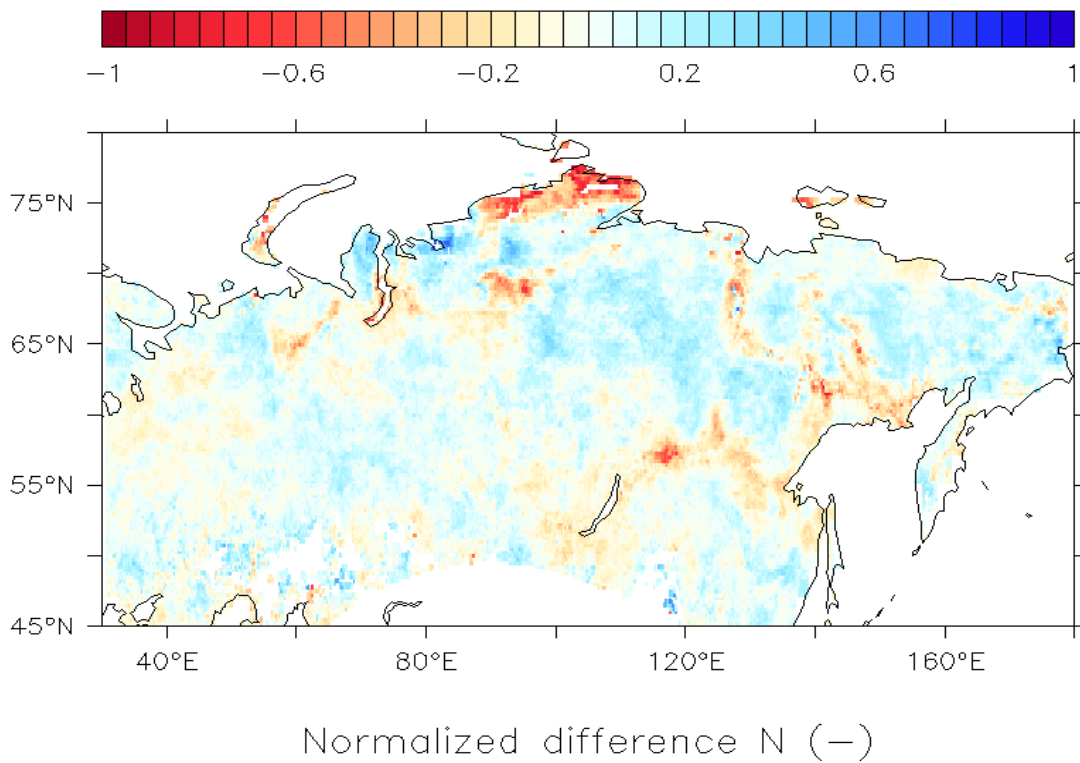


Figure 4.10. Normalized difference between days showing undue surface moistening and undue surface drying in the model with respect to the ASCAT SSM product.

Over the regions of lower altitude with low daily correlations between remotely-sensed and modelled SSM signals (e.g. Eastern part of the Central Siberian Plateau, North-Eastern Siberia), undue surface moistening is the dominant deviation of the model from observational data. In these areas, barren, rocky landscapes with low-altitude relief features are frequent (**Figure 4.1**). The Eastern Central Siberian Plateau is characterized by leptosols, i.e. shallow soils overlying hard rock or very gravely or calcareous material (Jones et al., 2010). Such soils, which the model does not represent, are characterized by rapid drainage while relief features in sparsely vegetated areas limit water re-infiltration and enhance runoff. This points towards the opposite of mechanisms (ii) and (iii) as likely causes of the low performance of the hydrological model in those areas. Also, the clear decrease in model performances over North-Eastern Siberia is to be linked to the extreme low density of the ground-based observational network in this region (e.g. Uppala et al., 2005), hampering the quality of the atmospheric forcing data especially precipitation (e.g. New et al., 1999; Hulme and New, 1997; Legates 1988).

Spatio-temporal variability

We investigate the interannual variability of the modelled and remotely-sensed signal based on the mean liquid surface soil moisture of the three main basins of our study area: Ob, Ienissei and Lena (**Figure 4.11**); in winter, the reduced extent of areas with unfrozen surface water is responsible for the low values of mean SSM; we chose not to perform an average over pixels qualified as unfrozen in the model and the ASCAT datasets so as not exaggerate features of limited spatial extent and possibly different locations between the model and the data.

The model is able to follow the main seasonal and annual variations of the remotely sensed signal, though with lower performance on the Lena basin. Part of this agreement results from the good ability of the model to reproduce the seasonal extension of prevailing frozen ground conditions (**Section 4.4.1**). For almost all basins and years with available data, the annual maximum of surface soil moisture is underestimated by the model, in line with a mean surface soil moisture underestimation over most areas mentioned earlier. In the remotely-sensed data, this annual maximum occurs in late June or July, when a combination of processes leading to wet soils occur: snow-melt, surface soil thaw, early-summer precipitation falling on water-logged soils, temporal flooding of large areas as a result of river bank overflow. This last feature is particularly pronounced in the Western Siberian Ob basin (e.g. Lehner and Döll, 2004). The model is unable to reproduce the amplitude and/or spatial extent of these processes. Heavy late summer rainfall can even lead to higher basin-scale modelled SSM than induced by late spring processes (Ob and Lena, year 2008).

Zonal averages of the modelled and remotely sensed SSM confirm these differences between both spatio-temporal patterns (**Figure 4.12**). The dominant feature of the remotely sensed signal is the spring soil moisture increase, which covers all latitudinal bands above 60°N between June and July. Part of this signal is reproduced by the model, with best performance in 2008 when it spreads from 64°N to 68°N. In years 2007 and 2008, however, the dominant feature of the modelled signal is the SSM response to end-of-summer precipitation.

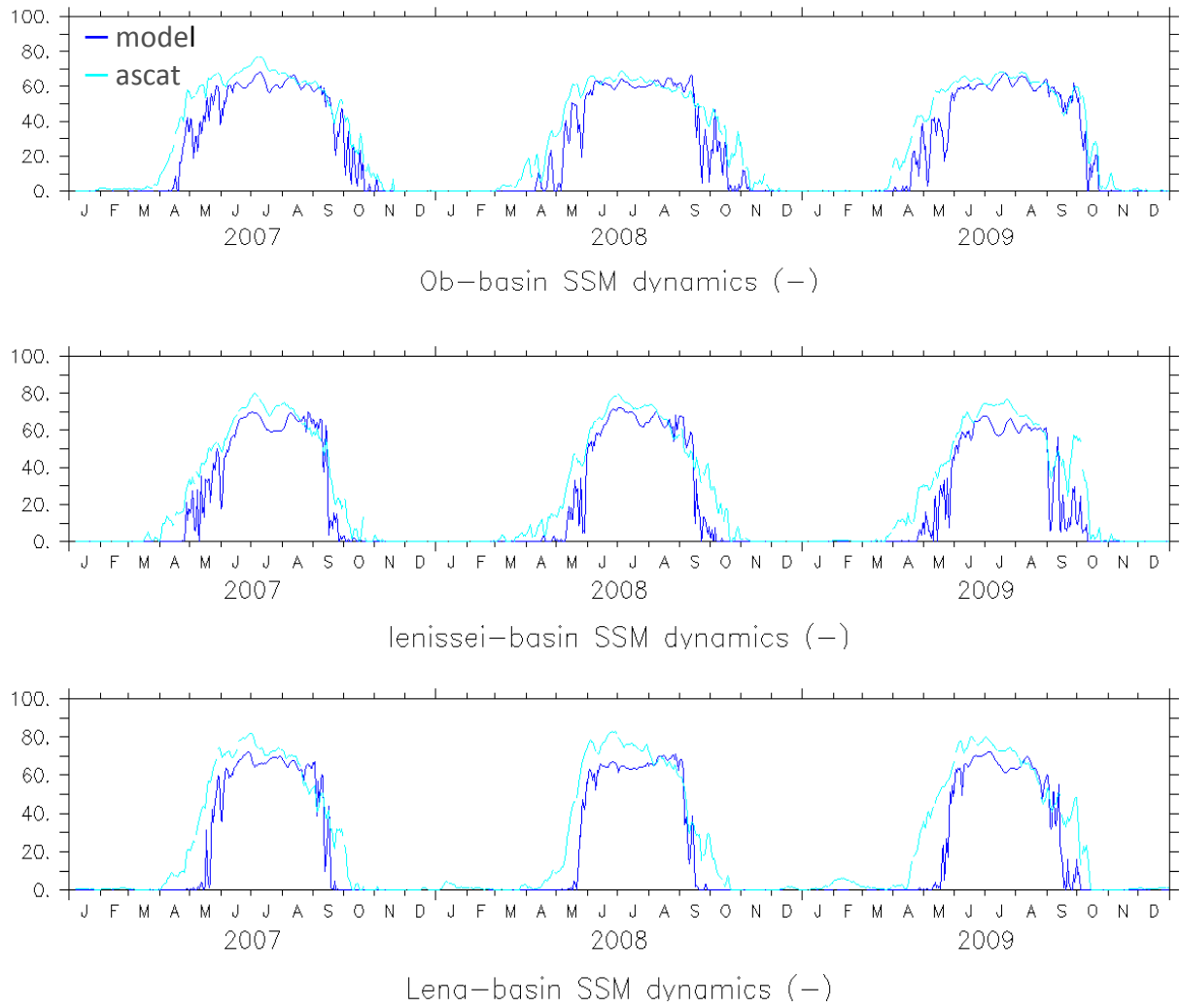


Figure 4.11. Remotely-sensed and modelled SSM (%), averaged over the three main basins of our study area.

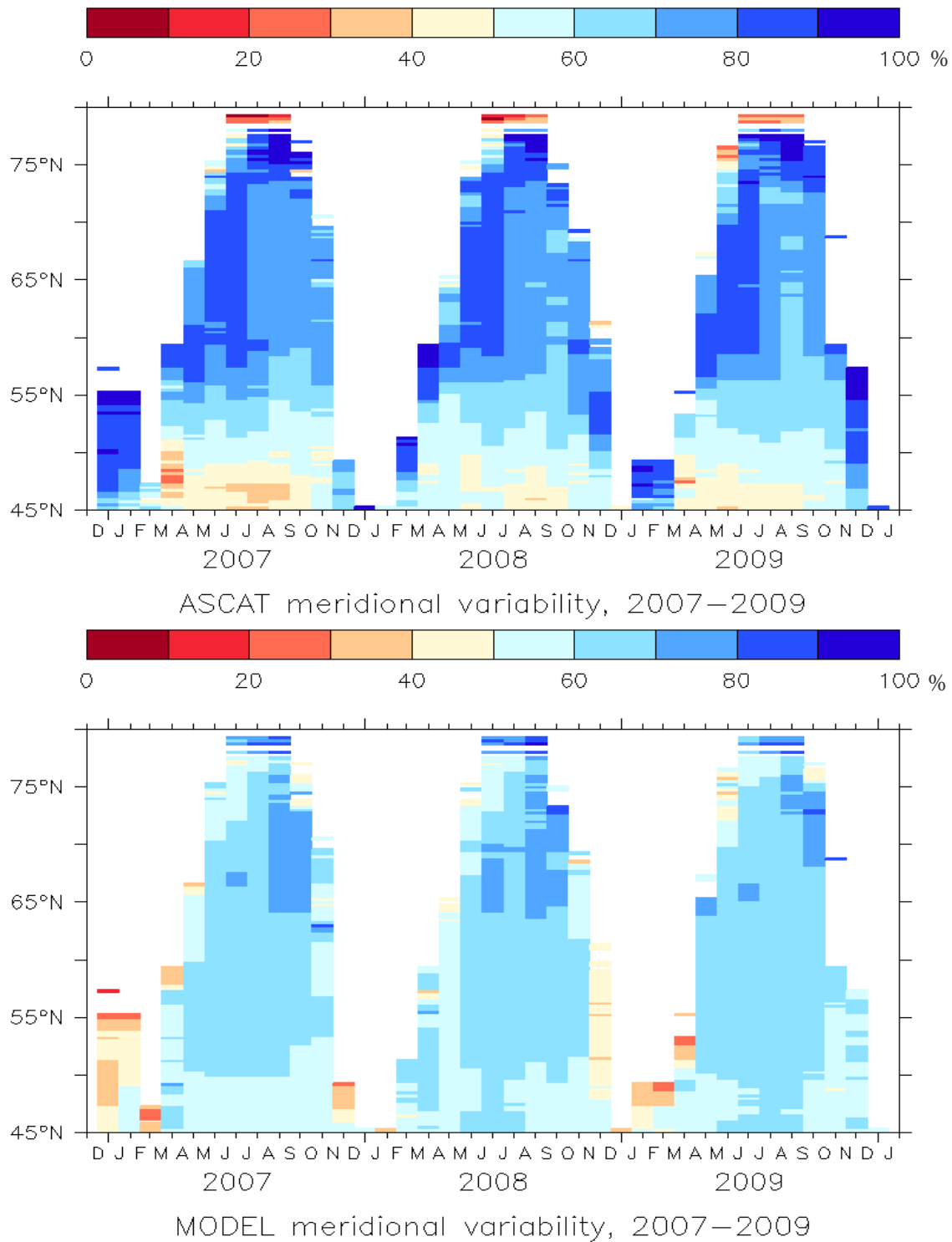


Figure 4.12. Meridional variability of the modelled and remotely-sensed SSM over the 2007-2009 period.

4.4. Discussion

Our parameterization of snow is not perfect: one of its main shortcomings, already mentioned in Chapter 3, is that no specific representation of the snow albedo decay at the time of snow melt is accounted for. This decay results from absorptive liquid water forming at the surface and within the snowpack. The original parameterization of the albedo of snow-covered areas in ORCHIDEE circumvented this difficulty, as $\alpha_{\text{end, veg}}$ was chosen to be equal to the albedo of the snow-free area. However, in the revised albedo parameterization, this modelling shortcoming results in overestimated albedo values at the end of the snow season, leading to a delayed timing of snow-melt. The new snow freezing scheme designed by Wang et al. (prep), which includes a prognostic albedo, should solve this problem in near future. In the present study, this shortcoming is probably the reason for the delayed timing of snowmelt computed by the model in Northern and North-Eastern Siberia.

The hydrological module of ORCHIDEE shows a reduced ability to reproduce some dominant features of the hydrological regime of our study area: a late spring marked increase in surface soil moisture, prevailing over Western Siberia; and the overall drier surface status of mountainous soils. Several modelling shortcomings can be incriminated for these moderate performances; we synthesise them below and in **Table 4.2.**, along with possible ways to circumvent them.

- (i) In the model, standing waters and the lateral redistribution of excess surface runoff within a grid cell are not accounted for. Instead, excess surface water is routed towards the rivers; no floodplains are accounted for in the version of the model used for this study. This shortens the duration of saturated surface conditions in the model and limits the model's ability to represent the spring surface soil moisture signal. In other versions of ORCHIDEE, modules representing floodplains and ponding water have been developed (Vivant, 2003; d'Orgeval, 2006); their use could improve the performance of our hydrological modelling in flat areas like the Western Siberian Lowlands.
- (ii) The hydrological module of ORCHIDEE theoretically allows different soil types to coexist over the same grid-cell: in this case, separate hydrological balances are computed for each soil type, representative of specific hydrological properties. However, the soil maps developed for ORCHIDEE (Chapter 1) exhibit a very limited spatial variability of soil types over the study area, dominated by medium textured soils with coarse soil sporadically appearing in the Western Siberian Lowlands only. As stated in Section 4.4., this may be not representative of the hydrological properties of soils over large areas of our study domain, with Central and Eastern Siberian landscapes featuring large extents of rocky, or gravely, barren soils. For this study the soil textural map by Zabler (1986) was used: since this work there has been progress in soil science and knowledge, even at high latitudes (e.g. Hugelius, 2012; Jones et al., 2010) and a revision of the soil maps and possibly parameters in use in ORCHIDEE is needed. The 12-classes soil textural map by Reynolds (1999), with associated soil hydrological parameters, for instance distinguishes the specific soil types of the Western and Eastern Siberian regions and could improve our hydrological modelling there.

Region	Western Siberia (excluding Taymyr)	Mountain Ranges (Ural, Verkhoyansk, Poutorana, Baikal, Altaï, Kolyma)	Eastern Siberia (Eastern part of the Central Siberian Plateau, Sakha, Tchoukotka)
Landscape	Lowlands subjects to ponding, lakes	Relief, rocky soils	Barren low-altitude relief, rocky shallow soils, numerous lakes
Dominant model bias(es)	Low SSM	High SSM Undue soil drying	Undue soil moistening
Hydrological modelling shortcomings	- no ponding, no floodplains	- no representation of the hydrological specificities of mountain areas - misrepresented (underestimated) precipitation	- poor representation of soil hydrological characteristics - high uncertainties in meteorological forcing, especially precipitation

Table 4.2. Modelling shortcomings pertaining to specific regions of our study area.

- (iii) This may not be enough to capture the specific hydrological regime of relief areas. Approaches to account for topography and soil water redistribution at the basins scale (e.g. Beven and Kirkby, 1979; Gedney and Cox, 2003) and have been implemented in ORCHIDEE (Ringeval et al., 2012). In particular, they include a representation of *Dunne* runoff from precipitation falling over a saturated fraction of the model grid: some improvement of the model performances in areas of low and high relief could be induced by the use of those new developments.

This diagnostic of the model performances proceeds from several coherent lines of evidences and distinct identified regional patterns, hence its robustness. However, some source of uncertainty remains in our methodological framework:

- (i) In the WARP5 algorithm used to infer the remotely-sensed SSM from the original backscatter data, the surface soil wet and dry references were computed as averages of maximum (resp. minimum) backscattered signals over a number of extreme events depending on the region and on the estimated uncertainty of the ASCAT SSM product for this region. Our methodology only relies on the absolute maximum and minimum modelled SSM over 1999-2009. Though this period is shorter than the 1991-2009 reference period of the WARP5 algorithm (Section 4.2.), we suspect that our methodology overestimates (resp. underestimates) the wet (resp. dry) reference with respect to observational data. An overestimation of the wet reference in the model could explain the structurally lower-than-observed surface soil moisture modelled over most of our study area.
- (ii) The ASCAT data have been shown prone to confound volume scattering by snow with scattering from wet soil (**Section 4.4.3.**). In our methodology, neither

ASCAT data nor model outputs were masked out for snow-covered ground conditions, most of which occur when the ground is frozen given the latitudinal boundaries of our study area. Still, the quality and robustness of our comparison would be improved upon use of an additional masking out for snow-covered conditions; remotely-sensed snow products from the MODIS satellite (Hall et al., 2010) or the Globsnow project (Solberg et al., 2010) provide adequate material for this purpose.

Finally, our study pointed out substantial modelling limitations induced by the quality of the atmospheric forcing: the incorporation of remotely-sensed surface soil moisture and soil status data in the assimilation schemes providing reanalysis fields could offer an alternative to the scarcity of observational data over the remote areas of the pan-Arctic region.

4.5. Conclusion

The ORCHIDEE land surface model shows a good ability to reproduce the spatial and seasonal pattern of ground freezing over our study area; potential improvement though lies in the snow-scheme, especially with respect to albedo modelling; developments in this direction are under way. The coarse resolution of our atmospheric forcing hampers the ability of the model at capturing isolated freeze-thaw events and the exact timing of end-of-winter soil thaw over relief areas.

In terms of soil moisture, despite a consistent model response to precipitation events, the model shows spatially contrasted performances. Relief areas tend to be wetter than observed, in spite of likely underestimation of the liquid precipitation in the forcing data. This paradox reflects a poor representation of the specific hydrological regime of mountainous regions in the model. Over flat areas, model performances are moderate, probably because the ponding and river bank-overflow mechanisms leading to water-logged conditions are not represented; this is especially true in the Western Siberian Lowlands: this prevents the model from capturing the main seasonal dynamics of the uppermost soil moisture over our study area. Developments exist or are under way, which, along with the use of state-of-the-art soil maps and parameters, should improve our hydrological modelling over the pan-Arctic area.

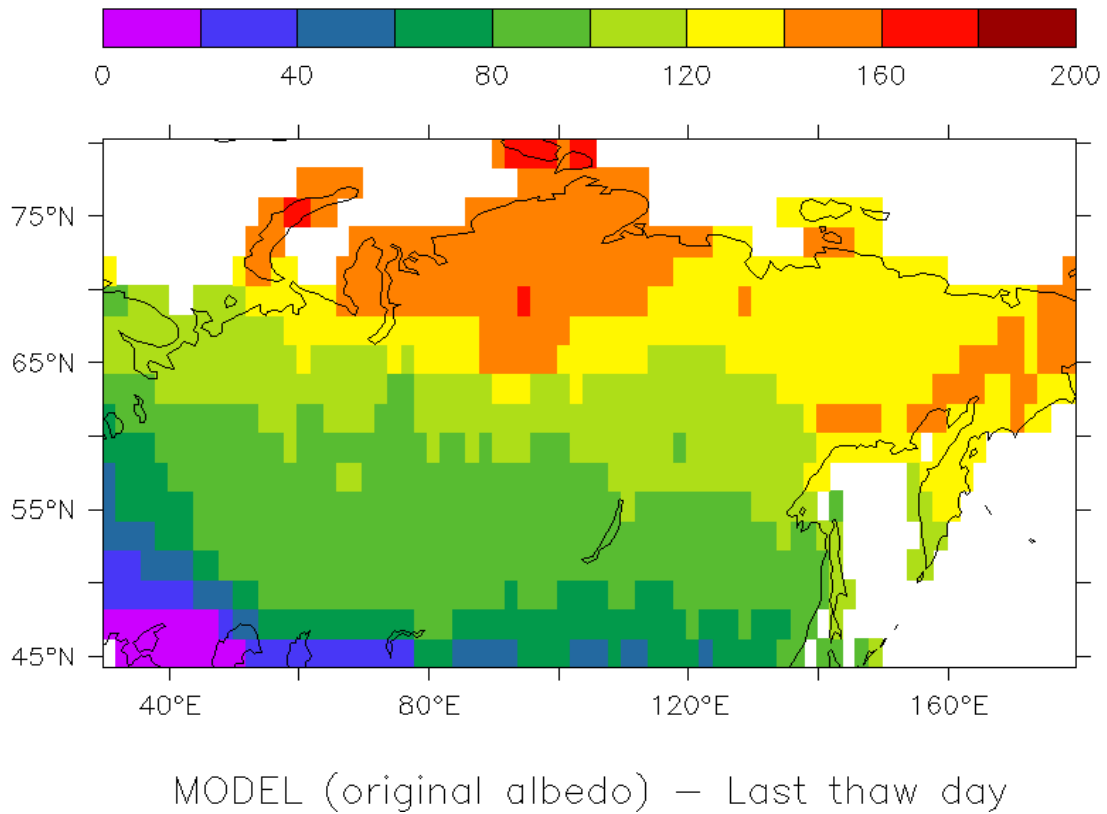


Figure S.4.1. Modelled day-of-year of surface soil thaw year 2007 using the original albedo parameterization in ORCHIDEE.

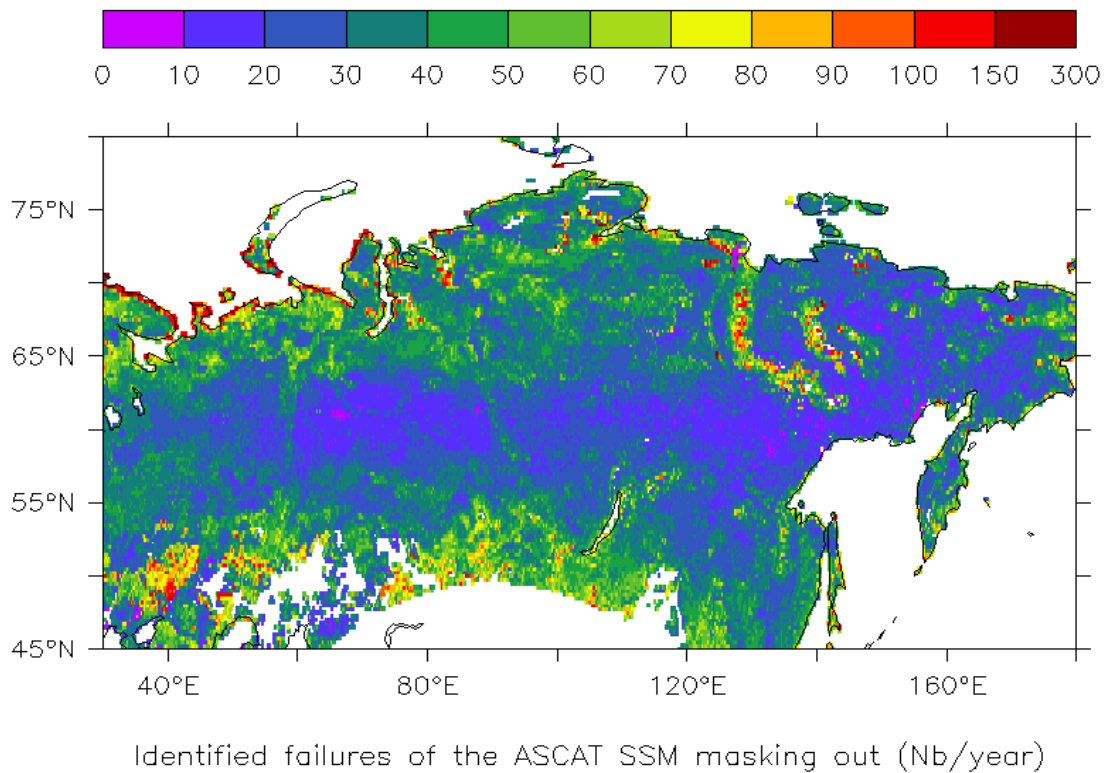


Figure S.4.2. Failures of the preliminary masking out of the ASCAT SSM data identified through comparison with the ASCAT SSF data.

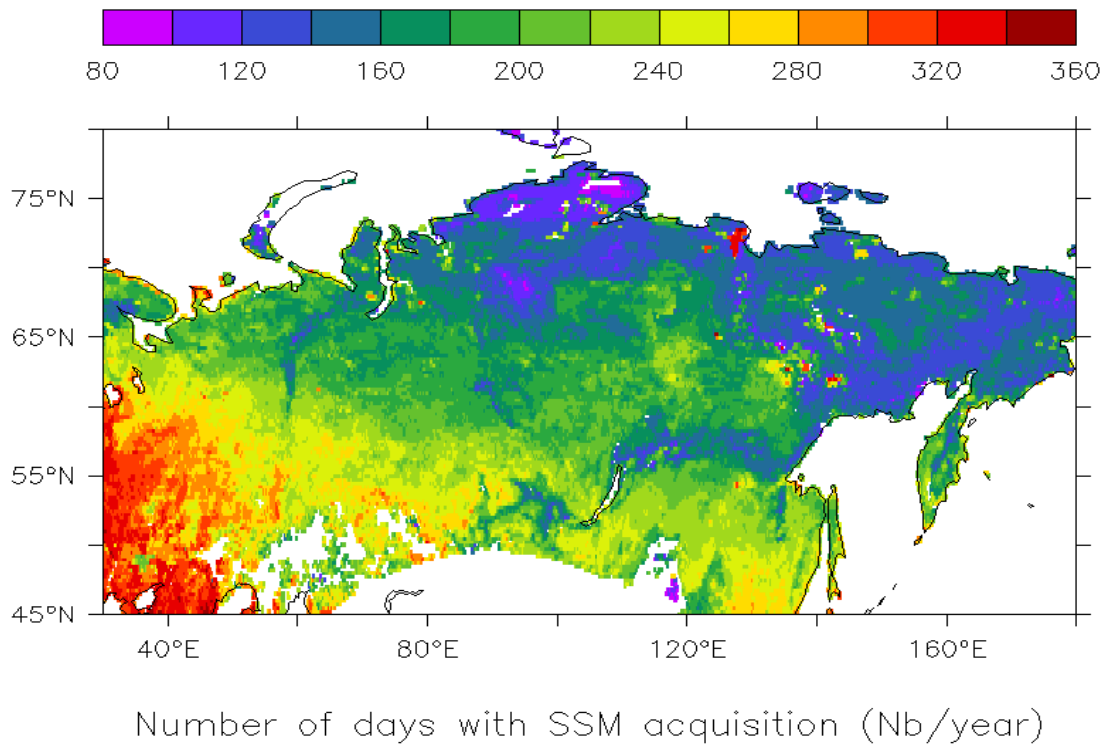


Figure S.4.3. Mean number of days a year with ASCAT SSM acquisition over 2007-2009.

Chapitre 5

Contribution à la vie d'un modèle

5.1. Introduction

Ce chapitre recense mes contributions aux efforts de documentation, de compréhension et d'évolution du modèle ORCHIDEE au cours de mes trois années de thèse. Elles se déclinent sous trois aspects : documentation du modèle dans le cadre du projet METAFOR ; diagnostic et information sur des biais et bugs du modèle ; et mise en cohérence de versions différentes à des fins d'intégration de nouveaux développements ou d'amélioration de performances numériques. Ces trois aspects seront abordés successivement, tandis que les aspects prospectifs de ma participation à la vie du modèle seront abordés au chapitre suivant.

5.2. Documentation d'ORCHIDEE

Le projet METAFOR : *preservation of data through METAdata standards FOR climate models and simulations* (Callaghan et al., 2010) a initié une démarche critique de documentation du modèle ORCHIDEE dans sa version standard, et impliquant une grande partie des développeurs. J'ai dans ce cadre documenté le module `thermosoil.f90`, qui réalise la diffusion thermique dans le sol. Cette documentation prend la forme de commentaires balisés dans le code, qui sont ensuite réunis en une documentation au format pdf via le logiciel Doxygen : des liens automatiques entre les variables, leur documentation et les sous-routines les utilisant facilitent la navigation. Le résultat de cet effort de documentation peut être téléchargé à l'adresse : <http://dods.ipsl.jussieu.fr/orchidee/DOXYGEN/documentation.pdf>, où la documentation de `thermosoil.f90` recouvre les pages 625 à 646.

5.3. Diagnostic de biais et erreurs du modèle

5.3.1. Erreurs de codage et diagnostics divers

Mon travail a mis au jour diverses incohérences de modélisation, dont le détail et les corrections sont explicités en **Annexe B**. Les principales sont :

- (i) La prise en compte de la hauteur de neige dans la projection du diagnostic d'humidité des sols sur la discrétisation thermique du sol, dont la partie supérieure inclut la neige dans la version standard. Cette correction, nécessaire à la cohérence physique du modèle, n'influe cependant pas substantiellement les résultats de la modélisation aux hautes latitudes, où le sol recouvert de neige est généralement saturé. En revanche, elle est un pré-requis à l'exploitation de données relatives aux pergélisols « riches en glace » (**Chapitre 6**), où des contenus en glace excédant la saturation pourront être pris en compte et leurs implications thermiques (effets de chaleur latente notamment) considérées.

- (ii) La mise en cohérence de la porosité utilisée par le module thermique avec celle utilisée par le module hydrologique multi-couches et les données existantes à l'échelle globale. Le module thermique utilisait originellement une porosité de 0.15, héritée du schéma hydrologique bi-couches : cette valeur est inférieure aux valeurs caractéristiques des sols représentés dans ORCHIDEE (**Chapitre 2**) et aux valeurs mentionnées par la littérature pour les sols des hautes latitudes (e.g. Westermann, 2009). Elle conduisait à sous-estimer le contenu en eau des sols et donc les échanges latents lors de leur gel et dégel. Par ailleurs, la diffusivité thermique des sols était également surestimée (Chapitre 2). Ces deux effets favorisaient un biais froid hivernal du modèle.
- (iii) L'utilisation du degré de saturation dans le calcul des propriétés thermiques des sols, en accord avec les spécifications des paramétrisations choisies. La version originale du modèle utilisait un degré de saturation calculé par rapport au point de flétrissement (**Annexe B**), sous-estimant le degré de saturation réel et, incidemment, la capacité calorifique des sols tandis que leur conductivité thermique était surestimée. Cette révision a donc apporté une réduction supplémentaire du biais froid du modèle en hiver.
- (iv) La mise en cohérence des utilisations des trois axes de discrétisation verticale des sols dans ORCHIDEE (axes thermique, hydrologique et diagnostique) selon le contexte.

5.3.2. Diagnostic suivi de la sublimation dans ORCHIDEE

Au cours de ma thèse, la surestimation de la sublimation de la neige et sa fonte anticipée sont apparues comme des biais systématiques du modèle, porteurs des implications suivantes :

- (i) sous-estimation de l'épaisseur des manteaux neigeux
- (ii) biais froid dans le sol
- (iii) anticipation du pic de débit des fleuves de l'Arctique lié à la fonte des neiges
- (iv) sous-estimation du volume de ce pic de débit.

La première partie de cette section rassemble divers diagnostics indépendants de ces biais, établis au cours de ma thèse ou lors d'études antérieures.

Les **Chapitres 3** et **4** ont montré le rôle crucial de l'albédo dans la modélisation de la date de fonte de la neige. Examinant la paramétrisation de la sublimation dans ORCHIDEE, nous mettrons en évidence son rôle dans la surestimation de la sublimation par le modèle, et diagnostiquerons les autres causes possibles de ce biais.

Les données de flux de chaleur latente mesurées au-dessus de la neige à la station de Bayelva sur la période mars 2008-mars 2009, sont ensuite utilisées pour déterminer la plausibilité de ces hypothèses via des tests de sensibilité ; leurs implications à plus grande échelle est envisagée et une proposition de correction de la paramétrisation de la sublimation dans ORCHIDEE est formulée.

Éléments du diagnostic

Les éléments suivants resituent l'identification du biais de sublimation dans ORCHIDEE dans son contexte historique :

- Les simulations réalisées par SECHIBA, ancêtre d'ORCHIDEE, à Valdaï dans le cadre du projet d'intercomparaison de modèles PILPS 2d, révèlent une sous-estimation systématique de l'équivalent en eau de la couverture neigeuse par rapport aux observations ; elle est associée à une fonte anticipée et à la simulation d'une sublimation d'un facteur 2 supérieure à la moyenne des sublimations simulées par les autres modèles avec le même forçage atmosphérique (**Figure 5.1**). Slater et al. (2001) attribuent une part de cet écart à la représentation de la température de surface de la neige, de 5 °C plus élevée dans ORCHIDEE que la moyenne des modèles, et à la formulation du coefficient d'échanges latents. Selon cette étude, la fonte anticipée de la neige est quant-à-elle reliée à la formulation composite de l'albédo et du bilan d'énergie, qui induit des biais forts à une période où seule une fraction de la surface des mailles est effectivement recouverte de neige (cf. **Chapitre 4**).

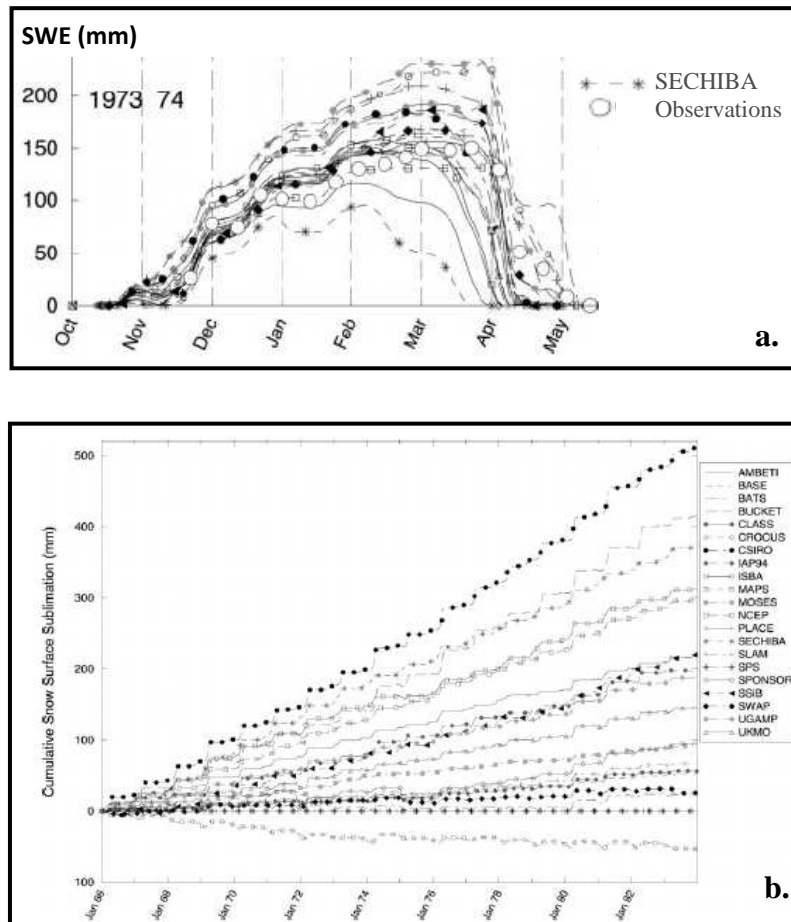


Figure 5.1. Simulation par SECHIBA, ancêtre d'ORCHIDEE, et par d'autres modèles de surface, de (a.) l'équivalent en eau du manteau neigeux (SWE) à Valdaï (Russie) pour l'hiver 1973-1974 (b.) la sublimation cumulée sur les 18 années de simulations réalisées dans le cadre de l'expérience d'intercomparaison de modèles PILPS 2d. Ces simulations sont forcées par un forçage climatique local. Source : Slater et al. (2001).

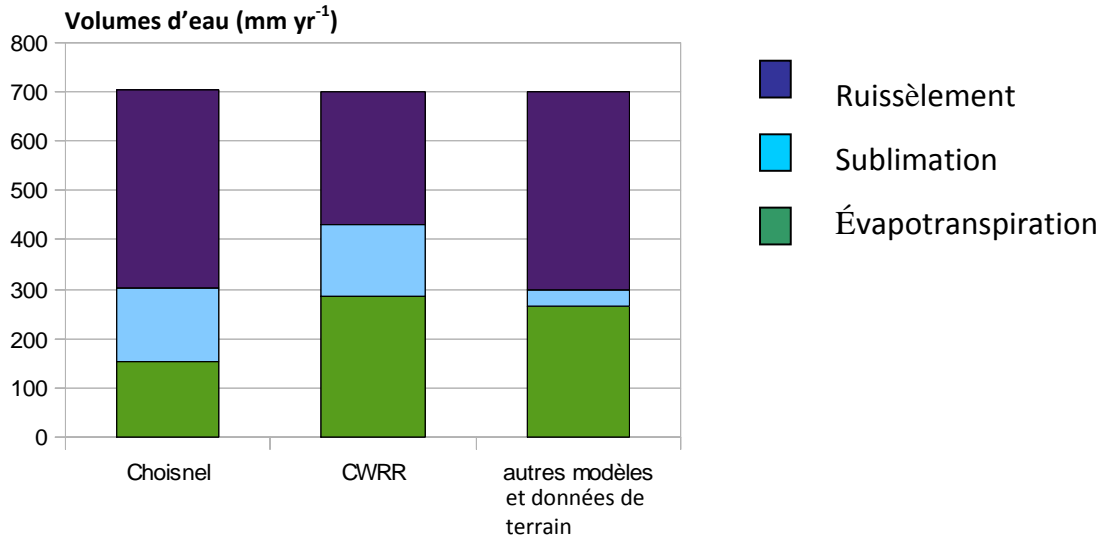


Figure 5.2. Comportement hydrologique des versions bi-couches (Choisnel) et multi-couches (CWRR) d'ORCHIDEE sur le bassin de Thorne-Kalix, Scandinavie. Dans la colonne de droite, le volume de ruissèlement annuel est estimé par mesure à l'exutoire du fleuve ; le volume annuel de sublimation est la moyenne simulée par les 21 modèles de surface participant à l'expérience PILPS 2e ; le volume évapotranspiré est estimé comme la différence entre les précipitations annuelles inférées d'observations et les deux volumes précédents. Source : Gouttevin (2009).

- Ces diagnostics sont inchangés après l'incorporation de SECHIBA dans le nouveau schéma de surface de LMDZ, ORCHIDEE, comme le confirme l'évaluation *a posteriori* d'ORCHIDEE contre les données et sorties de modèles du projet d'intercomparaison de modèles de surface PILPS 2e. Successeur de PILPS 2d, ce projet est consacré au comportement hydrologique des modèles en région de hautes latitudes, sous forte influence du régime nival et du gel. Durant mon stage de Master 2 au LGGE, j'ai évalué ORCHIDEE dans ses versions hydrologiques bi-couches et multi-couches contre les données et sorties de modèles de ce projet. Une des conclusions de ce travail a été le diagnostic d'une sublimation surestimée par ORCHIDEE par rapport aux autres modèles. Dans la version de l'hydrologie multi-couches, ce biais conduit à sous-estimer, par rapport aux observations, le ruissèlement de surface et le débit des fleuves à l'échelle annuelle. Dans la version bi-couches, cette surestimation est compensée par une évaporation sous-estimée. Ces résultats sont illustrés en **Figure 5.2.**
- Enfin, j'ai au cours de ma thèse comparé les flux hydrologiques mensuels entre la surface terrestre et l'atmosphère modélisés par ORCHIDEE sur le bassin de la Lena pour la période 1980-1994, avec les mêmes flux diagnostiqués par Serreze et al. (2003) sur la base d'observations et de réanalyses climatiques. Pour ces simulations, ORCHIDEE a été forcé par le forçage atmosphérique de l'Université de Princeton (Sheffield et al., 2006) décrit au **Chapitre 2**. Serreze et al. ont quant à eux utilisé des mesures jaugées de précipitation (P) spatialement interpolées, et appliqué une méthode de convergence de flux atmosphérique sur les réanalyses NCEP pour inférer des séries temporelles du flux P-ET (ET étant

l'évapotranspiration) sur l'ensemble du bassin de drainage de l'Océan Arctique. Une estimation de l'évapotranspiration est alors donnée par la différence de ces deux flux. Le diagnostic réalisé par Serreze et al., présenté **Figure 5.3.a.** pour la Lena, est une moyenne sur la période 1960-2002. Il peut donc être considéré comme une climatologie des flux P, P-ET et ET, à laquelle comparer nos résultats de modélisation (**Figures 5.3.b.** et **5.3.c.**).

La version standard d'ORCHIDEE simule un pic printanier d'évapotranspiration induit par de la sublimation (**Figure 5.3.b.**), et absent du diagnostic de Serreze et al.. Ces résultats sont inchangés par l'implémentation du gel dans le sol. Nous aborderons ultérieurement les modifications apportées au modèle et permettant de corriger cet effet (**Figure 5.3.c.**).

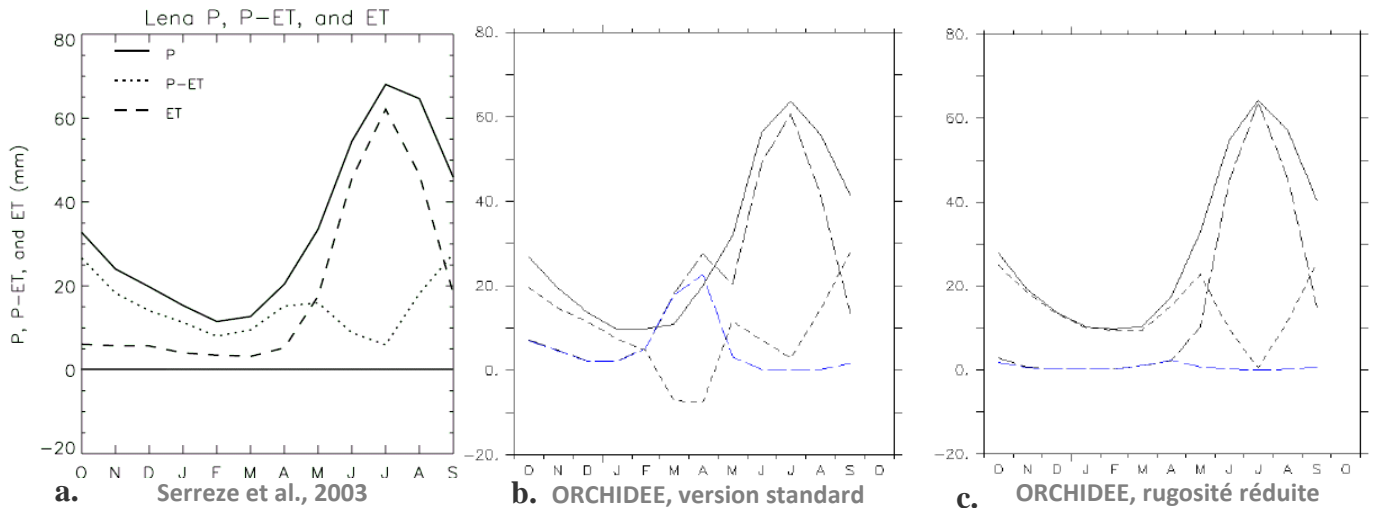


Figure 5.3. Comparaison des flux hydrologiques entre la surface et l'atmosphère diagnostiqués par Serreze et al. (2003) sur le bassin de la Lena (a.) et simulés par ORCHIDEE dans sa version standard (b.) et avec une correction de rugosité (c.) dont la paramétrisation est expliquée plus loin dans le texte (simulation BOREAL-QC). Cette correction induit une réduction de la sublimation, en accord avec les observations de Serreze et al.

Discussion du diagnostic

Quelques éléments imposent de nuancer ce diagnostic. D'abord, il repose en grande partie sur une comparaison d'ORCHIDEE à d'autres modèles. Or, la plupart d'entre eux, y compris ORCHIDEE, n'intègrent pas une représentation de processus tels que **la sublimation privilégiée de la neige soufflée, transportée par saltation, ou interceptée par la canopée des arbres**. Lorsque la neige est transportée par le vent, la ventilation accrue des cristaux génère des taux de sublimation plus importants que ceux observés pour de la neige au sol. La neige interceptée par les canopées est exposée à des conditions atmosphériques plus sèches qu'à la surface et à des températures plus élevées (par suite d'un albédo plus faible de la structure non-enneigée des arbres), elle connaît donc également une sublimation accrue par rapport à la neige de surface.

Les rares données observationnelles révèlent l'importance de ces processus : la sublimation de la neige transportée par le vent a été estimée représenter entre 15 et 40 % des chutes de neige annuelles dans les prairies canadiennes, et environ 30 % des chutes de neige annuelles dans l'Arctique canadien ; la neige interceptée par les canopées, qui peut représenter jusqu'à 60 % des chutes annuelles, disparaît plus par sublimation que par fonte (Pomeroy et al., 1998) ;

cette sublimation représente entre 20 et 30 % du cumul annuel de neige sur un site de forêt continentale américain (Montesi et al., 2004). La synthèse de Liston and Sturm (2004) avance des estimations de volumes sublimés comprises entre 10 et 50 % du cumul annuel des précipitations néigeuses pour les environnements de tundra ou de taïga, et pouvant aller jusqu'à 100 % dans certaines régions.

Il n'existe aucun jeu de données observationnelles de sublimation à l'échelle des régions pan-arctiques. Dans ces environnements, le manque de précision et de représentativité spatiale des mesures de précipitations entache la fiabilité des approches telles que celle de Serreze et al. (2003). Les données observationnelles de sublimation mentionnées ci-dessus sont dispersées dans l'espace et dans le temps, et relatives à des environnements et/ou conditions atmosphériques spécifiques (contexte topographique ; localisation sub- ou supra-canopée ; type de végétation... e.g. Molotch et al., 2007 ; Montesi et al., 2004 ; Liston and Sturm 2004 ; Pomeroy and Essery 1999).

La modélisation offre l'unique opportunité d'une extrapolation spatiale de ces résultats, et des modèles spécifiques existent, recouvrant essentiellement deux catégories de processus :

- sublimation, en contexte de tundra, de neige au sol, de neige soufflée ou transportée par saltation (e.g. Schmidt, 1972 ; Essery et al., 1999 ; Déry and Yau, 2001)
- sublimation de la neige accumulée sur la canopée des arbres (e.g. Schmidt, 1991 ; Hedstrom and Pomeroy 1998)

Cependant, ces approches sont rarement réconciliées dans un même modèle ; elles conduisent à des résultats contrastés concernant les effets d'un même processus (Liston and Sturm, 2004), témoins d'une compréhension encore incomplète des processus à l'œuvre ; enfin, elles supposent une connaissance de paramètres spatialisés tels que la densité des canopées, la topographie, les conditions de stabilité atmosphérique, qui ne sont pas disponibles à des degrés de précision satisfaisants à ces échelles spatiales.

La **Figure 5.3.** met en regard les quantités annuellement sublimées par ORCHIDEE sur les régions pan-arctiques, et les résultats présentés par Essery et al. (2003) : ces-derniers concernent la sublimation de la neige sur canopée uniquement, simulée par un modèle de climat doté d'une paramétrisation avancée pour ce type de processus.

La fraction des précipitations neigeuses annuellement sublimée par ORCHIDEE excède la fourchette des [10-50 %] avancée par Liston and Sturm (2004) ; elle dépasse également les fractions simulées par Essery et al. (2003).

Enfin, un des éléments les plus robustes de notre diagnostic est sans doute la sous-estimation du débit de la rivière Thorne-Kalix (**Figure 5.2.**) par la version hydrologique multi-couche d'ORCHIDEE, dont aucun biais systématique dans l'évapotranspiration n'a été décelé. Sur ce bassin, les mesures de précipitations sont nombreuses, corrigées, et ont fait l'objet d'un contrôle de qualité avancé.

La compréhension du biais de sublimation dans ORCHIDEE passe par l'examen de sa paramétrisation en regard des processus physiques mis en jeu : cette analyse fait l'objet de la section suivante.

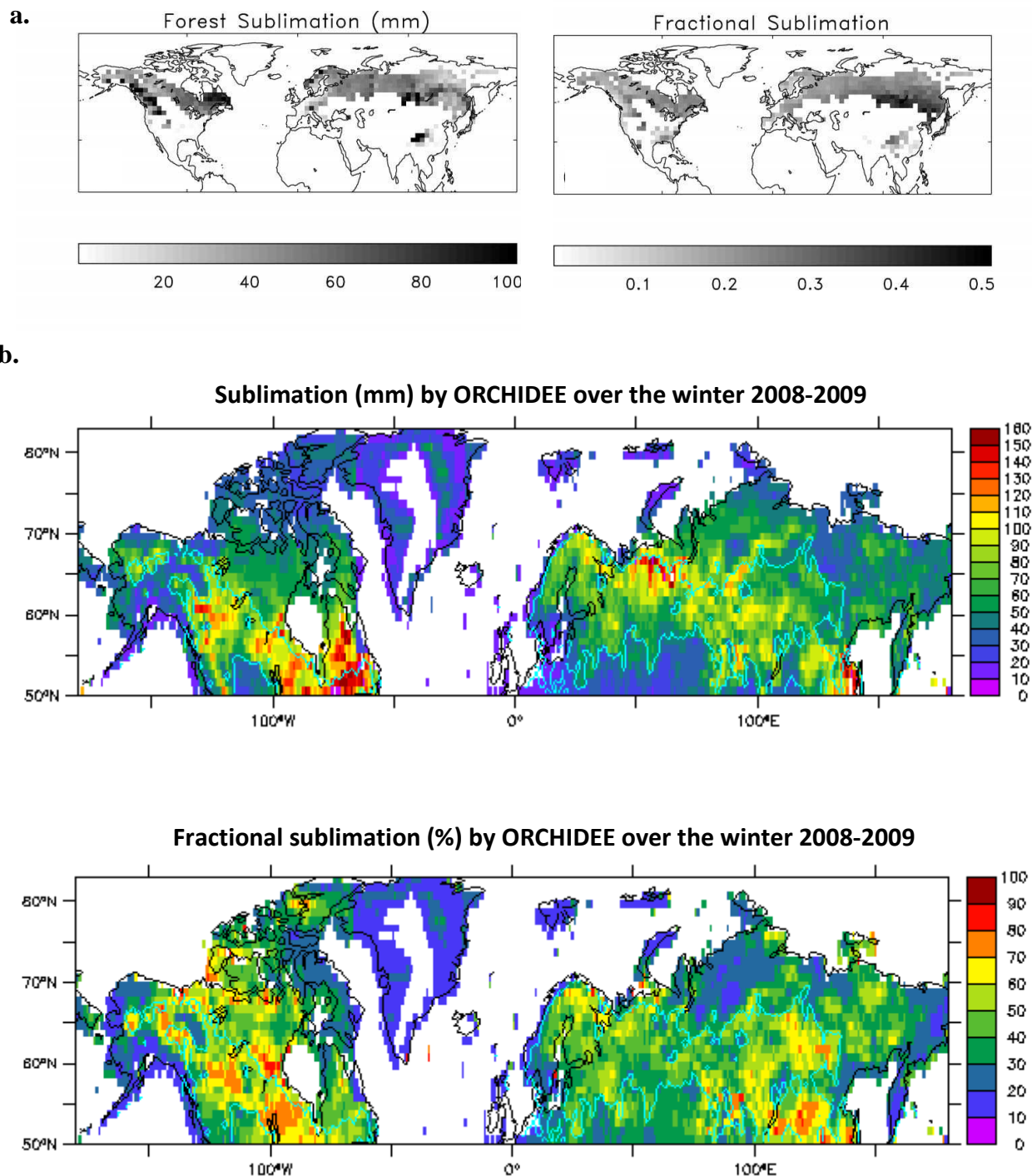


Figure 5.3. Quantités annuelles de neige sublimée, en valeurs absolues et en pourcentage du cumul annuel de précipitations neigeuses, (a.) dues à la sublimation de neige sur canopée, tels que modélisés par Essery et al. (2003) sur 15 années du climat présent et (b.) modélisés par ORCHIDEE sur l’hiver 2008-2009 (forçage atmosphérique WATCH).

Paramétrisation de la sublimation dans ORCHIDEE, origines possibles du biais

Selon une paramétrisation classique (e.g. Anderson 1976), la sublimation dans ORCHIDEE s'écrit, en $W\ m^{-2}$:

$$F_{subli} = v \cdot q_c \cdot f_{snow} \cdot (q_{surf} - q_{air}) \cdot \rho_{air} \cdot L_{subli} \quad (5.1)$$

Où

- v : vitesse du vent ($m\ s^{-1}$)
- q_c : coefficient d'échanges turbulents (-). Dans ORCHIDEE, le même coefficient est utilisé pour les flux latents et sensibles. Son calcul fait intervenir les conditions de stabilité atmosphérique ainsi que la rugosité de surface. Celle-ci est calculée comme une moyenne logarithmique des rugosités de surface tabulées de chacun des PFTs occupant la maille. Avec la vitesse du vent, q_c est couramment regroupé en une variable dont l'inverse constitue la **résistance aérodynamique**.
- f_{snow} : fraction de maille enneigée (-)
- q_{surf} , q_{air} : humidités spécifiques de l'air respectivement à la surface et à 2 m ($kg\ kg^{-1}$)
- ρ_{air} : masse volumique de l'air ($kg\ m^{-3}$)
- L_{subli} : chaleur latente de sublimation ($2.8345 \cdot 10^6\ J\ kg^{-1}\ K^{-1}$)

En l'absence de représentation spécifique de la neige sur canopée ou de la neige soufflée, **cette paramétrisation constitue une formulation intégrée de l'ensemble des processus de sublimation à l'œuvre sur une maille de modèle.**

- La vitesse du vent est une variable du forçage climatique dont les séries temporelles sont raisonnables (e.g. Uppala et al. 2005). Dans la plupart des forçages utilisés, elle est issue d'observations ; par ailleurs, c'est une variable identique pour tous les modèles dans les exercices d'intercomparaison : elle ne peut être en cause dans les différences de sublimation simulées par ORCHIDEE et les autres modèles (**Figure 5.1.**). En environnement forestier, la neige tombée au sol est protégée du vent et sublime très peu (Molotch et al., 2007) ; l'inverse est vrai pour la neige piégée sur la canopée, où les vitesses de vent sont similaires à celles observées dans les prairies adjacentes et la température accrue, liée à l'albédo des structures végétales non-enneigées, soutient par ailleurs de forts taux de sublimation.

ORCHIDEE ne représente pas ces différences : l'utilisation, sur l'ensemble des couverts végétaux d'une maille de modèle, de la vitesse du vent fournie par le forçage atmosphérique **revient à considérer que toute la neige des forêts est interceptée par la canopée des arbres**. Il s'agit là d'une surestimation de la quantité de neige exposée à ces conditions, susceptible d'engendrer un biais positif de la sublimation simulée.

En revanche d'autres facteurs favorisant la sublimation de la neige interceptée ne sont pas représentés de façon adéquate par le modèle (conditions spécifiques de température et d'humidité de l'atmosphère au-dessus de la canopée par exemple). Ces erreurs sont susceptibles de se compenser. Faute de paramétrisation adaptée, nous ne considérerons pas plus en avant le rôle possible de la vitesse du vent dans l'excès de sublimation simulé par ORCHIDEE.

- Le coefficient d'échanges turbulents q_c repose sur une formulation de Louis (1979) et dépend de la rugosité de surface et des conditions de stabilité atmosphérique. Slater et al. (2001) ont révélé le rôle des différences de paramétrisation et d'implémentation numérique du calcul de ce coefficient dans la dispersion de la sublimation simulée par les modèles de

climat. Pour la rugosité de surface, la complexité des paysages co-existants au sein d'une maille d'ORCHIDEE est prise en compte par une formulation composite sur le même modèle que celle de l'albédo (**Chapitre 4**). Structurellement, la rugosité des surfaces non-arborées (et donc leur sublimation) sont donc surestimées, tandis que celles des surfaces arborées sont sous-estimées ; une micro-rugosité de surface pourrait être pertinente pour de la neige sub-canopée, mais n'est pas non plus considérée. Le calcul de bilans d'énergie séparés pour chaque type de neige selon son contexte de couvert végétal offrirait un moyen de circonvier ces biais ; nous ne les aborderons pas plus en avant étant donnée la formulation actuelle.

En revanche, nous remarquons que **la rugosité de surface d'ORCHIDEE n'est pas affectée par la présence de neige**. Pour du sol nu, avec ou sans neige, ORCHIDEE utilise par exemple une rugosité de surface prescrite à 10^{-2} m. **Or, les observations suggèrent une rugosité de surface réduite en présence de neige**, pouvant diminuer d'un tiers les échanges turbulents (Pomeroy et al., 1998). Pour Bayelva, Westermann (2009) infère ainsi une rugosité de 10^{-3} m, réduite à 10^{-4} m en présence de neige.

Nous examinerons la pertinence de cette hypothèse sur le site de Bayelva, et considérerons ses implications à plus grande échelle.

- Comme expliqué au **Chapitre 4**, la fraction de maille enneigée est fonction de l'équivalent en eau du manteau neigeux (i.e. de la hauteur de neige, à densité de neige constante) : la fonte anticipée d'ORCHIDEE a l'effet inverse de limiter la sublimation, nous ne mettrons donc pas f_{snow} en cause dans l'analyse du biais positif de la sublimation dans ORCHIDEE.

- L'humidité spécifique de l'air est une variable du forçage atmosphérique, dont la variabilité au sein d'une maille et selon les différents couverts végétaux n'est pas représentée. Similairement à la vitesse du vent, elle ne sera pas mise en cause dans notre analyse. En revanche, **l'utilisation découplée** du modèle peut contribuer à un biais de la sublimation via cette variable : alors qu'en fonctionnement couplé, la sublimation au-dessus de la neige va entraîner une augmentation de l'humidité spécifique de l'air à la surface q_{air} modérant cette sublimation, q_{air} n'est pas actualisée par de la sublimation de surface en mode découplé, et le gradient d'humidité entre la surface de la neige et l'air ayant initié la sublimation peut perdurer sur plusieurs pas de temps. Des analyses effectuées en mode couplé par Martin Ménégoz, post-doctorant au LGGE, confirment la réduction voire suppression du biais de sublimation dans des simulations couplées. Faute de compatibilité entre la version d'ORCHIDEE utilisée dans cette thèse et LMDZ, il n'a pas été envisagé d'approfondir le diagnostic dans cette voie.

- L'humidité spécifique de surface est diagnostiquée par le modèle sur la base de la température de surface et des formules de Clausius-Clapeyron. Une **surestimation de la température de surface de la neige** est une origine possible du biais de sublimation du modèle : **celle-ci peut résulter d'un albédo de la neige sous-estimé.**

Nous avons montré au **Chapitre 4** l'existence d'une sous-estimation structurelle de l'albédo de la neige par ORCHIDEE, en lien avec l'utilisation d'un albédo moyen de maille dont une fraction peut être non-enneigée. D'autres aspects des paramétrisations d'ORCHIDEE contribuent à sous-estimer l'albédo des surfaces enneigées :

- des gammes d'albédo de végétation enneigée sous-estimées par rapport aux données satellites récentes (**Chapitre 4**).

- la non-différenciation de la neige sub- et supra-canopée en environnement forestier : alors que les réflexions multiples induites par l'architecture des arbres limitent l'albédo de la neige supra-canopée (e.g. Harding and Pomeroy, 1996), la neige sub-canopée conserve raisonnablement un albédo compris entre 0.8-0.9 (neige fraîche) et 0.3-0.4 (neige sale à très sale). Les bornes inférieures des albédos de PFT forestiers en présence de neige (**Tableau 4.1.**) tiennent compte de la protubérance des troncs, branches et feuillages sempervirents au-dessus de la surface et ne sont pas représentatives de cet effet.

Dans la formulation actuelle, composite, du bilan d'énergie dans ORCHIDEE, nous examinerons l'impact de l'albédo sur la sublimation par un test de sensibilité à Bayelva, en environnement non-forestier, et à l'échelle pan-arctique en comparant les résultats de simulations utilisant l'albédo par défaut d'ORCHIDEE, et sa révision proposée au **Chapitre 4.**

- Enfin, au moment de la fonte, le séquençage des opérations effectuées par ORCHIDEE conduit à surestimer la température de surface utilisée pour le calcul de q_{surf} . ORCHIDEE utilise en effet pour la fonte de la neige un modèle *force-restore* : le bilan d'énergie de surface est résolu sans tenir compte de la consommation d'énergie de chaleur latente pour la fonte. C'est cette température de surface qui est utilisée pour le calcul de q_{surf} . Puis, la différence entre cette température de surface et le point de fusion permet de calculer la fonte : si toute la neige n'a pas fondue, la température de surface est rétablie au point de fusion. Cette analyse suggère qu'une révision de séquençage d'ORCHIDEE, voire l'intégration implicite de la fonte de la neige via une méthode similaire à celle employée pour le gel, pourrait introduire une réduction cohérente de la sublimation en période de fonte. Cette perspective ne sera pas approfondie ici.

En conclusion, les principales simplifications induites par la formulation de la sublimation dans ORCHIDEE sont résumées par la **Figure 5.4.** ; toutes contribuent probablement à une représentation biaisée de ce flux, avec en outre de possibles compensations d'erreurs. Le calcul de bilans d'énergie séparés pour chaque fraction de maille selon ses conditions d'occupation et d'enneigement spécifiques, et pour les compartiments sub- et supra-canopée, recèle un large potentiel d'amélioration de la représentation des flux latents par une représentation adéquate des conditions physiques spécifiques à chaque environnement. Des développements d'ORCHIDEE sont en cours dans cette voie (travaux de J. Ryder).

Dans la formulation actuelle, nous avons mis en évidence deux éléments susceptibles d'induire de façon univoque un excès de sublimation : l'albédo et la rugosité de surface. Nous investigons ci-après la sensibilité de la sublimation modélisée à ces deux paramètres.

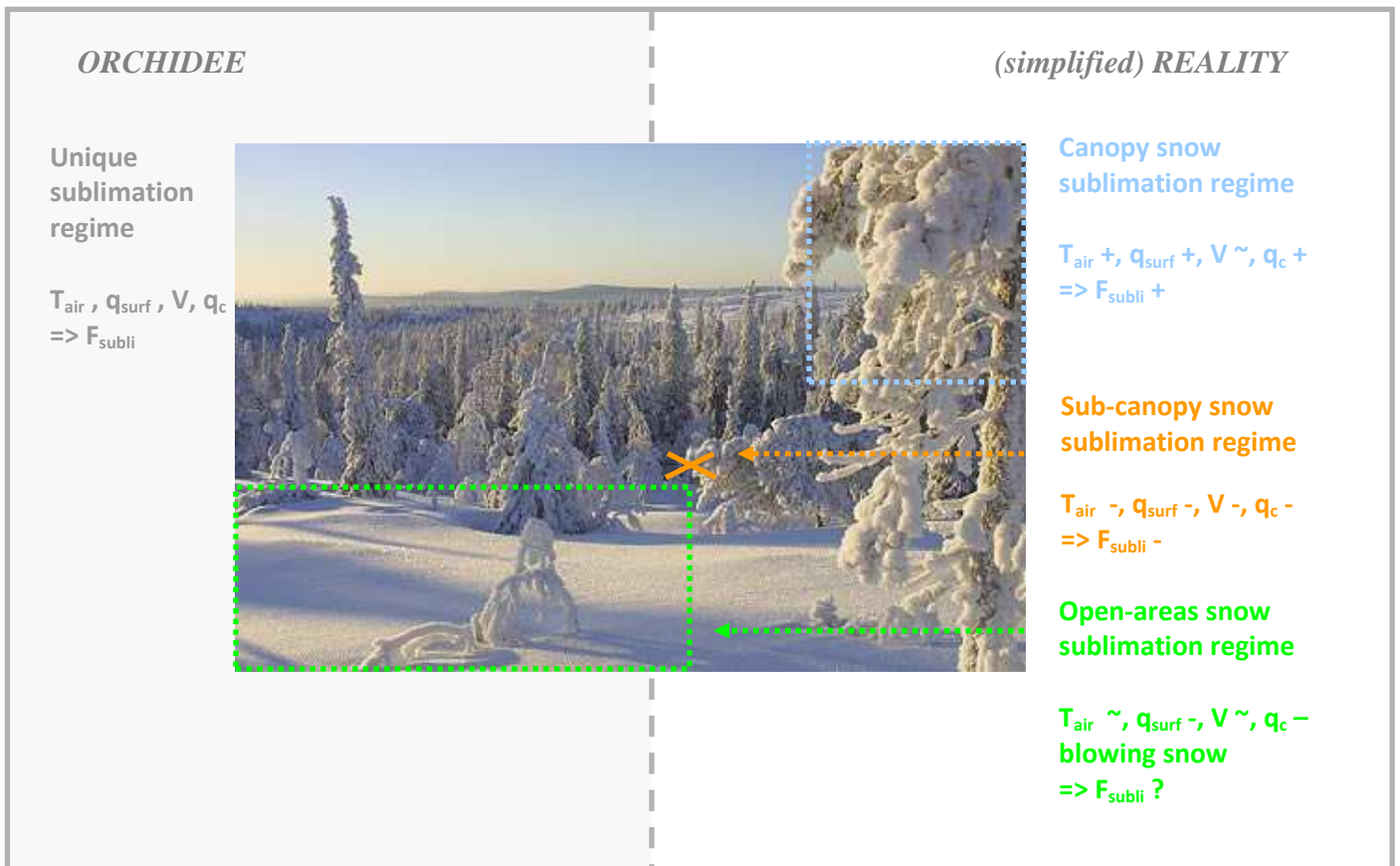


Figure 5.4. Simplifications induites par la formulation de la sublimation de la neige dans ORCHIDEE. La variabilité des principaux paramètres régissant ce flux en fonction des paysages coexistant au sein d'une maille de modèle, est illustrée en partie droite de la figure : un « - » après le paramètre signifie une diminution de sa valeur dans ce contexte, un « + » son augmentation, un « ~ » une valeur équivalente, la référence étant la valeur composite simulée par ORCHIDEE sur la maille (partie gauche de la figure).

Analyse détaillée de la sublimation et tests de sensibilité sur le site de Bayelva.

A Bayelva, des mesures de flux latents existent sur une année entière ; ils correspondent à un environnement non-arboré.

Nous profitons de l'élaboration d'un forçage climatique spécifique à ce site (**Chapitre 3**) et d'une calibration, quoiqu'imparfaite, de l'albédo de la neige, pour conduire les tests de sensibilité suivants avec ORCHIDEE :

- Dans une première simulation, CTRL, la rugosité par défaut du modèle et l'albédo calibré sont utilisés : cette simulation reproduit les conditions standards d'une simulation sur ce site.
- Dans une seconde simulation, SUBLI-QC, la rugosité de surface est réduite d'un facteur 10 en présence de neige, l'albédo calibré est maintenu.

- Dans une dernière simulation, SUBLI-alb, la rugosité et l'albédo par défaut du modèle sont utilisés : ce dernier choix correspond à une sous-estimation de l'albédo (**Chapitre 3**).

La **Figure 5.5.** présente les flux de chaleur latente observés (en bleu) et modélisés (en rouge) sur la période mars 2008 - mars 2009 à Bayelva, dans ces trois expériences ; les températures de surface observées et modélisées, ainsi que les hauteurs de neige, sont mises en regard de ces résultats.

Dans la simulation CTRL comme dans les observations, la neige couvre le sol d'octobre à juin inclus. Les flux de chaleur latente modélisés et observés sur cette période sont donc principalement⁸ induits par de la sublimation, ils le sont exclusivement de janvier à mai inclus.

La simulation CTRL surestime la sublimation par rapport aux observations ; cette surestimation est faible pendant les mois de nuit polaire (novembre à février) et culmine au mois de mai. Ce lien avec la saisonnalité de l'ensoleillement suggère un biais du modèle lié au traitement des radiations solaires incidentes et donc à une sous-estimation de l'albédo. Dans la simulation CTRL, celui-ci a été calibré sur des données observationnelles mais cette calibration est imparfaite et l'albédo modélisé semble être sous-estimé de janvier à début juin (**Chapitre 3**). **L'hypothèse du rôle de la sous-estimation de l'albédo de la neige dans le biais de sublimation du modèle** pendant la fin de l'hiver est confirmée par :

- (i) La température de surface modélisée : entre janvier et mai, elle excède la température de surface observée précisément au mois de mai, où un excès majeur de sublimation est modélisé (**Figure 5.5.a.**). Comme nous l'avons vu au **Chapitre 3**, un excès d'énergie disponible induit par un albédo sous-estimé peut se traduire par une surestimation de la température de surface, lorsque les flux turbulents et conductifs au départ de la surface ne suffisent pas à évacuer l'excédent d'énergie.
- (ii) Les résultats de la simulation SUBLI-alb : dans cette simulation, l'utilisation d'un albédo sous-estimé engendre une température de surface fortement surestimée d'avril à juin, accompagnée d'une sublimation excessive.
- (iii) Le cycle diurne marqué de la sublimation modélisée au mois de mai dans la simulation CTRL (**Figure 5.6.a.**) : il suit le cycle du rayonnement solaire incident et de la température de surface (**Figure 5.6.b.**), dont le biais positif est maximal en milieu de journée.

⁸ Principalement seulement, car lorsque l'épaisseur du manteau neigeux est faible, une fraction de maille est libre de neige et peut évaporer (cf. **Chapitre 4**). Dans le modèle (CTRL et SUBLI-QC) comme dans les observations, cette fraction est inférieure à 5 % de janvier à mai inclus, période sur laquelle les flux latents modélisés et mesurés sont donc issus de la sublimation uniquement. D'octobre à décembre et en juin, la sublimation contribue à plus de 95 % du flux latent modélisé.

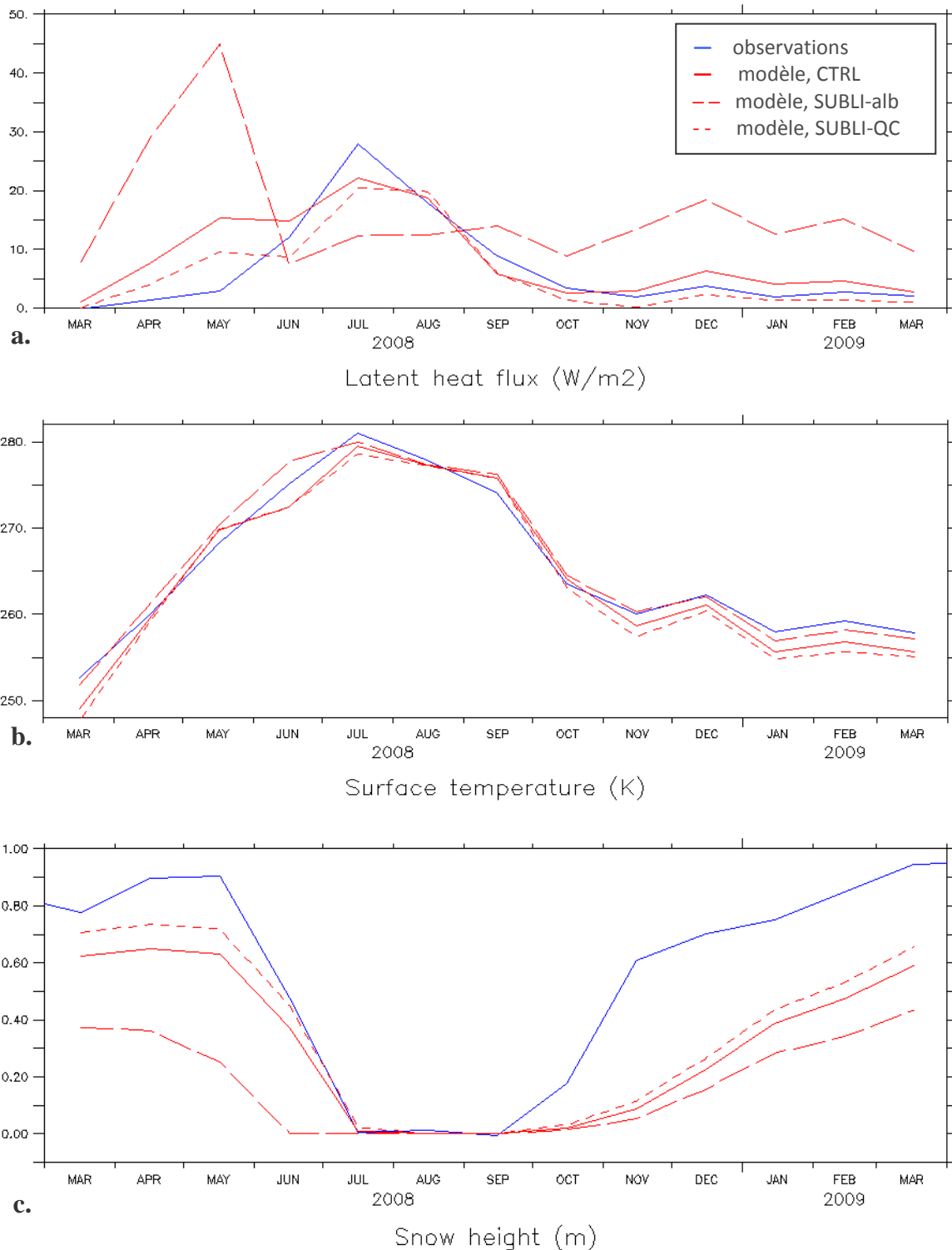


Figure 5.5. Flux de chaleur latente (a.), température de surface (b.) et hauteur de neige (c.) à Bayelva dans les simulations CTRL, SUBLI-QC et SUBLI-alb, et dans les observations. Le Tableau 5.1. fournit des valeurs chiffrées des écarts aux observations de certaines de ces variables.

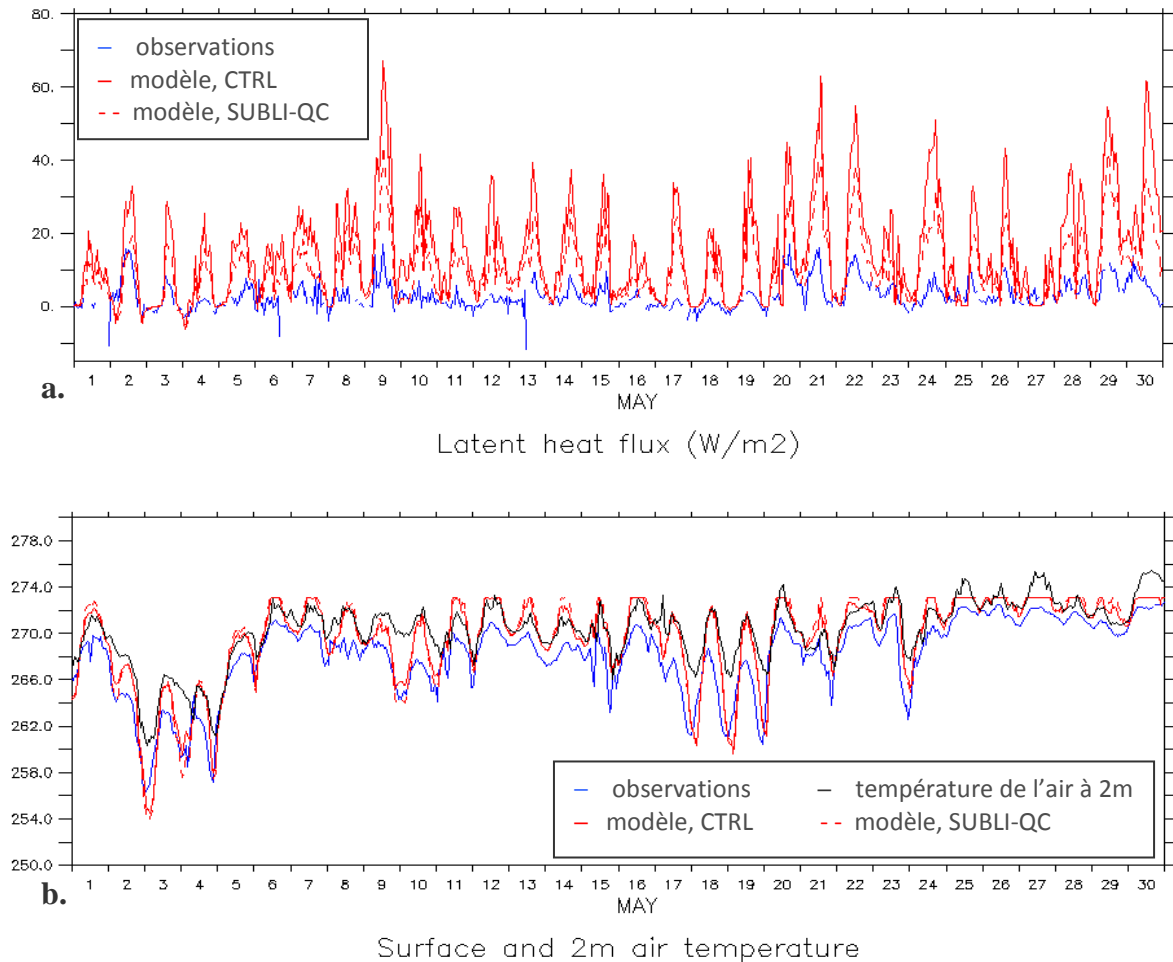


Figure 5.6. Flux de chaleur latente (a.) et température de surface (b.) au mois de mai 2008. La température de l'air à 2 m, provenant du forçage atmosphérique et donc principalement issue d'observations, est tracée à titre indicatif en (b).

Pendant la nuit polaire, d'octobre à mi-mars, la sublimation est surestimée d'un facteur 2 par la simulation CTRL, alors que la température de surface est sous-estimée et l'apport énergétique des radiations solaires très faibles. Une autre origine doit être cherchée à l'excès de sublimation par le modèle. La simulation SUBLI-QC conduit à un bon accord des flux latents observés et simulés sur cette période. Cette amélioration persiste pour les mois d'hiver post-nuit polaire : la réduction de la rugosité de surface en présence de neige apporte une correction additionnelle à la correction d'albédo. En revanche, elle conduit à sous-estimer les échanges latents en début d'hiver (septembre, octobre, novembre, **Figure 5.5.a.**) et la température de surface à ces mêmes périodes, par réduction conjointe des échanges sensibles à destination de la surface. Le **tableau 5.1.**, où les principaux changements entre CTRL et SUBLI-QC sont encadrés de noir, confirme cet impact de la paramétrisation SUBLI-QC sur les composantes hivernales du bilan d'énergie à Bayelva.

La réduction de la rugosité de surface en présence de neige offre donc des résultats modérés mais l'avantage d'une simplicité de paramétrisation dans la formulation actuelle de la sublimation de la neige ; son impact à grande échelle est analysé dans la partie suivante.

Composantes du bilan d'énergie	Nuit polaire			Hiver post-nuit polaire			Fin de l'hiver			Fonte des neiges		
	01/10/2008 – 15/03/2009			16/03/2008 – 15/04/2008			16/04/2008 – 30/05/2008			01/06/2008 – 30/06/2008		
SW↑	0.9	1.0	<i>1.7</i>	48.0	48.7	<i>57.3</i>	132.4	132.9	<i>145.2</i>	174.8	176.6	<i>127.8</i>
LW↑	258.5	255	<i>263.4</i>	229.0	225.1	<i>236.4</i>	287.6	287.9	<i>283.5</i>	320.1	320.0	<i>324.3</i>
Q _h	-20.6	-14	<i>-16.1</i>	-15.9	-10.3	<i>-17.6</i>	-5.3	-2.1	<i>-7.9</i>	-8.6	-3.9	<i>-6.8</i>
Q _e	3.8	1.2	<i>2.6</i>	3.4	1.3	<i>0.7</i>	12.8	7.8	<i>2.4</i>	15.6	9.1	<i>11.9</i>
Q _g	-5,3	-5.2	<i>-5.3</i>	-2.6	-2.4	<i>-5.4</i>	1.0	1.1	<i>3.0</i>	2.8	2.5	<i>13</i>
Résidu	10.3	10.3	<i>11.7</i>	5.1	4.7	<i>7.1</i>	-3.8	-4.8	<i>-4.6</i>	-21.5	-21.3	<i>-27</i>

Tableau 5.1. Composantes du bilan d'énergie pour les simulations CTRL (turquoise, valeurs reprises depuis le **Tableau 3.3.**), SUBLI-QC (rouge) et pour les observations (italique) sur la séquence hivernale à Bayelva.

Sensibilité de la sublimation des régions circum-arctiques à l'albedo de la neige et à sa rugosité

La sensibilité de la sublimation à l'albédo de la neige et à sa rugosité à l'échelle pan-arctique (> 50°N) est envisagée au travers des trois expériences suivantes, conduites sur la décennie 2000-2010 avec le forçage climatique WATCH (Weedon et al., 2011) :

- BOREAL-CTRL : albédo et rugosité par défaut d'ORCHIDEE
- BOREAL-ALB : rugosité par défaut d'ORCHIDEE, albédo corrigé selon la révision proposée au **Chapitre 4**
- BOREAL-QC : rugosité de surface réduite d'un facteur 10 en présence de neige, albédo par défaut du modèle.

Les sublimations moyennes modélisées dans ces trois expériences sont présentées en **Figure 5.7**. La réduction de sublimation induite par la paramétrisation de BOREAL-ALB est faible, en lien avec les relativement faibles corrections d'albédo proposées (de 0.05 à 0.1 pour les PFT arbres) ; elle touche principalement les régions faiblement arborées, où les différences d'albédos modélisés sont plus importantes. Cette réduction confirme cependant la contribution d'une formulation inadaptée de l'albédo de la neige au biais de sublimation dans ORCHIDEE.

La diminution de la rugosité de surface en présence de neige induit une réduction bien plus efficace de la sublimation modélisée (**Figure 5.7.c.**), et des résultats en accord avec le diagnostic de Serreze et al. (2003) sur le bassin de la Lena (**Figure 5.3.c.**) : cette correction pourra être adoptée temporairement (i.e. en attente d'une formulation plus adaptée de la sublimation à l'échelle d'une maille) en gardant à l'esprit sa contribution au biais froid du modèle (**Tableau 5.1.**).

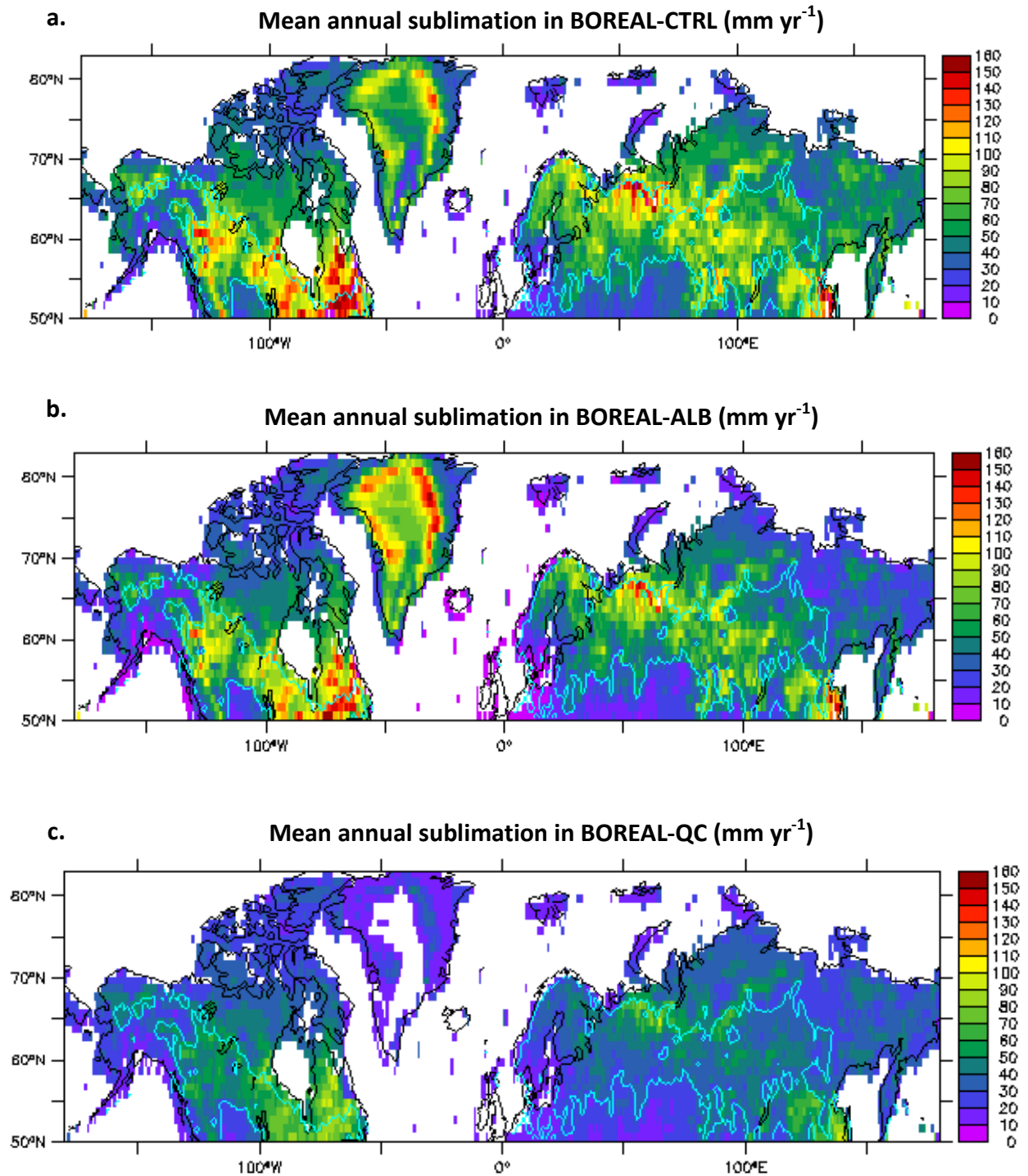


Figure 5.7. Sublimation moyenne annuelle (mm yr⁻¹) sur la décennie 2000-2010 dans les expériences BOREAL-CTRL (a.), BOREAL-ALB (b.) et BOREAL-QC (c.). Le contour bleu clair entoure les zones où les PFT arbres occupent plus de 50 % de la surface de maille. La sublimation sur le Groenland en a. et b. n'a aucune valeur physique par suite d'une erreur de codage.

Conclusion

La sous-estimation par ORCHIDEE de l'albédo des surfaces enneigées a été identifiée comme un premier contributeur de l'excès de sublimation simulé par le modèle, via une sur-estimation de la température de surface. Cet effet est manifeste en fin d'hiver, en lien avec le retour des radiations solaires incidentes aux hautes latitudes.

Une formulation mal adaptée de la rugosité de surface en présence de neige peut être à l'origine d'un biais significatif de sublimation dans ORCHIDEE : nous en proposons une correction imparfaite.

La représentation détaillée des processus spécifiques à chacun des compartiments d'une maille devrait offrir prochainement la possibilité d'une correction à base physique du biais de la sublimation dans ORCHIDEE.

5.4. Mise en cohérence de différentes versions du modèle

5.4.1. Création d'une version hautes-latitudes « ORCHIDEE_HIGH_LAT »

Le **Chapitre 1** a rappelé le contexte dans lequel s'insère mon travail de thèse, qui est celui du développement d'ORCHIDEE pour la représentation de processus spécifiques aux hautes latitudes. Ces développements sont portés par mes travaux ainsi que ceux réalisés par :

- C. Koven (Koven et al., 2009) pour la représentation du cycle du carbone aux hautes latitudes (respiration des sols à des températures en-deçà du point de fusion, cryoturbation, modèle simple de méthanogénèse) et des propriétés isolantes de la matière organique des sols.
- B. Ringeval (Ringeval et al., 2010, 2012) pour le diagnostic d'une fraction saturée par maille de modèle via une approche TopModel (Beven and Kirkby, 1979) et le calcul des émissions de méthane de cette fraction, considérée représentative des wetlands.
- W. Tao pour le développement d'un modèle de neige explicite, multi-couches, incorporant une densité et des propriétés thermiques évolutives, une représentation du contenu en eau de la neige, de la percolation d'eau dans le manteau, et de la réduction marquée de l'albédo de la neige en période de fonte.

La finalisation des travaux de C. Koven, B. Ringeval et du nouveau schéma de gel documenté dans cette thèse a incité à une mise en commun de ces développements, réalisée en août 2012. Ce type d'opérations vise à assurer la pérennité et la disponibilité pour l'ensemble des développeurs d'ORCHIDEE des contributions apportées, via leur sauvegarde sous une branche officielle du modèle dont la robustesse numérique et la cohérence physique sont testées. Dans un souci de cohérence du modèle à long terme, cette nouvelle branche doit avoir une filiation directe avec une autre branche officielle du modèle. Enfin, une mise en commun de développements est aussi l'occasion d'identifier les incompatibilités de développements réalisés en parallèles, dont les solutions de réconciliation sont à envisager collégialement par groupe de développement d'ORCHIDEE. En vue de ces objectifs, la mise en commun des codes numériques doit être accompagnée d'une documentation précise des développements implémentés, de leur configuration et des incompatibilités identifiées.

Pour notre opération de mise en commun, ces éléments ont été rédigés et diffusés à l'ensemble des développeurs d'ORCHIDEE. Ils sont disponibles en **Annexe C**. Conjointement, une nouvelle branche d'ORCHIDEE a été créée sur le serveur d'ORCHIDEE,

nommée **ORCHIDEE_HIGH_LAT**. La mise en commun des développements a été réalisée conjointement par B. Ringeval, C. Koven et moi-même ; j'ai réalisé la filiation de cette version commune avec la version officielle d'ORCHIDEE la plus proche, ORCHIDEE-AR5. La **Figure 5.8.** présente les deux étapes de cette mise en commun, dans un souci de traçabilité de ORCHIDEE_HIGH_LAT.

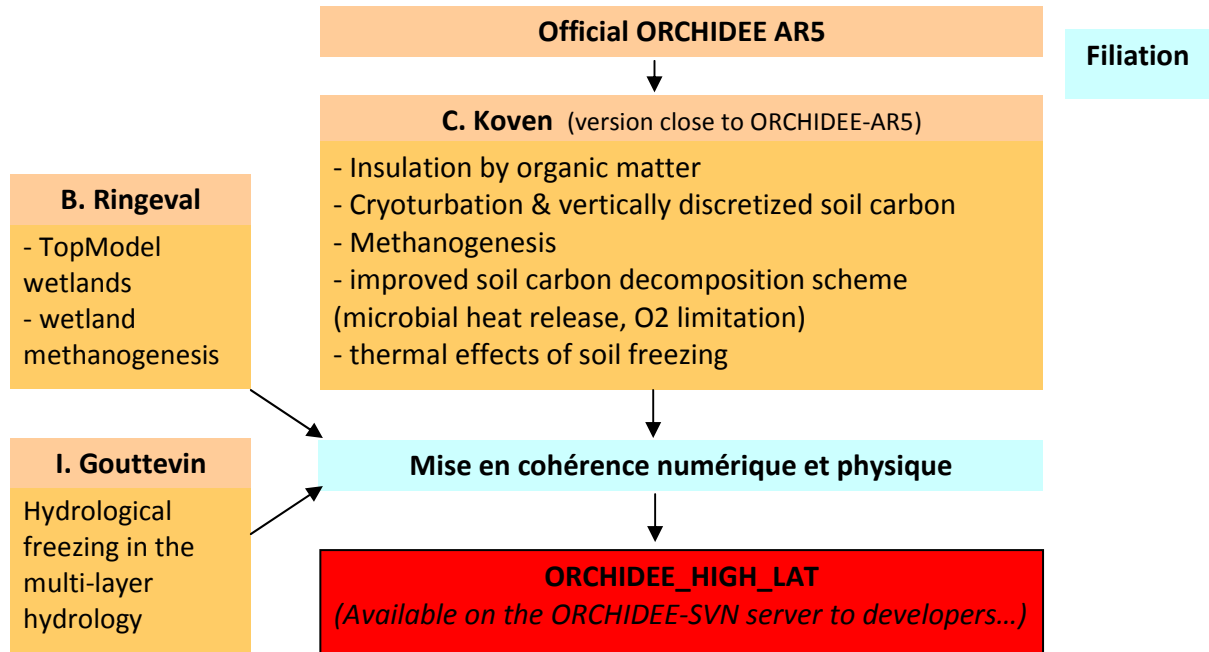


Figure 5.8. Filiation de ORCHIDEE_HIGH_LAT.

5.4.2. Un nouveau DRIVER pour ORCHIDEE_HIGH_LAT

Problématique

La version ORCHIDEE_HIGH_LAT intègre de nombreux nouveaux développements dont certains coûteux en temps de calcul numérique : schéma de diffusion thermique dans la neige indépendant, nombre de nœuds thermiques accrus avec la profondeur du sol, hydrologie multi-couches. Cette version est de plus destinée à intégrer prochainement un schéma de neige sophistiqué (Wang et al., in prep).

Des tests réalisés avec cette version sur le calculateur Titane, machine parallèle du CCRT⁹ révèlent des performances numériques désastreuses (**Tableau 5.2.**).

Dans le cadre du réseau de coordination de recherche dédié à la vulnérabilité du carbone des pergélisols (*RCN Vulnerability of Permafrost Carbon*, **Chapitre 1**, ci-après *RCN*), le LGGE est impliqué dans un vaste programme d'inter-comparaison rétrospective et future des modélisations thermiques, hydrologiques et biogéochimiques des pergélisols. Ces travaux, à destination des prochains rapports du GIEC, visent à préciser l'état de notre compréhension actuelle de la vulnérabilité des pergélisols à l'échelle globale à travers l'outil de modélisation ; et les trajectoires d'évolution des pergélisols que cet état de l'art projette pour

⁹ Centre de Calcul Recherche et Technologie, informations sur le centre et la machine Titane disponibles à l'adresse http://www-ccrt.cea.fr/fr/moyen_de_calcul/titane.htm.

les 200 prochaines années. Leur premier volet s’attache à la période récente (1960-2010), tenant compte des modifications anthropogéniques du climat de la période préindustrielle à nos jours.

Une simulation réaliste des cycles biogéochimiques des hautes latitudes pour cette période dans ORCHIDEE suppose une construction préalable des stocks de carbone par le modèle, et la prise en compte de la co-évolution du climat et de la biosphère depuis la période préindustrielle. Dans cette perspective, un protocole de simulation a été élaboré : son principe est similaire à celui décrit au **Chapitre 3**, mais la nécessité de prendre en compte l’évolution récente du climat pour les simulations requises par le RCN, et l’expérience acquise sur le fonctionnement d’ORCHIDEE l’ont fait gagner en complexité. Parce que ce retour d’expérience peut être utile à la communauté des développeurs d’ORCHIDEE, les détails de ce protocole figurent en **Annexe D**. Nous retiendrons ici qu’il requiert ~800 ans de simulations pan-Arctique effectuées en mode ‘SECHIBA-STOMATE’, i.e. en activant la modélisation du cycle du carbone et de la phénologie ; et 10 000 ans de simulations effectuées par le module de carbone simplifié (appelé ‘*forcesoil*’). Le temps de calcul requis par ce volume de simulations sur les régions circum-arctiques ($> 50^\circ\text{N}$) (**Tableau 5.2.**) s’élève à plus de 60 jours (hors tests et échecs) avec la version standard d’ORCHIDEE_HIGH_LAT, rendant difficile le respect des délais imposés par des exercices d’intercomparaison de modèles.

Modèle (<i>configuration</i>)	Durée	Temps de calcul sur le domaine circum-arctique ($> 50^\circ\text{N}$) à la résolution $1^\circ \times 1^\circ$	
		Driver par défaut	Driver de N. Viovy
ORCHIDEE_HIGH_LAT (<i>SECHIBA+STOMATE</i>)	1 yr	1 processeur : 4 h 02 min 32 processeurs : 2 h 40 min	1 processeur : 2 h 04 min 32 processeurs : 4 min
FORCESOIL (<i>module de carbone simplifié</i>)	1 000 yrs	32 x 1 processeur : 2 h 17 min	32 x 1 processeur : 2 h 17 min

Tableau 5.2. Performances numériques du modèle ORCHIDEE_HIGH_LAT et du module de carbone simplifié *forcesoil*, avec le driver par défaut du modèle et après l’adaptation pour ORCHIDEE_HIGH_LAT du driver développé par N. Viovy.

Adaptation et prise en main d’un nouveau « driver »

Une analyse approfondie des performances numériques d’ORCHIDEE_HIGH_LAT a révélé **un poste de dépense de temps de calcul important dans la gestion des entrées-sorties** du modèle : lecture et interpolation de cartes de paramètres et du forçage atmosphérique, écriture des fichiers de sortie et de redémarrage du modèle. Ces faibles performances seraient en lien des déficiences de la gestion de l’espace mémoire dans un code **imparfaitement parallélisé**.

Certains utilisateurs de la communauté ORCHIDEE utilisent une gestion des entrées-sorties différente : l’interpolation des cartes nécessaires à la simulation est faite en amont par l’utilisateur, les entrées et sorties du modèle ont une dépendance spatiale vectorielle (les variables dépendant d’un indice de ‘point de terre’ et non pas d’un double indice longitude-latitude), la gestion de l’espace mémoire est réalisée par un programme écrit en langage C et

aux performances de parallélisation éprouvées. Ce programme, appelé ‘**driver**’ puisqu’il orchestre l’ensemble de la simulation en gérant le forçage atmosphérique, les cartes et paramètres d’entrée et les appels au modèle ORCHIDEE avec ces paramètres, a été développé par N. Viovy et nous l’appellerons *driver de N. Viovy* dans la suite.

La solution à la problématique soulevée en première partie de cette section a consisté en l’adaptation du driver de N. Viovy à la version ORCHIDEE_HIGH_LAT ; l’adéquation de cette solution au problème posé est illustrée par les performances numériques du nouveau driver, décrites dans le **tableau 5.2.** J’ai réalisé cette adaptation en collaboration étroite avec N. Viovy. Ce travail purement numérique est un investissement pour l’avenir, puisque la version ORCHIDEE_HIGH_LAT traite de processus à forts enjeux climatiques (**Chapitre 1**) et est destinée à accueillir de nouveaux développements conséquents (voir début de cette section et **Chapitre 6**). Afin de faciliter la prise en main de cette nouvelle gestion du code, j’ai rédigé un guide synthétique d’utilisation du driver de N. Viovy dans ORCHIDEE_HIGH_LAT, qui figure en **Annexe E**.

5.5. Conclusion

En conclusion, un travail de thèse contribuant au développement d’un modèle déjà existant est une page écrite dans la vie de ce modèle. Ses perspectives de pérennisation tiennent autant à son inscription cohérente dans l’histoire du modèle, qu’à l’anticipation et la co-construction, avec les développeurs en place, des modalités possibles de son avenir. Documentation et communication en sont des briques fondamentales, raisons d’être de ce chapitre. Le suivant aborde le second aspect, prospectif, de cette entreprise.

Chapitre 6

Conclusions et perspectives

Ma thèse a eu pour objectif de contribuer à l'amélioration de la modélisation de surface des hautes latitudes, à travers des développements (implémentation du gel hydrologique des sols) mais aussi via de nombreux diagnostics de performances de la modélisation.

Ces travaux confirment le rôle fondamental du gel des sols pour le climat des hautes latitudes, dont les implications thermiques, hydrologiques et biogéochimiques ont été déclinées. Si les comparaisons à des données de terrain soulignent la plus-value apportée par le gel des sols à la modélisation des hautes latitudes, elles révèlent également les limites de notre représentation de ces environnements. Celles-ci procèdent à la fois de lacunes de la modélisation, et du niveau actuel de compréhension des processus à l'œuvre dans les régions circum-arctiques. Ces deux aspects sont déclinés ci-après, ouvrant autant de pistes qui orienteront les recherches de demain.

Lacunes de la modélisation

Les lacunes de la modélisation identifiées au cours de ma thèse touchent à la non-représentation de processus dont l'importance pour le climat arctique a pourtant été mise au jour par la recherche scientifique ; et à la difficulté de fournir une représentation adéquate des hétérogénéités spatiales existant au sein d'une maille de modèle et des processus qu'elles engendrent.

Non-représentation de processus connus

Les exemples des **conductivité thermique et densité de la neige**, des événements de **pluie sur neige**, des effets thermiques et hydrologiques de la **matière organique**, et des conséquences hydrologiques **des plaines d'inondation** et autres étendues d'eau libre, ont été développés, sinon mentionnés, dans ce manuscrit. La liste exhaustive serait longue mais on peut y ajouter l'absence de représentation du **contenu en eau liquide de la neige**, dont la percolation et les cycles de gel/regel contribuent à l'uniformisation des températures dans le manteau neigeux printanier et engendrent un réchauffement anticipé de la surface des sols.

L'intégration progressive, dans ORCHIDEE_HIGH_LAT, de certains de ces processus (propriétés thermiques de la matière organique, plaines d'inondation et bientôt, représentation améliorée de la neige) repoussera en partie ces limites, mais un travail de développement et un processus d'aller-retour entre les communautés de la modélisation et de l'observation s'avèrent encore nécessaire sur certains points :

- Dans le schéma de gel des sols proposé par cette thèse, **l'advection de chaleur dans le sol par l'eau liquide** qui s'y infiltre au moment du dégel, et les **processus non-conductifs de transfert de chaleur**, qui peuvent dominer au moment du regel des sols (Kane et al. 2001, Boike et al., 1998), ne sont pas représentés en dépit de leurs implications thermiques. Un

couplage des modélisations hydrologiques et thermiques permettrait une représentation de ces processus. Cette solution n'a pas été envisagée, car **superposant une complexité mal maîtrisée à une représentation déjà incertaine des propriétés thermiques** (et hydrologiques) des sols : l'advection de chaleur par infiltration d'eau de pluie ou de fonte est un vecteur efficace de transfert thermique dans les sols organiques mais peut être négligée dans les sols minéraux sauf au-travers de failles macroscopiques (Kane et al., 2001) ; or dans ORCHIDEE, seule la récente version ORCHIDEE_HIGH_LAT propose une représentation des sols organiques, encore assujettie à un long équilibrage préalable du modèle (**Chapitre 5**). La paramétrisation des propriétés thermiques des sols gelés ou partiellement gelés dans ORCHIDEE relève d'une paramétrisation adaptée de Johansen (1975 ; **Chapitre 2**) pour laquelle des paramètres moyens sont utilisés, alors que la paramétrisation originale de Johansen suppose une connaissance de la composition granulométrique des sols, illusoire dans le détail aux échelles spatiales de notre modélisation. Mentionnons enfin que d'autres paramétrisations des propriétés thermiques des sols existent (Campbell, 1994 ; Ippisch, 2001, Endrizzi, 2011), la plupart requérant une connaissance précise des types de sols **et aux performances non précisément discriminées** par les études les plus récentes (Fröb, 2011). Des progrès dans la caractérisation thermique des sols et l'évaluation de ces paramétrisations sont un préalable nécessaire au raffinement de la représentation des transferts thermiques en conditions de gel dans les modèles de surface.

- Au plan hydrologique, comme suggéré au **Chapitre 4**, la mise à profit des cartes texturales des sols intégrant les données les plus récentes (e.g. *Global Soil Data Task*, 2000 ; Reynolds et al., 1999) et des paramètres hydrauliques correspondants est de mise. Ces cartes pourraient bénéficier d'une révision pour les hautes latitudes, sur la base des informations récemment compilées dans l'*Atlas des sols des régions circum-arctiques* notamment (Jones et al., 2010). Les cartes et caractéristiques de la végétation pourront faire l'objet d'une révision similaire, s'appuyant par exemple sur les nombreux produits satellites existants : *Global Land Cover 2000* (2003) ; *Globcover 2009* (Bontemps et al., 2011) ; *EcoClimap* (Champeaux et al., 2005).
- En termes biogéochimiques, l'absence de représentation des quantités considérables de carbone des régions de *Yedoma*¹⁰ et des tourbières des régions circum-arctiques, constitue une carence majeure de la modélisation : ces stocks sont respectivement évalués à 500 GtC et 450 GtC (Zimov et al., 2006 ; Gorham, 1991 ; **Chapitre 1**), leur vulnérabilité au changement climatique est probable de par leur caractère instable (pour le carbone de la *Yedoma*) et leur propension à accommoder des étendues d'eau libre où d'importants dégagements de méthane peuvent s'opérer (tourbières). La modélisation des processus à l'origine de ces stocks de carbone est actuellement hors de portée des modèles de climat, en particulier au vu des incertitudes des reconstitutions climatiques à ces échelles de temps (**Chapitre 3**). En revanche, un effort considérable de compilation de données pédologiques à l'échelle des régions pan-arctiques (Hugelius, 2012 ; Tarnocai, 2009) fournit une estimation spatialisée de ces stocks : dans ORCHIDEE, ces données ont été marginalement mises à profit dans des études spécifiques (Koven et al., 2011) **mais leur incorporation dans les stratégies d'initialisation des stocks de carbone des hautes latitudes n'est pas systématique** (**Chapitres 3 et 5**). Elle constitue une prometteuse perspective d'amélioration du modèle de

¹⁰ Ce terme désigne spécifiquement des stocks de carbone estimés à ~ 500 GtC sur une superficie d'environ 1 Mkm² en Sibérie septentrionale. Formés durant les dernières périodes glaciaires, en particulier à la fin du Pléistocène où la Sibérie orientale était libre de glace, ils consistent en dépôts sédimentaires (loess) et débris végétaux et animaux progressivement incorporés dans les pergélisols.

climat de l'IPSL au vu des enjeux locaux mais aussi globaux de la modélisation du cycle du carbone aux hautes latitudes.

- La paramétrisation des propriétés thermiques des sols organiques développée dans ORCHIDEE_HIGH_LAT pourrait s'adapter à ces données, résolues en trois dimensions (sur l'horizontale et la verticale); elles pourraient également être le support du développement d'une **représentation des propriétés hydrauliques de la matière organique**, avec l'appui ou en complément d'autres cartographies et jeux de données existants (Beringer et al., 2001 ; Rinke et al., 2008). A cet effet, la possibilité de l'introduction d'un nouveau type de végétation, décrivant les lichens et mousses, pourra être envisagée.
- Ces données spatialisées s'accompagnent par ailleurs d'une estimation du **contenu en glace des pergélisols** : dans certains pergélisols, le contenu en glace excède la porosité des sols ; 8 % des régions de pergélisols sont qualifiées de « riches en glace » (contenu en glace excédant 20 % en volume ; Zhang et al., 2008). Cette information est essentielle à la modélisation hydrologique et thermique des pergélisols, en raison des énergies de chaleur latente impliquées. Sa prise en compte est possible. Elle contribuerait au réalisme des estimations et projections des épaisseurs de couche active, où s'opèrent les processus de décomposition des sols émetteurs de gaz à effet de serre.

Traitement des hétérogénéités spatiales

Les hétérogénéités spatiales à des échelles inférieures à la taille caractéristique d'une maille de modèle relèvent de plusieurs origines : **topographie, disparité du couvert végétal, des caractéristiques des sols, de la couverture neigeuse**. Leur prise en compte est depuis toujours une préoccupation de la modélisation de surface, du fait même de la résolution grossière des premiers modèles de climat : le traitement sous-maille de la végétation via différents types de plantes ; le traitement sous-maille de l'hydrologie des sols via le calcul de trois bilans hydrologiques séparés sur chaque maille de modèle ; ou la prise en compte d'une fraction de maille non-enneigée et d'un albédo de surface pour chaque type de végétation, en sont l'illustration. Cependant, la gestion infra-maille de la topographie, de la couverture neigeuse, et de leurs combinaisons avec les autres vecteurs d'hétérogénéité spatiale, reste embryonnaire (**Chapitre 4**).

Le développement d'une paramétrisation de l'impact de la topographie sur la distribution de l'eau du sol et la génération du ruissèlement à l'échelle d'une maille de modèle, par une approche **TopModel** (Ringeval et al., 2012), a constitué un pas supplémentaire dans la représentation de processus que la résolution des modèles et l'utilisation de paramètres moyens ne permet pas de reproduire. Au plan biogéochimique, elle porte le potentiel **d'une représentation spatialisée des conditions d'humidité contrôlant en partie l'évolution de la matière organique des sols**. Comme souligné au **Chapitre 1**, une telle représentation est cruciale à une estimation réaliste des émissions des gaz à effets de serre CO₂ et méthane depuis les écosystèmes arctiques, un mécanisme à fortes répercussions climatiques. Cependant, des **hypothèses fortes** sous-tendent encore cette représentation dans ORCHIDEE_HIGH_LAT : répartition uniforme de la végétation et donc de la productivité brute des écosystèmes sur une maille ; uniformité de la température des sols au sein d'une maille de modèle. La **généralisation du traitement de l'hétérogénéité spatiale à d'autres processus** tels que la température des sols (et, concomitamment, le gel des sols) et l'albédo de surface pourrait lever en partie de ces hypothèses.

Pour ces variables, **outre le relief**, la formulation composite du bilan d'énergie de surface dans ORCHIDEE a dans ce manuscrit souvent été incriminée comme source de déficiences avérées de la modélisation (**Chapitres 2, 3, 4 et 5**). Le problème se pose **de façon accrue aux hautes latitudes**, où la neige recouvre les paysages une grande voire majeure partie de l'année, avec d'importantes implications climatiques. D'abord, elle génère une large gamme de variation de **l'albédo des surfaces terrestres**, affectant d'autant le bilan d'énergie de surface. Ensuite, ses caractéristiques thermiques et sa localisation (sub- ou supra-canopée, zones avec ou sans couvert forestier), interdépendantes, régissent les échanges thermiques et hydrologiques qu'elle entretient avec le sol et l'atmosphère, chacune de ces conditions d'occurrence appelant donc un traitement spécifique. Des approches analytiques existent, susceptibles de dépasser les limitations de l'utilisation de paramètres moyens à l'échelle d'une maille (Hu and Islam, 1997) ; elles n'ont pas été suivies car les moyens numériques actuels ouvrent désormais la possibilité à des calculs de **bilans d'énergie séparés** sur chaque type de surface à l'intérieur d'une maille : une réflexion est actuellement en cours au sein de la communauté ORCHIDEE dans cette voie, et les travaux de J. Ryder au LSCE devraient contribuer à une révision du modèle dans cette optique.

Notons que des bilans d'énergie séparés permettront aussi une représentation appropriée des spécificités **des étendues d'eau libre** (albédo, régime thermique, flux turbulents), dont seuls les impacts sur l'hydrologie de surface sont actuellement représentés : diverses études en ont souligné l'importance des rétroactions notamment atmosphériques (e.g. Krinner, 2003) sur le climat des hautes latitudes, en lien avec les superficies importantes qu'elles recouvrent dans ces régions (e.g. Lehner and Döll, 2004).

Enfin, l'Arctique recèle de paysages spécifiques tels que la **toundra polygonale et les structures thermokarstiques**, dont l'importance climatique a été soulignée au **Chapitre 1** : leur prise en compte suppose à la fois le développement de paramétrisations adaptées et une stratégie de représentation équivalente de leurs fortes hétérogénéités spatiales. De récentes études (Cresto Aleina et al., 2012 ; Muster et al., 2012) proposent des méthodologies combinant données satellites, descente d'échelle statistique et modélisation pour le traitement, par les modèles de climat, **des spécificités micro-échelles des paysages de toundra polygonale en termes de flux hydrologiques, thermiques et biogéniques** : leur incorporation dans les modèles de surface est un des enjeux de la modélisation des hautes latitudes de demain.

Perspectives de développement

Ces limites identifiées définissent une ligne claire pour les développements d'ORCHIDEE_HIGH_LAT à l'horizon des prochaines années, en sus de la refonte générale du bilan d'énergie de surface :

- (i) conciliation de la représentation actuelle du carbone organique des sols avec les cartes récentes (Hugelius et al., 2012 ; Tarnocai et al., 2009) résolvant en particulier les régions de *Yedoma* et les tourbières du pourtour de l'Arctique.
- (ii) amélioration concomitante de la représentation du cycle hydrologique des sols par l'utilisation de cartes texturales récentes révisées via le prisme des régions arctiques, et comprenant une représentation des effets hydrologiques de la matière organique.

- (iii) adjonction, à l'approche TopModel de redistribution de l'eau à l'échelle d'une maille de modèle, des structures spécifiques liées au thermokarst et aux paysages de toundra humide.
- (iv) rétablissement du couplage numérique entre le modèle de surface ORCHIDEE et son modèle d'atmosphère LMDZ afin d'estimer de façon cohérente les rétroactions climatiques engendrées par les évolutions des processus de surface et du cycle du carbone terrestre aux hautes latitudes.

En cohérence, les travaux de Shushi Peng, nouveau post-doctorant au LSCE/LGGE, et de Camille Risi, chargée de recherche au LMD, aborderont ces aspects.

Limites liées à la compréhension actuelle du climat des hautes latitudes

Pour autant, des verrous scientifiques entravent aussi notre capacité à représenter le climat des hautes latitudes et ses implications à l'échelle globale : en dépit de la multiplication des programmes de recherche ciblés sur les régions arctiques depuis la dernière décennie, de larges incertitudes subsistent quant à la **compréhension de certains mécanismes** et la **connaissance spatialisée** des paramètres qui les régissent.

Propriétés de décomposition de la matière organique (e.g. Zimov et al., 2006), facteurs gouvernant les émissions de méthane des écosystèmes arctiques et leur sensibilité au changement climatique (e.g. Walter et al., 2006 ; Sachs et al., 2010), quantification des exports de carbone à destination de l'Océan Arctique (e.g. Vonk et al., 2012), et réponse de la végétation et du bilan carbone des régions de hautes latitudes aux changements climatiques (e.g. Sturm et al., 2005 ; Serreze et al., 2000) sont sans doutes les principales pierres d'achoppement des recherches en cours, objets d'investigations de terrain et de laboratoire.

Parallèlement, de larges incertitudes affectent la connaissance spatialisée des environnements circum-arctiques, en termes de propriétés thermiques, hydrologiques, contenus et distributions verticales en matière organique et en glace des sols, propriétés et variabilité spatiale des manteaux neigeux, résolution spatio-temporelle des étendues d'eau libre en-deçà des seuils de détection satellitaires : des échelles spatiales d'apparence négligeable mais dont la compréhension du climat global ne peut faire l'économie, tant des processus de petite échelle se révèlent porteurs d'implications à l'échelle du globe.

Mots de conclusion

En conclusion, l'amélioration de notre compréhension et représentation du climat global passe par une meilleure appréhension des processus à l'œuvre aux hautes latitudes. Dans ces régions où les difficultés logistiques restreignent considérablement nos capacités d'investigation et d'acquisition de la donnée, la modélisation offre le potentiel remarquable d'un outil d'appréhension des échelles spatiales coexistantes et de quantification des incertitudes climatiques qu'engendrent les limites de notre connaissance. Sa cohérence reste cependant assujettie à la connaissance de terrain : se dessine donc de façon nette la nécessité d'un travail de recherche intégré où observation et modélisation collaborent étroitement. C'est l'hypothèse structurante qui fonde les projets de recherche arctiques d'aujourd'hui et de demain.

References

- Aagaard, K. & Carmack, E.
The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation
Journal of Geophysical Research, American Geophysical Union, **1989**, Vol. 94(C10), pp. 14485-14
- Abu-Hamdeh, N. & Reeder, R.
Soil thermal conductivity: Effects of density, moisture, salt concentration, and organic matter
Soil Science Society of America Journal, Soil Science Society of America, 677 South Segoe Road, Madison, WI, 53711, USA,, **2000**, Vol. 64(4), pp. 1285-1290
- ACIA 2005
Arctic Climate Impact Assessment
Cambridge University Press, **2005**
- Adam, J., Clark, E., Lettenmaier, D. & Wood, E.
Correction of global precipitation products for orographic effects
Journal of Climate, **2006**, Vol. 19(1), pp. 15-38
- Adam, J. & Lettenmaier, D.
Adjustment of global gridded precipitation for systematic bias
Journal of Geophysical Research, American Geophysical Union, **2003**, Vol. 108(D9), pp. 4257
- Alexeev, V., Nicolsky, D., Romanovsky, V. & Lawrence, D.
An evaluation of deep soil configurations in the CLM3 for improved representation of permafrost
Geophysical Research Letters, **2007**, Vol. 34(L09502)
- Anderson, E.A.
A point energy and mass balance model of a snow-cover
NOAA technical report, **1976**, NWS19, 150 pp
- Anisimov, O. & Nelson, F.
Permafrost zonation and climate change in the northern hemisphere: results from transient general circulation models
Climatic Change, Springer, **1997**, Vol. 35(2), pp. 241-258
- Arnell, N.
Implications of climate change for freshwater inflows to the Arctic Ocean
Journal of Geophysical Research, **2005**, Vol. 110
- Ball, J., Woodrow, I. & Berry, A.
A Model Predicting Stomatal Conductance and its Contribution to the Control of Photosynthesis Under Different Environmental Conditions
Progress in Photosynthesis Research, **1987**, pp. 221-225
- Barry, R. & Serreze, M.
Atmospheric components of the Arctic Ocean freshwater balance and their interannual variability
The Freshwater Budget of the Arctic Ocean, **2000**, pp. 45-56
- Bartalis, Z., Wagner, W., Naeimi, V., Hasenauer, S., Scipal, K., Bonekamp, H., Figa, J. & Anderson, C.
Initial soil moisture retrievals from the METOP-A Advanced Scatterometer (ASCAT)
Geophysical Research Letters, American Geophysical Union, **2007**, Vol. 34(20), pp. L20401
- Bartl, S., Schümberg, S. & Deutsch, M.
Revising time series of the Elbe river discharge for flood frequency determination at gauge Dresden
Natural Hazards and Earth System Science, **2009**, Vol. 9(6), pp. 1805-1814

- Beer, C., Reichstein, M., Tomelleri, E., Ciais, P., Jung, M., Carvalhais, N., Rödenbeck, C., Arain, M., Baldocchi, D., Bonan, G. & others
Terrestrial gross carbon dioxide uptake: global distribution and covariation with climate
 Science, American Association for the Advancement of Science, **2010**, Vol. 329(5993), pp. 834-838
- Benoit, R., Campbell, W. & Harris, R.
Decomposition of organic matter in the wet meadow tundra, Barrow; a revised word model
 Proceedings of the 1972 Tundra Biome Symposium at Lake Wilderness Center
1972, pp. 111-115
- Beringer, J., Lynch, A., Chapin III, F., Mack, M. & Bonan, G.
The representation of arctic soils in the land surface model: the importance of mosses
 Journal of Climate, **2001**, Vol. 14(15), pp. 3324-3335
- Beven, K. & Kirkby, M.
A physically based, variable contributing area model of basin hydrology/Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant
 Hydrological Sciences Journal, Taylor & Francis, **1979**, Vol. 24(1), pp. 43-69
- Black, P. & Tice, A.
Comparison of soil freezing curve and soil water curve data for Windsor sandy loam
 Water Resources Research, American Geophysical Union, **1989**, Vol. 25(10), pp. 2205-2210
- Black, P. & Tice, A.
Comparison of soil freezing curve and soil water curve data for Windsor sandy loam
 Water Resources Research, American Geophysical Union, **1989**, Vol. 25(10), pp. 2205-2210
- Bockheim, J. & Hall, K.
Permafrost, active-layer dynamics and periglacial environments of continental Antarctica
 South African Journal of Science, **2002**, Vol. 98(1/2), pp. 82-90
- Boike, J., Roth, K. & Overduin, P.
Thermal and hydrologic dynamics of the active layer at a continuous permafrost site (Taymyr Peninsula, Siberia)
 Water Resources Research, American Geophysical Union, **1998**, Vol. 34(3), pp. 355-363
- Bonan, G., Oleson, K., Vertenstein, M., Levis, S., Zeng, X., Dai, Y., Dickinson, R. & Yang, Z.
The Land Surface Climatology of the Community Land Model Coupled to the NCAR Community Climate Model
 Journal of Climate, **2002**, Vol. 15(22), pp. 3123-3149
- Bontemps, S., Defourny, P., Van Bogaert, E., Arino, O., Kalogirou, V. & Ramos Perez, J.
GLOBCOVER 2009--Products description and validation report
 Globcover Validation Report, **2011**, Vol. 2
 URL: <http://ionia1.esrin.esa.int/docs/GLOBCOVER2009ValidationReport2>
- Bowling, L., Lettenmaier, D., Nijssen, B., Graham, L., Clark, D., El Maayar, M., Essery, R., Goers, S., Gusev, Y., Habets, F. & others
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, Elsevier, **2003**, Vol. 38(1), pp. 1-30
- Braud, I., Dantas-Antonino, A., Vauclin, M., Thony, J. & Ruelle, P.
A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification
 Journal of Hydrology, Elsevier, **1995**, Vol. 166(3), pp. 213-250
- Brown, J., Hinkel, K. & Nelson, F.
Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) program network: description and data
 International Permafrost Association Standing Committee on Data Information and Communication, **2003**

- Brown, J., Jr., F.O., Heginbottom, J. & Melnikov, E.
Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions
 Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology, digital media,
1998
- Burt, T. & Williams, P.
Hydraulic conductivity in frozen soils
 Earth Surface Processes, Wiley Online Library, **1976**, Vol. 1(4), pp. 349-360
- Callaghan, S., Treshansky, A., Moine, M., Guilyardi, E., Alias, A., Balaji, V., Bojariu, R., Cofiño, A., Denvil, S.,
 Elkington, M. & others
*The METAFOR project: preserving data through metadata standards for climate models and
 simulations*
 Proceedings of the 1st International Digital Preservation Interoperability Framework Symposium
2010, pp. 6
- Campbell, G., Jungbauer Jr, J., Bidlake, W. & Hungerford, R.
Predicting the effect of temperature on soil thermal conductivity
 Soil Science, LWW, **1994**, Vol. 158(5), pp. 307-313
- Carsel, R. & Parrish, R.
Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics
 Water Resources Research, American Geophysical Union, **1988**, Vol. 24(5), pp. 755-769
- Carslaw, H.S. and Jaeger, J.C.
Conduction of heat in solids (Second edition)
 Oxford at the Clarendon Press, **1959**, 517 pp.
- Chalita, S.
Sensibilité du modèle de circulation atmosphérique LMD à l'albédo des surfaces enneigées,
 Université de Paris VI, **1992**
- Champeaux, J., Masson, V. & Chauvin, F.
ECOCLIMAP: a global database of land surface parameters at 1 km resolution
 Meteorological Applications, Wiley Online Library, **2005**, Vol. 12(1), pp. 29-32
- Cherkauer, K. & Lettenmaier, D.
Simulation of spatial variability in snow and frozen soil
 Journal of Geophysical Research, **2003**, Vol. 108(8858), pp. 10-1029
- Cherkauer, K. & Lettenmaier, D.
Hydrologic effects of frozen soils in the upper Mississippi River basin
 Journal of Geophysical Research, American Geophysical Union, **1999**, Vol. 104(D16), pp. 19599
- Choisnel, E.
Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol
 La Météorologie, **1977**, Vol. 6(11), pp. 103-133
- Christensen, T., Johansson, T., Akerman, H., Mastepanov, M., Malmer, N., Friborg, T., Crill, P. & Svensson, B.
Thawing sub-arctic permafrost: Effects on vegetation and methane emissions
 Geophys. Res. Lett, **2004**, Vol. 31(4)
- Ciais, P., Tagliabue, A., Cuntz, M., Bopp, L., Scholze, M., Hoffmann, G., Lourantou, A., Harrison, P., Prentice,
 I., Kelley, D., Koven, C. & Piao, S.
Large inert carbon pool in the terrestrial biosphere during the Last Glacial Maximum
 Nature Geoscience, **2011**, Vol. 5, pp. 74-79
- Cox, P., Betts, R., Bunton, C., Essery, R., Rowntree, P. & Smith, J.
The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity
 Climate Dynamics, Springer, **1999**, Vol. 15(3), pp. 183-203

- Cresto Aleina, F., Brovkin, V., Muster, S., Boike, J., Kutzbach, L., Sachs, T. & Zuyev, S.
A stochastic model for the polygonal tundra based on Poisson-Voronoi Diagrams
Earth System Dynamics Discussion, **2012**, Vol. 3, pp. 453-483
- d'Orgeval, T.
Impact du changement climatique sur le cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest : Modélisation et incertitudes
PhD. Thesis, Université de Paris VI, **2006**
- d'Orgeval, T., Polcher, J. & de Rosnay, P.
Sensitivity of the West African hydrological cycle in ORCHIDEE to infiltration processes
Hydrology and Earth System Sciences, **2008**, Vol. 12(6), pp. 1387-1401
- Dall'Amico, M.
Coupled Water and Heat Transfer in Permafrost Modeling
PhD. Thesis, University of Trento, **2010**
- Dall'Amico, M., Endrizzi, S., Gruber, S. & Rigon, R.
A robust and energy-conserving model of freezing variably-saturated soil
The Cryosphere, **2011**, Vol. 5(2), pp. 469-484
- Dankers, R., Burke, E. & Price, J.
Simulation of permafrost and seasonal thaw depth in the JULES land surface scheme
The Cryosphere Discussions, **2011**, Vol. 5, pp. 1263-1309
- Davidson, E. & Janssens, I.
Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change
Nature, Nature Publishing Group, **2006**, Vol. 440(7081), pp. 165-173
- De Rosnay, P.
Representation of soil-vegetation-atmosphere interaction in the general circulation model of the Laboratoire de Météorologie Dynamique
PhD. Thesis, Université de Paris VI, **1999**
- De Rosnay, P., Bruen, M. & Polcher, J.
Sensitivity of surface fluxes to the number of layers in the soil model used in GCMs
Geophysical research letters, American Geophysical Union, **2000**, Vol. 27(20), pp. 3329-3332
- De Vries, D.A.
Thermal properties of soils
Physics of Plant Environment, North Holland Publishing Co, **1963**, pp. 210-235
- Derksen, C., Silis, A., Sturm, M., Holmgren, J., Liston, G., Huntington, H. & Solie, D.
Northwest Territories and Nunavut snow characteristics from a subarctic traverse: implications for passive microwave remote sensing
Journal of Hydrometeorology, **2009**, Vol. 10(2), pp. 448-463
- Dirmeyer, P., Gao, X., Zhao, M., Guo, Z., Oki, T. & Hanasaki, N.
GSWP-2: Multimodel analysis and implications for our perception of the land surface
Bulletin of the American Meteorological Society, **2006**, Vol. 87(10), pp. 1381-1397
- Dominé, F., Bock, J., Morin, S. & Giraud, G.
Linking the effective thermal conductivity of snow to its shear strength and density
Journal of Geophysical Research, American Geophysical Union, **2011a**, Vol. 116(F4), pp. F04027
- Dominé, F., Cabanes, A. & Legagneux, L.
Structure, microphysics, and surface area of the Arctic snowpack near Alert during the ALERT 2000 campaign
Atmospheric Environment, Elsevier, **2002**, Vol. 36(15), pp. 2753-2765

- Dominé, F., Gallet, J.-C., Barret, M., Houdier, S., Voisin, D., Douglas, T.A., Blum, J., Beine, H.J., Anastasio, C., Bréon, F.-M.
The specific surface area and chemical composition of diamond dust near Barrow, Alaska
Journal of Geophysical Research, **2011b**, Vol. 116(D00R06)
- Dominé, F., Taillandier, A., Houdier, S., Parrenin, F., Simpson, W. & Douglas, T.
Interactions between snow metamorphism and climate: Physical and chemical aspects
Physics and Chemistry of Ice, **2007**, pp. 27-46
- Dooge, J. & Bruen, M.
Scaling effects on moisture fluxes at unvegetated land surfaces
Water Resources Research, American Geophysical Union, **1997**, Vol. 33(12), pp. 2923-2927
- Dumont, M.
Détermination de l'albédo des surfaces enneigées par télédétection : application au calcul du bilan de masse du glacier de Saint Sorlin
PhD. Thesis, Université Paris Est, **2006**
- Déry, S. & Yau, M.
Simulation of blowing snow in the Canadian Arctic using a double-moment model
Boundary-Layer Meteorology, Springer, **2001**, Vol. 99(2), pp. 297-316
- Endrizzi, S., Quinton, W. & Marsh, P.
Modelling the spatial pattern of ground thaw in a small basin in the arctic tundra
The Cryosphere Discussions, **2011**, Vol. 5, pp. 367-400
- Essery, R., Best, M. & Cox, P.
MOSES 2.2 technical documentation
Hadley Centre technical note, **2001**, Vol. 30, pp. 1-31
- Essery, R., Li, L. & Pomeroy, J.
A distributed model of blowing snow over complex terrain
Hydrological processes, Wiley Online Library, **1999**, Vol. 13(14-15), pp. 2423-2438
- Essery, R., Pomeroy, J., Parviainen, J. & Storck, P.
Sublimation of snow from coniferous forests in a climate model
Journal of Climate, **2003**, Vol. 16(11), pp. 1855-1864
- Essery, R., Rutter, N., Pomeroy, J., Baxter, R., Stahli, M., Gustafsson, D., Barr, A., Bartlett, P. & Elder, K.
SnowMIP2: an evaluation of forest snow process simulation
Bulletin of the American Meteorological Society, **2008**
- ETOPO2v1
2-minute Gridded Global Relief Data
U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, **2001**
<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/06mgg01.html>
- FAO Soil Map of the World
Food and Agriculture Soil map of the world, scale 1:5000000
Technical Report from the United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, Paris, Vol. I-X, **1978**.
- Farouki, O.
The thermal properties of soils in cold regions
Cold Regions Science and Technology, Elsevier, **1981**, Vol. 5(1), pp. 67-75
- Fedorov, S.
A Study of the Components of the Water Balance in Forest Zone of European Part of the USSR

- Gidrometeoizdat, 264 pp, **1977**
- Forbes, B., Fauria, M. & Zetterberg, P.
Russian Arctic warming and "greening" are closely tracked by tundra shrub willows
Global Change Biology, Wiley Online Library, **2010**, Vol. 16(5), pp. 1542-1554
- Forland, E. and Hanssen-Bauer, I.
Past and future climate variations in the Norwegian Arctic: overview and novel analysis.
Polar Research, **2003**, Vol. 22(2), pp. 113-124.
- Foster, D. & Davy, R.
Global snow depth climatology.
USAFETAC/TN-88/006, Scott Air Force Base, Illinois, **1988**
- French, H.
The periglacial environment (Third Edition)
Wiley, **2007**
- Frey, K. & Smith, L.
Amplified carbon release from vast West Siberian peatlands by 2100
Geophysical Research Letters, American Geophysical Union, **2005**, Vol. 32(9), L09401
- Friedlingstein, P., Cox, P., Betts, R., Bopp, L., Von Bloh, W., Brovkin, V., Cadule, P., Doney, S., Eby, M.,
Fung, I. & others
Climate--carbon cycle feedback analysis: results from the C4MIP model intercomparison
Journal of Climate, American Meteorological Society, **2006**
- P. Friedlingstein, P., Joel, G., Field, C.B. & Fung, Y.
Toward an allocation scheme for global terrestrial carbon models
Global Change Biology, **1999**, Vol. 5(7), pp. 755-770
- Fröb, K.
Measuring and modeling of soil thermal properties and ground heat flux at two different sites at Lena Delta, Siberia
Master's Thesis, University of Leipzig, **2011**
- Fuchs, M., Papendick, G. & others
An Analysis of Sensible and Latent Heat Flow in a Partially Frozen Unsaturated Soil
Soil Science Society of America Journal, Soil Science Society of America, **1978**, Vol. 42(3), pp. 379-385
- Ganopolski, A., Rahmstorf, S., Petoukhov, V. & Claussen, M.
Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity
Nature, Nature Publishing Group, **1998**, Vol. 391(6665), pp. 351-356
- Gao, F., Schaaf, C., Strahler, A., Roesch, A., Lucht, W. & Dickinson, R.
MODIS bidirectional reflectance distribution function and albedo Climate Modeling Grid products and the variability of albedo for major global vegetation types
Journal of Geophysical Research, **2005**, Vol. 110(D01104)
- Gedney, N. & Cox, P.
The sensitivity of global climate model simulations to the representation of soil moisture heterogeneity
Journal of Hydrometeorology, **2003**, Vol. 4(6), pp. 1265-1275
- Georgakakos, K. & Baumer, O.
Measurement and utilization of on-site soil moisture data
Journal of Hydrology, Elsevier, **1996**, Vol. 184(1-2), pp. 131-152
- Global Land Cover 2000
Global Land Cover 2000 database

- European Commission, Joint Research Center, **2003**
<http://www.bioval.jrc.ec.europa.eu/products/glc2000/glc2000.php>
- Global Soil Data Task
Global Gridded Surfaces of Selected Soil Characteristics (IGBP-DIS)
Oak Ridge National Lab, DAAC, Oak Ridge, Tennessee, **2000**
<http://www.daac.ornl.gov/>
- Gorham, E.
Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming
Ecological applications, Eco Soc America, **1991**, Vol. 1(2), pp. 182-195
- Gouttevin, I.
Evaluation de deux modélisations hydrologiques du modèle de surfaces continentales ORCHIDEE sur le bassin de Torne-Kalix (Scandinavie)
Master's thesis, Université Joseph Fourier, **2009**
- Gouttevin, I., Krinner, G., Ciais, P., Polcher, J. & Legout, C.
Multi-scale validation of a new soil freezing scheme for a land-surface model with physically-based hydrology
The Cryosphere, **2012a**, Vol. 6, pp. 407-430
- Gouttevin, I., Menegoz, M., Dominé, F., Krinner, G., Koven, C., Ciais, P., Tarnocai, C. & Boike, J.
How the insulating properties of snow affect soil carbon distribution in the continental pan-Arctic area
Journal of Geophysical Research, American Geophysical Union, **2012b**, Vol. 117(G2), pp. G02020
- Gruber, N., Friedlingstein, P., Field, C., Valentini, R., Heimann, M., Richey, J., Lankao, P., Schulze, E. & Chen, C.
The vulnerability of the carbon cycle in the 21st century: An assessment of carbon-climate-human interactions
Scope-scientific committee on problems of the environment, International Council of the Scientific Unions, **2004**, Vol. 62, pp. 45-76
- Hall, D., Riggs, G., Foster, J. & Kumar, S.
Development and evaluation of a cloud-gap-filled MODIS daily snow-cover product
Remote Sensing of Environment, Elsevier, **2010**, Vol. 114(3), pp. 496-503
- Hansson, K., Simunek, J., Mizoguchi, M., Lundin, L. & Van Genuchten, M.
Water flow and heat transport in frozen soil: Numerical solution and freeze-thaw applications
Vadose Zone Journal, Soil Sci Soc America, **2004**, Vol. 3(2), pp. 693
- Harding, R. & Pomeroy, J.
The energy balance of the winter boreal landscape
Journal of Climate, **1996**, Vol. 9(11), pp. 2778-2787
- Hedstrom, N. & Pomeroy, J.
Measurements and modeling of snow interception in the boreal forest.
Hydrological Processes, **1998**, Vol. 12, pp. 262-273
- Henderson-Sellers, A.
Soil moisture simulation: Achievements of the RICE and PILPS intercomparison workshop and future directions
Global and Planetary Change, Elsevier, **1996**, Vol. 13(1-4), pp. 99-115
- Hourdin, F.
Study and numerical simulation of the general circulation of planetary atmospheres
PhD. Thesis, Université de Paris VII, **1992**
- Hu, Z. & Islam, S.
Effects of spatial variability on the scaling of land surface parameterizations

- Boundary-Layer Meteorology, Springer, **1997**, Vol. 83(3), pp. 441-461
- Hugelius, G., Tarnocai, C., Broll, G., Canadell, J., Kuhry, P. & Swanson, D.
The Northern Circumpolar Soil Carbon Database: spatially distributed datasets of soil coverage and soil carbon storage in the northern permafrost regions
 Earth System Science Data Discussions, **2012**, Vol. 5, pp. 707-733
- Hulme, M. & New, M.
Dependence of large-scale precipitation climatologies on temporal and spatial sampling
 Journal of Climate, **1997**, Vol. 10(5), pp. 1099-1113
- Idso, S.B.
A set of equations for full spectrum and 8-14 μm and 10.5-12.5 μm thermal radiation from cloudless skies
 Water Resources Research, **1981**, Vol. 17, pp. 295-304
- IPA SCDIC, (International Permafrost Association Standing Committee for Data, Information & Communication)
The IPY Thermal State of Permafrost (TSP) Snapshot Borehole Inventory
 (available at <http://nsidc.org/>), **2010**
- Ippisch, O.
Coupled transport in natural porous media
 Combined faculties for the natural sciences and for mathematics.
 PhD. Thesis, Heidelberg University, **2001**, pp. 123
- Jia, G., Epstein, H. & Walker, D.
Greening of arctic Alaska, 1981--2001
 Geophysical Research Letters, American Geophysical Union, **2003**, Vol. 30(20), pp. 2067
- Jin, Y., Schaaf, C., Gao, F., Li, X., Strahler, A., Zeng, X. & Dickinson, R.
How does snow impact the albedo of vegetated land surfaces as analyzed with MODIS data?
 Geophysical research letters, American Geophysical Union, **2002**, Vol. 29(10), pp. 1374
- Johansen, O.
Thermal conductivity of soils
 PhD thesis, Trondheim, Norway, **1975**
- Jones, A., Stolbovoy, V., Tarnocai, C., Broll, G., Spaargaren, O. & Montanarella, L. (ed.)
Soil atlas of the Northern Circumpolar Region.
 European Commission, Publications Office of the European Union, Luxembourg, **2010**, pp. 144
- Kane, D.
The Impact of Hydrologic Perturbation on Arctic Ecosystems Induced by Climate Change
 Global Change and Arctic Terrestrial Ecosystems, Ecological Studies, **1997**, Vol. 124, pp. 63-81
- Kane, D., Hinkel, K., Goering, D., Hinzman, L. & Outcalt, S.
Non-conductive heat transfer associated with frozen soils
 Global and Planetary Change, Elsevier, **2001**, Vol. 29(3), pp. 275-292
- Kelley Jr, J., Weaver, D. & Smith, B.
The variation of carbon dioxide under the snow in the Arctic
 Ecology, JSTOR, **1968**, pp. 358-361
- Khvorostyanov, D., Ciais, P., Krinner, G., Zimov, S., Corradi, C. & Guggenberger, G.
Vulnerability of permafrost carbon to global warming. Part II: sensitivity of permafrost carbon stock to global warming
 Tellus B, Wiley Online Library, **2008a**, Vol. 60(2), pp. 265-275
- Khvorostyanov, D., Krinner, G., Ciais, P., Heimann, M. & Zimov, S.

- Vulnerability of permafrost carbon to global warming. Part I: model description and role of heat generated by organic matter decomposition*
Tellus B, Wiley Online Library, **2008b**, Vol. 60(2), pp. 250-264
- Kleinen, T., Brovkin, V., von Bloh, W., Archer, D. & Munhoven, G.
Holocene carbon cycle dynamics
Geophysical Research Letters, American Geophysical Union, **2010**, Vol. 37(2), pp. L02705
- Koopmans, R. & Miller, R.
Soil freezing and soil water characteristic curves
Soil Science Society of American Journal, **1966**, Vol. 30, pp. 680-685
- Koren, V., Schaake, J., Mitchell, K., Duan, Q., Chen, F. & Baker, J.
A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models
Journal of Geophysical Research, American Geophysical Union, **1999**, Vol. 104(D16), pp. 19569
- Koven, C., Friedlingstein, P., Ciais, P., Khvorostyanov, D., Krinner, G. & Tarnocai, C.
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, American Geophysical Union, **2009**, Vol. 36(21), pp. L21501
- Koven, C., Ringeval, B., Friedlingstein, P., Ciais, P., Cadule, P., Khvorostyanov, D., Krinner, G. & Tarnocai, C.
Permafrost carbon-climate feedbacks accelerate global warming
Proceedings of the National Academy of Sciences, National Acad Sciences, **2011**, Vol. 108(36), pp. 14769-14774
- Kowalczyk, E., Wang, Y., Law, R., Davies, H., McGregor, J. & Abramowitz, G.
The CSIRO Atmosphere Biosphere Land Exchange (CABLE) model for use in climate models and as an offline model
CSIRO Marine and Atmospheric Research, **2006**, Vol. 13, pp. 13
- Krinner, G.
Impact of lakes and wetlands on boreal climate
Journal of Geophysical Research, American Geophysical Union, **2003**, Vol. 108(D16), pp. 4520
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S. & Prentice, I.
A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system
Global Biogeochemical Cycles, **2005**, Vol. 19(GB1015)
- Kudryavtsev, V., Garagulya, L., Melamed, V. & others
Fundamentals of Frost Forecasting in Geological Engineering Investigations
 Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, NH, **1974**
- Lammers, R., Shiklomanov, A., Vörösmarty, C., Fekete, B. & Peterson, B.
Assessment of contemporary Arctic river runoff based on observational discharge records
Journal of Geophysical Research, American Geophysical Union, **2001**, Vol. 106(D4), pp. 3321-3334
- Langer, M., Westermann, S., Muster, S., Piel, K. & Boike, J.
The surface energy balance of a polygonal tundra site in northern Siberia Part 1: Spring to fall
The Cryosphere, **2011**, Vol. 5, pp. 151-171
- Lawrence, D. & Slater, A.
The contribution of snow condition trends to future ground climate
Climate Dynamics, Springer, **2010**, Vol. 34(7), pp. 969-981
- Lawrence, D. & Slater, A.
Incorporating organic soil into a global climate model
Climate Dynamics, Springer, **2008**, Vol. 30(2), pp. 145-160

- Lawrence, D. & Slater, A.
A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century
Geophysical Research Letters, **2005**, Vol. 32, pp. L24401
- Lawrence, D. & Swenson, S.
Permafrost response to increasing Arctic shrub abundance depends on the relative influence of shrubs on local soil cooling versus large-scale climate warming
Environmental Research Letters, IOP Publishing, **2011**, Vol. 6(4), pp. 045504
- Legates, D.
A climatology of global precipitation.
PhD. Thesis, University of Delaware, **1988**
- Leung, L. & Ghan, S.
Parameterizing subgrid orographic precipitation and surface cover in climate models
Monthly Weather Review, **1998**, Vol. 126(12), pp. 3271-3291
- Li, X. & Koike, T.
Frozen soil parameterization in SiB2 and its validation with GAME-Tibet observations
Cold Regions Science and Technology, Elsevier, **2003**, Vol. 36(1-3), pp. 165-182
- Ling, F. & Zhang, T.
Sensitivity of ground thermal regime and surface energy fluxes to tundra snow density in northern Alaska
Cold regions science and technology, Elsevier, **2006**, Vol. 44(2), pp. 121-130
- Liston, G. & Sturm, M.
The role of winter sublimation in the Arctic moisture budget
Nordic hydrology, Nordic Association of Hydrology, c/o Environment and Resources, E & R, Technical University of Denmark, Bldg. 115, Lyngby, 2800, Denmark., **2004**, Vol. 35(4-5), pp. 325-334
- Louis, J.
A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere
Boundary-Layer Meteorology, Springer, **1979**, Vol. 17(2), pp. 187-202
- Loveland, T., Reed, B., Brown, J., Ohlen, D., Zhu, Z., Yang, L. & Merchant, J.
Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data
International Journal of Remote Sensing, Taylor & Francis, **2000**, Vol. 21(6-7), pp. 1303-1330
- Lundin, L.
Hydraulic properties in an operational model of frozen soil
Journal of Hydrology, Elsevier, **1990**, Vol. 118(1-4), pp. 289-310
- Luo, L., Robock, A., Vinnikov, K., Schlosser, C., Slater, A., Boone, A., Etchevers, P., Habets, F., Noilhan, J., Braden, H. & others
Effects of frozen soil on soil temperature, spring infiltration, and runoff: Results from the PILPS 2 (d) experiment at Valdaï, Russia
Journal of Hydrometeorology, **2003**, Vol. 4(2)
- Macdonald, R., Carmack, E., McLaughlin, F., Falkner, K. & Swift, J.
Connections among ice, runoff and atmospheric forcing in the Beaufort Gyre
Geophysical Research Letters, **1999**, Vol. 26(15), pp. 2223-2226
- Mackay, J.
The world of underground ice
Annals of the Association of American Geographers, Wiley Online Library, **1972**, Vol. 62(1), pp. 1-22
- Manabe, S. & Bryan, K.

- Climate calculations with a combined ocean-atmosphere model*
Journal of Atmospheric Science, **1969**, Vol. 26(4), pp. 786-789
- Marshall, S. & Oglesby, R.
An improved snow hydrology for GCMs. Part 1: Snow cover fraction, albedo, grain size, and age
Climate Dynamics, Springer, **1994**, Vol. 10(1), pp. 21-37
- Meehl, G., Stocker, T., Collins, W., Friedlingstein, A., Gaye, A., Gregory, J., Kitoh, A., Knutti, R., Murphy, J., Noda, A., Raper, S.C.B., Watterson, I.G., Weaver, A.J. & Zhao, Z.-C
Global climate projections
In 'Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change'. (Eds S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller)
Cambridge University Press, **2007**, pp. 747-845
- Milly, P.
Potential evaporation and soil moisture in general circulation models
Journal of climate, **1992**, Vol. 5(3), pp. 209-226
- Mitchell, T. & Jones, P.
An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids
International journal of climatology, Wiley Online Library, **2005**, Vol. 25(6), pp. 693-712
- Mizoguchi, M.
Water, heat and salt transport in freezing soil
PhD. Thesis, University of Tokyo, **1990**
- Moehler, C.
Site evaluation of high-latitude land surface processes simulated by a global land surface model
Master's thesis, University of Heidelberg, **2012**
- Molotch, N., Blanken, P., Williams, M., Turnipseed, A., Monson, R. & Margulis, S.
Estimating sublimation of intercepted and sub-canopy snow using eddy covariance systems
Hydrological processes, Wiley Online Library, **2007**, Vol. 21(12), pp. 1567-1575
- Monson, R., Lipson, D., Burns, S., Turnipseed, A., Delany, A., Williams, M. & Schmidt, S.
Winter forest soil respiration controlled by climate and microbial community composition
Nature, Nature Publishing Group, **2006**, Vol. 439(7077), pp. 711-714
- Montesi, J., Elder, K., Schmidt, R. & Davis, R.
Sublimation of intercepted snow within a subalpine forest canopy at two elevations
Journal of Hydrometeorology, **2004**, Vol. 5(5), pp. 763-773
- Moore, T., Roulet, N. & Waddington, J.
Uncertainty in predicting the effect of climatic change on the carbon cycling of Canadian peatlands
Climatic Change, Springer, **1998**, Vol. 40(2), pp. 229-245
- Morin, S., Dominé, F., Arnaud, L. & Picard, G.
In-situ monitoring of the time evolution of the effective thermal conductivity of snow
Cold Regions Science and Technology, Elsevier, **2010**, Vol. 64(2), pp. 73-80
- Mualem, Y.
A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media
Water Resources Research, American Geophysical Union, **1976**, Vol. 12(3), pp. 513-522
- Muster, S., Langer, M., Heim, B., Westermann, S. & Boike, J.
Subpixel heterogeneity of ice-wedge polygonal tundra: a multi-scale analysis of land cover and evapotranspiration in the Lena River Delta, Siberia
Tellus B, **2012**, Vol. 64

- Naemi, V.
Model improvement and error characterization for global ERS and METOP scatterometer soil moisture data
 PhD. Thesis, Technische Universität Wien, **2009**
- Naemi, V., Bartalis, Z. & Wagner, W.
ASCAT soil moisture: An assessment of the data quality and consistency with the ERS scatterometer heritage
 Journal of Hydrometeorology, **2009**, Vol. 10(2), pp. 555-563
- Naemi, V., Paulik, C., Bartsch, A., Wagner, W., Kidd, R., Park, S., Elger, K. & Boike, J.
ASCAT Surface State Flag (SSF): Extracting Information on Surface Freeze/Thaw Conditions From Backscatter Data Using an Empirical Threshold-Analysis Algorithm
 Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, IEEE, **2012**, Vol. 50(7), pp. 2566-2582
- Nelson, F. & Outcalt, S.
A frost index number for spatial prediction of ground-frost zones
 Permafrost-Fourth International Conference Proceedings, **1983**, Vol. 1, pp. 907-911
- New, M., Hulme, M. & Jones, P.
Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology
 Journal of climate, American Meteorological Society, **1999**, Vol. 12(3), pp. 829-856
- Ngo-Duc, T., Laval, K., Ramillien, G., Polcher, J. & Cazenave, A.
Validation of the land water storage simulated by Organising Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems (ORCHIDEE) with Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data
 Water Resources Research, American Geophysical Union, **2007**, Vol. 43(4), pp. W04427
- Nicolisky, D., Romanovsky, V., Alexeev, V. & Lawrence, D.
Improved modeling of permafrost dynamics in a GCM land-surface scheme
 Geophysical Research Letters, **2007**, Vol. 34, pp. L08501
- Niu, G. & Yang, Z.
Effects of frozen soil on snowmelt runoff and soil water storage at a continental scale
 Journal of Hydrometeorology, American Meteorological Society, **2006**, Vol. 7(5), pp. 937-952
- Nobrega, S. & Grogan, P.
Deeper snow enhances winter respiration from both plant-associated and bulk soil carbon pools in birch hummock tundra
 Ecosystems, Springer, **2007**, Vol. 10(3), pp. 419-431
- Oki, T., Nishimura, T. & Dirmeyer, P.
Assessment of annual runoff from land surface models using Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)
 Journal of the Meteorological Society of Japan, **1999**, Vol. 77(1B), pp. 235-255
- Osterkamp, T. & Romanovsky, V.
Freezing of the active layer on the coastal plain of the Alaskan Arctic
 Permafrost and Periglacial Processes, Wiley Online Library, **1997**, Vol. 8(1), pp. 23-44
- Parajka, J., Naeimi, V., Blöschl, G., Wagner, W., Merz, R., Scipal, K. & others
Assimilating scatterometer soil moisture data into conceptual hydrologic models at the regional scale
 Hydrology and Earth System Sciences Discussions, **2006**, Vol. 10(3), pp. 353-368
- Paulik, C., Melzer, T., Hahn, S., Bartsch, A., Heim, B., Elger, K. & Wagner, W.
Circumpolar surface soil moisture and freeze/thaw surface status remote sensing products with links to geotiff images and netCDF files.
 Institute of Photogrammetry and Remote Sensing, TU Vienna, **2012**

- Peterson, B., Holmes, R., McClelland, J., Vörösmarty, C., Lammers, R., Shiklomanov, A., Shiklomanov, I. & Rahmstorf, S.
Increasing river discharge to the Arctic Ocean
 Science, American Association for the Advancement of Science, **2002**, Vol. 298(5601), pp. 2171
- Petoukhov, V., Ganopolski, A., Brovkin, V., Claussen, M., Eliseev, A., Kubatzki, C. & Rahmstorf, S.
CLIMBER-2: a climate system model of intermediate complexity. Part I: model description and performance for present climate
 Climate dynamics, Springer, **2000**, Vol. 16(1), pp. 1-17
- Piao, S., Fang, J., Ciais, P., Peylin, P., Huang, Y., Sitch, S. & Wang, T.
The carbon balance of terrestrial ecosystems in China
 Nature, Nature Publishing Group, **2009**, Vol. 458(7241), pp. 1009-1013
- Pielke, R.
Mesoscale meteorological modeling
 Academic Press, **2002**
- Pitman, A., Slater, A., Desborough, C. & Zhao, M.
Uncertainty in the simulation of runoff due to the parameterization of frozen soil moisture using the Global Soil Wetness Project methodology
 Journal of Geophysical Research, **1999**, Vol. 104, pp. 16
- Pomeroy, J. & Essery, R.
Turbulent fluxes during blowing snow: field tests of model sublimation predictions
 Hydrological Processes, Wiley Online Library, **1999**, Vol. 13(18), pp. 2963-2975
- Pomeroy, J., Gray, D., Shook, K., Toth, B., Essery, R., Pietroniro, A. & Hedstrom, N.
An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling
 Hydrological Processes, Wiley Online Library, **1998**, Vol. 12(15), pp. 2339-2367
- Poutou, E., Krinner, G., Genthon, C. & de Noblet-Ducoudré, N.
Role of soil freezing in future boreal climate change
 Climate Dynamics, Springer, **2004**, Vol. 23(6), pp. 621-639
- Qian, B., Gregorich, E., Gameda, S., Hopkins, D. & Wang, X.
Observed soil temperature trends associated with climate change in Canada
 Journal of Geophysical Research, American Geophysical Union, **2011**, Vol. 116(D2), pp. D02106
- Quinton, W., Shirazi, T., Carey, S. & Pomeroy, J.
Soil water storage and active-layer development in a sub-alpine tundra hillslope, southern Yukon Territory, Canada
 Permafrost and Periglacial Processes, John Wiley & Sons, **2005**, Vol. 16(4), pp. 369-382
- Raymond, P., McClelland, J., Holmes, R., Zhulidov, A., Mull, K., Peterson, B., Striegl, R., Aiken, G. & Gurtovaya, T.
Flux and age of dissolved organic carbon exported to the Arctic Ocean: A carbon isotopic study of the five largest arctic rivers
 Global Biogeochemical Cycles, American Geophysical Union, **2007**, Vol. 21(4), pp. GB4011
- Reichle, R. & Koster, R.
Global assimilation of satellite surface soil moisture retrievals into the NASA Catchment land surface model
 Geophysical research letters, American Geophysical Union, **2005**, Vol. 32(2), pp. L02404
- Reynolds, C., Jackson, T., and Rawls, W.J.
Estimating available water content by linking the fao soil map of the world with global soil profile databases and pedo-transfer functions.
 Proceedings of the AGU 1999 Spring Conference, **1999**, Boston, MA. pp. 80-96

- Ringeval, B., de Noblet-Ducoudré, N., Ciais, P., Bousquet, P., Prigent, C., Papa, F. & Rossow, W.B.
An attempt to quantify the impact of changes in wetland extent on methane emissions on the seasonal and interannual time scales
 Global Biogeochemical Cycles, American Geophysical Union, **2010**, Vol. 24(2)
- Ringeval, B., Decharme, B., Piao, S., Ciais, P., Papa, F., de Noblet-Ducoudré, N., Prigent, C., Friedlingstein, P., Gouttevin, I., Koven, C. & others
Modelling sub-grid wetland in the ORCHIDEE global land surface model: evaluation against river discharges and remotely sensed data
 Model Dev. Discuss, **2012**, Vol. 5, pp. 683-735
- Rinke, A., Kuhry, P. & Dethloff, K.
Importance of a soil organic layer for Arctic climate: A sensitivity study with an Arctic RCM
 Geophysical Research Letters, American Geophysical Union, **2008**, Vol. 35(13), pp. L13709
- Romanovsky, V. & Osterkamp, T.
Effects of unfrozen water on heat and mass transport processes in the active layer and permafrost
 Permafrost and Periglacial Processes, Wiley Online Library, **2000**, Vol. 11(3), pp. 219-239
- Romanovsky, V., Osterkamp, T. & Duxbury, N.
An evaluation of three numerical models used in simulations of the active layer and permafrost temperature regimes
 Cold Regions Science and Technology, Elsevier, **1997**, Vol. 26(3), pp. 195-203
- Romanovsky, V., Smith, S. & Christiansen, H.
Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the international polar year 2007--2009: A synthesis
 Permafrost and Periglacial processes, Wiley Online Library, **2010**, Vol. 21(2), pp. 106-116
- Roth, K. & Boike, J.
Quantifying the thermal dynamics of a permafrost site near Ny-Ålesund, Svalbard
 Water resources research, **2001**, Vol. 37(12), pp. 2901-2914
- Sachs, T., Giebels, M., Boike, J., Kutzbach, L.
Environmental controls on CH₄ emissions from polygonal tundra on the micro-site scale in the Lena river delta, Siberia
 Global Change Biology, **2010**, Vol. 16, pp. 3096-3110
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D. & others
The NCEP climate forecast system reanalysis
 Bulletin of the American Meteorological Society, American Meteorological Society, **2010**, Vol. 91(8), pp. 1015-1057
- Schaphoff, S., Lucht, W., Gerten, D., Sitch, S., Cramer, W. & Prentice, I.
Terrestrial biosphere carbon storage under alternative climate projections
 Climatic Change, Springer, **2006**, Vol. 74(1), pp. 97-122
- Schirrmeister, L., Grosse, G., Wetterich, S., Paul Overduin, P., Strauss, J., Schuur, E. & Hubberten, H.
Fossil organic matter characteristics in permafrost deposits of the northeast Siberian Arctic
 Journal of Geophysical Research, **2011**, Vol. 116(G00M02)
- Schirrmeister, L., Siegert, C., Kuznetsova, T., Kuzmina, S., Andreev, A., Kienast, F., Meyer, H. & Bobrov, A.
Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia
 Quaternary International, Pergamon Press LTD, **2002**, Vol. 89, pp. 97-118
- Schlosser, C., Robock, A., Vinnikov, K., Speranskaya, N. & Xue, Y.
18-year land-surface hydrology model simulations for a midlatitude grassland catchment in Valdai, Russia

- Monthly Weather Review, **1997**, Vol. 125(12), pp. 3279-3296
- Schlosser, C., Slater, A., Robock, A., Pitman, A., Vinnikov, K., Henderson-Sellers, A., Speranskaya, N. & Mitchell, K.
Simulations of a boreal grassland hydrology at Valdai, Russia: PILPS Phase 2 (d)
 Monthly Weather Review, **2000**, Vol. 128(2), pp. 301-321
- Schmidt, R.
Sublimation of snow intercepted by an artificial conifer
 Agricultural and Forest Meteorology, Elsevier, **1991**, Vol. 54(1), pp. 1-27
- Schmidt, R.
Sublimation of Wind-transported Snow: A Model
 Research paper RM-90, Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station, Forest Service, US Department of Agriculture, **1972**
- Schuur, E., Vogel, J., Crummer, K., Lee, H., Sickman, J. & Osterkamp, T.
The effect of permafrost thaw on old carbon release and net carbon exchange from tundra
 Nature, Nature Publishing Group, **2009**, Vol. 459(7246), pp. 556-559
- Sellers, P., Randall, D., Collatz, G., Berry, J., Field, C., Dazlich, D., Zhang, C., Collelo, G., Bounoua, L. & others
A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation
 Journal of Climate, Boston, MA: American Meteorological Society, c1988-, **1996**, Vol. 9(4), pp. 676-705
- Serreze, M., Bromwich, D., Clark, M., Etringer, A., Zhang, T. & Lammers, R.
Large-scale hydro-climatology of the terrestrial Arctic drainage system
 Journal of Geophysical Research, **2003**, Vol. 108(D2), pp. 8160
- Serreze, M., Walsh, J., Chapin, F., Osterkamp, T., Dyurgerov, M., Romanovsky, V., Oechel, W., Morison, J., Zhang, T. & Barry, R.
Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment
 Climatic Change, Springer, **2000**, Vol. 46(1), pp. 159-207
- Sheffield, J., Goteti, G. & Wood, E.
Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling
 Journal of Climate, **2006**, Vol. 19(13), pp. 3088-3111
- Sitch, S., Smith, B., Prentice, I.C., Arneth, A., Bondeau, A., Cramer, W., Kaplan, J.O., Levis, S., Lucht, W., Sykes, M.T. & others
Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic vegetation model
 Global Change Biology, 2003, Vol. 9, pp. 161-185.
- Slater, A., Pitman, A. & Desborough, C.
Simulation of freeze-thaw cycles in a general circulation model land surface scheme
 Journal of Geophysical Research, **1998**, Vol. 103(D10), pp. 11303-11312
- Slater, A., Smirnova, T., Schlosser, C., Desborough, C., Pitman, A., Henderson-Sellers, A., Robock, A., Vinnikov, K., Entin, J., Mitchell, K. & others
The Representation of snow in land surface schemes: Results from PILPS 2 (d)
 Journal of Hydrometeorology, **2001**, Vol. 2(1)
- Smirnova, T., Brown, J., Benjamin, S. & Kim, D.
Parameterization of cold-season processes in the MAPS land-surface scheme
 Journal of Geophysical Research, American Geophysical Union, **2000**, Vol. 105(D3), pp. 4077-4086
- Smith, L., Sheng, Y., MacDonald, G. & Hinzman, L.

- Disappearing arctic lakes*
Science, AAAS, **2005**, Vol. 308(5727), pp. 1429
- Solberg, R., Wangensteen, B., Metsämäki, S., Nagler, T., Sandner, R., Rott, H., Wiesmann, A., Luojus, K., Kangwa, M. & Pulliainen, J.
GlobSnow Snow Extent Product Guide Product Version 1.0
European Space Agency Study Contract Report, ESRIN Contract 21703/08/I-EC, **2010**
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M. & Miller, H. (ed.)
Climate change 2007: contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change
Cambridge University Press, **2007**
- Spaans, E.J.A. & Baker, J.M.
The soil freezing characteristic: Its measurement and similarity to the soil moisture characteristic
Soil Sci. Soc. Am. J, **1996**, Vol. 60
- Stefan, J.
Über die Theorie der Eisbildung
Monatshefte für Mathematik, Springer, **1890**, Vol. 1(1), pp. 1-6
- Stein, R. & MacDonald, R.
The organic carbon cycle in the Arctic Ocean
Springer, **2003**
- Sturm, M., Douglas, T., Racine, C. & Liston, G.
Changing snow and shrub conditions affect albedo with global implications
Journal of Geophysical Research, American Geophysical Union, **2005a**, Vol. 110(G1), pp. G01004
- Sturm, M., Holmgren, J., König, M. & Morris, K.
The thermal conductivity of seasonal snow
Journal of Glaciology, International Glaciological Society, **1997**, Vol. 43(143), pp. 26-41
- Sturm, M., Holmgren, J. & Liston, G.
A seasonal snow cover classification system for local to global applications
Journal of Climate, **1995**, Vol. 8, pp. 1261 – 1283
- Sturm, M., Holmgren, J., McFadden, J., Liston, G., Chapin III, F. & Racine, C.
Snow-shrub interactions in Arctic tundra: A hypothesis with climatic implications
Journal of Climate, **2001a**, Vol. 14(3), pp. 336-344
- Sturm, M. & Johnson, J.
Thermal conductivity measurements of depth hoar
Journal of Geophysical Research, American geophysical union, **1992**, Vol. 97(B2), pp. 2129-2139
- Sturm, M., Racine, C. & Tape, K.
Increasing shrub abundance in the Arctic
Nature, Nature Publishing Group, **2001b**, Vol. 411(6837), pp. 546-547
- Sturm, M., Schimel, J., Michaelson, G., Welker, J., Oberbauer, S., Liston, G., Fahnestock, J. & Romanovsky, V.
Winter biological processes could help convert Arctic tundra to shrubland
Bioscience, BioOne, **2005b**, Vol. 55(1), pp. 17-26
- Sullivan, P.
Snow distribution, soil temperature and late winter CO₂ efflux from soils near the Arctic treeline in northwest Alaska
Biogeochemistry, Springer, **2010**, Vol. 99(1), pp. 65-77
- Sullivan, P., Welker, J., Arens, S. & Sveinbjörnsson, B.

- Continuous estimates of CO₂ efflux from arctic and boreal soils during the snow-covered season in Alaska*
Journal of Geophysical Research, American Geophysical Union, **2008**, Vol. 113(G4), pp. G04009
- Taillandier, A., Domine, F., Simpson, W., Sturm, M., Douglas, T. & Severin, K.
Evolution of the snow area index of the subarctic snowpack in central Alaska over a whole season. Consequences for the air to snow transfer of pollutants
Environmental science & technology, ACS Publications, **2006**, Vol. 40(24), pp. 7521-7527
- Takala, M., Luojus, K., Pulliainen, J., Derksen, C., Lemmetyinen, J., Kärnä, J., Koskinen, J. & Bojkov, B.
Estimating northern hemisphere snow water equivalent for climate research through assimilation of space-borne radiometer data and ground-based measurements
Remote Sensing of Environment, Elsevier, **2011**, Vol. 115(12), pp. 3517-3529
- Takata, K. & Kimoto, M.
A numerical study on the impact of soil freezing on the continental-scale seasonal cycle
Journal of the Meteorological Society of Japan, Meteorological Society of Japan, **2000**, Vol. 78(3), pp. 199-221
- Tape, K., Sturm, M. & Racine, C.
The evidence for shrub expansion in Northern Alaska and the Pan-Arctic
Global Change Biology, Wiley Online Library, **2006**, Vol. 12(4), pp. 686-702
- Tarnocai, C., Canadell, J., Schuur, E., Kuhry, P., Mazhitova, G. & Zimov, S.
Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region
Global Biogeochemical Cycles, American Geophysical Union, 2000 Florida Ave., N. W. Washington DC 20009 USA., **2009**, Vol. 23(2)
- Ulaby, F., Moore, R. & Fung, A.
Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory, Vol. 2 of Microwave Remote Sensing: Active and Passive
Addison-Wesley, **1982**
- Uppala, S., Kållberg, P., Simmons, A., Andrae, U., Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. & others
The ERA-40 re-analysis
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Wiley Online Library, **2005**, Vol. 131(612), pp. 2961-3012
- Van Everdingen, R.
Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms, revised May 2005
National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology, Boulder, Colorado, **1998**
- Van Genuchten, M.
A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils
Soil Science Society of America Journal, **1980**, Vol. 44(5), pp. 892-898
- Verseghy, D.L.
CLASS -- A Canadian land surface scheme for GCMs. I. Soil model
International Journal of Climatology, Wiley Online Library, **1991**, Vol. 11(2), pp. 111-133
- Vinnikov, K.Y., Yeserkepova, I.B., Robock, A., Speranskaya, N.A. & Schlosser, C.A.
Scales of temporal and spatial variability of midlatitude soil moisture
Journal of Geophysical Research, **1996**, Vol. 101(7,163), pp. 7-174
- Vivant, A.
L'écoulement latéral de l'eau sur les surfaces continentales
Master's thesis, Université de Paris VI, **2003**

- Vonk, J., Sánchez-García, L., van Dongen, B., Alling, V., Kosmach, D., Charkin, A., Semiletov, I., Dudarev, O., Shakhova, N., Roos, P. & others
Activation of old carbon by erosion of coastal and subsea permafrost in Arctic Siberia
 Nature, Nature Publishing Group, **2012**, Vol. 489(7414), pp. 137-140
- Wagner, W., Blochl, G., Pampaloni, P., Calvet, J., Bizzarri, B., Wigneron, J. & Kerr, Y.
Operational readiness of microwave remote sensing of soil moisture for hydrologic applications
 Nordic Hydrology, **2007**, Vol. 38(1), pp. 1-20
- Wagner, W., Lemoine, G. & Rott, H.
A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data
 Remote Sensing of Environment, Elsevier, **1999**, Vol. 70(2), pp. 191-207
- Wagner, W., Scipal, K., Pathe, C., Gerten, D., Lucht, W. & Rudolf, B.
Evaluation of the agreement between the first global remotely sensed soil moisture data with model and precipitation data
 Journal of Geophysical Research, 2003, Vol. 108(D19), pp. ACL 9-1 - 9-15.
- Walker, J. & Houser, P.
Requirements of a global near-surface soil moisture satellite mission: accuracy, repeat time, and spatial resolution
 Advances in water resources, Elsevier, **2004**, Vol. 27(8), pp. 785-801
- Walker, M., Walker, D., Welker, J., Arft, A., Bardsley, T., Brooks, P., Fahnestock, J., Jones, M., Losleben, M., Parsons, A. & others
Long-term experimental manipulation of winter snow regime and summer temperature in arctic and alpine tundra
 Hydrological Processes, **1999**, Vol. 13(1415), pp. 2315-2330
- Walter, B., Heimann, M. & Matthews, E.
Modeling modern methane emissions from natural wetlands. I- Model description and results
 Journal of Geophysical Research. D. Atmospheres, **2001a**, Vol. 106, pp. 34
- Walter, B., Heimann, M. & Matthews, E.
Modeling modern methane emissions from natural wetlands. II- Interannual variations 1982-1993
 Journal of Geophysical Research. D. Atmospheres, **2001b**, Vol. 106, pp. 34
- Wang, T., Ottlé, C., Ciais, P., Boone, A. & Piao, S.
Evaluation of ORCHIDEE snow model using point observations at SNOWMIP sites and regional snow observations
 In preparation
- Weedon, G., Gomes, S., Viterbo, P., Shuttleworth, W., Blyth, E., Österle, H., Adam, J., Bellouin, N., Boucher, O. & Best, M.
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, **2011**, Vol. 12(5), pp. 823-848
- Welker, J., Fahnestock, J. & Jones, M.
Annual CO₂ flux in dry and moist arctic tundra: field responses to increases in summer temperatures and winter snow depth
 Climatic Change, Springer, **2000**, Vol. 44(1), pp. 139-150
- Westermann, S.
Sensitivity of Permafrost
 PhD. Thesis, University of Heidelberg, **2011**
- Westermann, S., Lüers, J., Langer, M., Piel, K. & Boike, J.
The annual surface energy budget of a high-arctic permafrost site on Svalbard, Norway
 The Cryosphere, **2009**, Vol. 3, pp. 245-263

- Western, A., Grayson, R. & Blöschl, G.
Scaling of soil moisture: a hydrologic perspective
 Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Annual Reviews 4139 El Camino Way, PO Box 10139, Palo Alto, CA 94303-0139, USA, **2002**, Vol. 30(1), pp. 149-180
- Williams, P. & Smith, M.
The frozen earth: fundamentals of geocryology
 Cambridge University Press, Cambridge, **1989**
- Wiscombe, W. & Warren, S.
A model for the spectral albedo of snow. I: Pure snow
 Journal of the Atmospheric Sciences, **1980**, Vol. 37(12), pp. 2712-2733
- Woo, M., Marsh, P. & Pomeroy, J.
Snow, frozen soils and permafrost hydrology in Canada, 1995--1998
 Hydrological Processes, Wiley Online Library, **2000**, Vol. 14(9), pp. 1591-1611
- Xue, Y., Zeng, F. & Adam Schlosser, C.
SSiB and its sensitivity to soil properties--a case study using HAPEX-Mobilhy data
 Global and Planetary Change, Elsevier, **1996**, Vol. 13(1-4), pp. 183-194
- Yang, D., Kane, D., Hinzman, L., Zhang, X., Zhang, T. & Ye, H.
Siberian Lena River hydrologic regime and recent change
 Journal of Geophysical Research, **2002**, Vol. 107(D23), pp. 4
- Yi, S., Arain, M. & Woo, M.
Modifications of a land surface scheme for improved simulation of ground freeze-thaw in northern environments
 Geophysical Research Letters, American Geophysical Union, **2006**, Vol. 33(13), pp. L13501
- Zhang, T.
Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview
 Reviews of Geophysics, American Geophysical Union, **2005**, Vol. 43(4), pp. RG4002
- Zhang, T., Barry, R. & Gilichinsky, D., compilers
Russian historical soil temperature data
 Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media, **2001** (updated 2006).
- Zhang, T., Barry, R. & Haeberli, W.
Numerical simulations of the influence of the seasonal snow cover on the occurrence of permafrost at high latitudes
 Norsk Geografisk Tidsskrift, Taylor & Francis, **2001**, Vol. 55(4), pp. 261-266
- Zhang, T., Barry, R., Knowles, K., Heginbottom, J. & Brown, J.
Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere
 Polar Geography, Taylor & Francis, **2008**, Vol. 31(1), pp. 47-68
- Zhang, T., Barry, R., Knowles, K., Ling, F. & Armstrong, R.
Distribution of seasonally and perennially frozen ground in the Northern Hemisphere
 Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland **2003**, pp. 1289-1294
- Zhuang, Q., Melillo, J., Sarofim, M., Kicklighter, D., McGuire, A., Felzer, B., Sokolov, A., Prinn, R., Steudler, P. & Hu, S.
CO₂ and CH₄ exchanges between land ecosystems and the atmosphere in northern high latitudes over the 21st century
 Geophysical Research Letters, **2006**, Vol. 33, L17403
- Zilitinkevich, S. and Calanca, P.

An extended similarity theory for the stably stratified atmospheric surface layer.
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2000, Vol. 126(566, Part a), pp.1913-1923

Zimov, S., Schuur, E. & Chapin III, F.
Permafrost and the global carbon budget
Science, **2006**, Vol. 312(5780), pp. 1612-1613

Zimov, S., Zimova, G., Daviodov, S., Daviodova, A., Voropaev, Y., Voropaeva, Z., Prosiannikov, S., Semiletova, O. & Semiletov, L.
Winter biotic activity and production of CO₂ in Siberian soils: a factor in the greenhouse effect
Journal of Geophysical Research, American Geophysical Union, **1993**, Vol. 98(D3), pp. 5017-5023

Zobler, L.
A world soil file for global climate modeling
NASA technical memorandum, **1986**, Vol. 87802(3)

Annexe A

Détail de quelques modules d'ORCHIDEE

A. 1. Module hydrologique

A.1.1. Représentation des sols dans ORCHIDEE : choix de modélisation et limites

Comme expliqué au **Chapitre 2**, ORCHIDEE autorise la coexistence, sur chaque maille de modèle, de trois classes texturales de sol : grossier, moyen et fin. Un bilan hydrologique séparé est effectué sur chacune de ces classes texturales, le bilan global sur la maille résultant de la pondération de ces sous-bilans en fonction de la fraction de maille que chaque classe occupe.

La **Figure A.1.** précise les pourcentages massiques d'argile (particules de diamètre compris entre 0 et 2 μm), de limon (particules de diamètre compris entre 2 et 50 μm) et de sable (particules de diamètre supérieur à 50 μm) définissant ces trois classes texturales : ces classes proviennent de la classification originale de la FAO (1974) et sont, sur la **Figure A.1.**, superposées à la classification USDA (1994).

La fraction occupée par chaque classe texturale sur chaque maille d'ORCHIDEE est déterminée par lecture et agrégation d'une des cartes texturales mentionnées dans le **tableau 1.3.** : alors que la carte de Zobler (1986) était adaptée à la résolution grossière des GCM de l'époque, les cartes dérivées du travail de Reynolds (1999) sont désormais utilisées. Celles-ci distinguent les caractéristiques du sol sur les 30 centimètres superficiels, puis sur les 70 cm suivants, et certaines versions d'ORCHIDEE ont été adaptées pour la lecture de ces deux informations (d'Orgeval, 2006). Nous nous contenterons d'utiliser les informations superficielles, jugées plus cruciales pour le bilan d'énergie de surface, mais l'utilisation de l'information disponible en volume constitue une perspective d'amélioration de la version standard d'ORCHIDEE. Les propriétés hydrologiques utilisées pour chaque type de sol sont précisées dans le **tableau 2.1.**

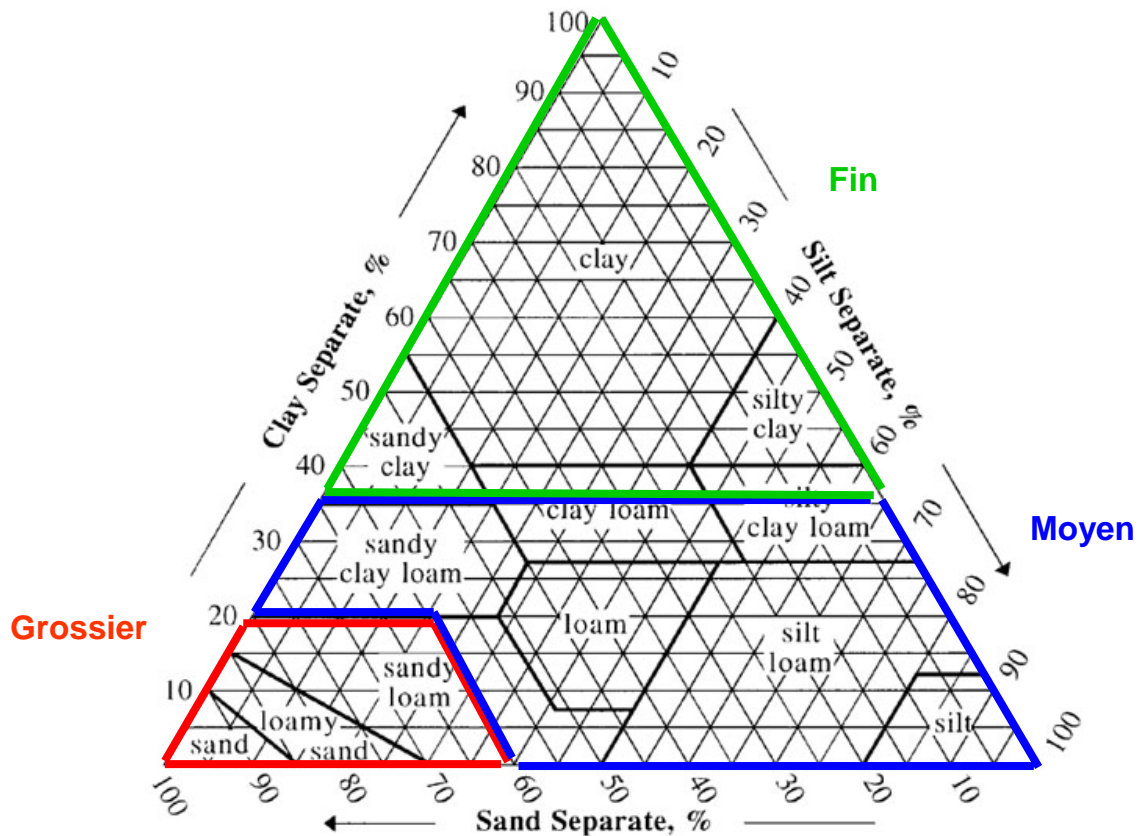


Figure A.1. Les trois types de sols d'ORCHIDEE définis sur le triangle des textures de l'USDA.

A.1.2. Fonctionnement du module hydrologique `hydrol.f90`

Equation de fonctionnement

Cette section doit beaucoup à la thèse de P. de Rosnay (de Rosnay, 1999).

Nous avons vu au **Chapitre 2** que la diffusion de l'eau dans le sol d'ORCHIDEE s'opère via la discrétisation, sur 11 niveaux des deux premiers mètres du sol, de l'équation de Richards. Plus précisément, c'est la formulation de cette même équation en termes de teneur volumique en eau θ (-) qui est préférée pour sa plus grande simplicité de traitement numérique ; elle porte le nom d'équation de Fokker-Planck et n'est pas adaptée à la représentation des sols stratifiés sur la verticale, pour lesquels la teneur en eau peut être discontinue. De plus, un terme puits, S , est adjoint au membre droit de l'équation : il représente les prélèvements racinaires, dont la paramétrisation est détaillée dans de Rosnay (1999).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} - K(\theta) \right) - S \quad (\text{A.1})$$

où D : diffusivité hydraulique : $D(\theta) = K(\theta) \cdot \frac{\partial \psi}{\partial \theta}$ ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)

K : conductivité hydraulique (m s^{-1})

z : axe vertical positif vers le haut (m)

S : prélèvements racinaires (s^{-1})

Paramètres de l'équation

θ et le potentiel matriciel ψ (m) sont en effet liés par une relation traduisant la **capacité de rétention d'eau des sols** (la grandeur $\frac{\partial \theta}{\partial \psi}$ porte d'ailleurs de nom de **capacité spécifique** de rétention en eau), et illustrée **Figure A.2.**

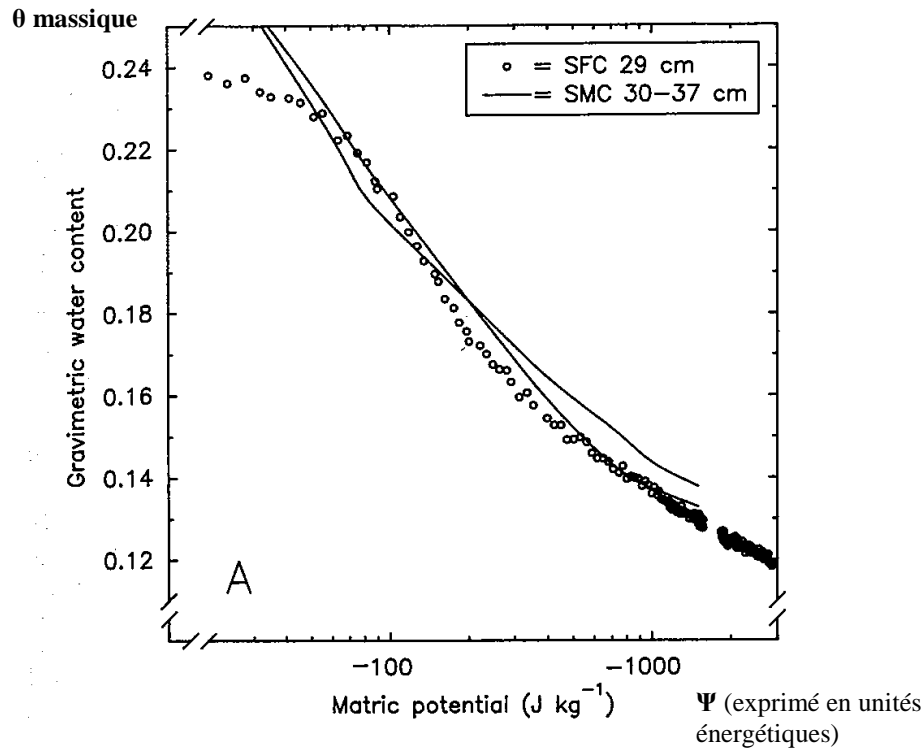


Figure A.2. Courbe de rétention d'eau (SMC : Soil Moisture Characteristic, en trait plein) et courbe de rétention d'eau sous l'effet du gel (SFC : Soil Freezing Characteristic, en petits cercles) obtenus expérimentalement par Spaans and Backer (1996) sur un limon fin. Source : Spaans and Backer (1996).

Diffusivité et conductivité hydraulique dépendent donc des propriétés du sol : ORCHIDEE représente ces grandeurs via les paramétrisations de Van Genuchten(1980) – Mualem (1976) et les valeurs de paramètres tabulées par Carsel and Parrish (1988) pour les 3 types de sol pris en compte (cf. équations 2.2, 2.3, et **Tableau 2.1.**).

Parce que le calcul des diffusivité et conductivité hydrauliques à chaque pas de temps du modèle, nécessaire suite à l'actualisation du contenu en eau de chaque niveau de sol à chaque pas de temps, était numériquement trop coûteux au moment du développement de ce module hydrologique multi-couches, les dépendances en θ de K et D ont été approximées via des fonctions respectivement affine par morceaux et linéaire par morceaux (**Figure A.3.**). Les paramètres caractéristiques de ces fonctions ont été tabulés.

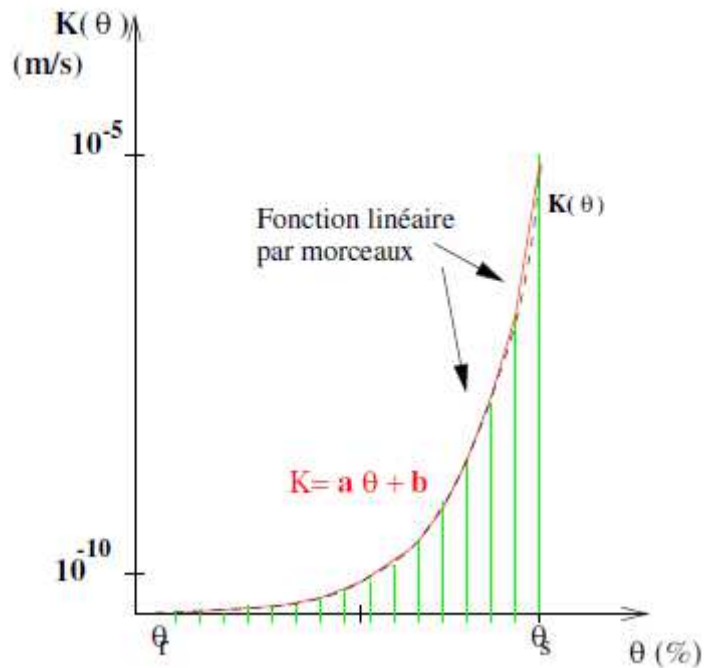


Figure A.3. Illustration de l’approximation de la relation $K(\theta)$ par une fonction affine par morceaux. Dans ORCHIDEE, l’intervalle séparant la teneur en eau résiduelle θ_r de la teneur en eau à saturation θ_s est divisé en 50 sous-intervalles sur lesquelles K est considérée comme une fonction affine de θ .

Discretisation de l’équation

La **Figure A.4.** explicite les liens entre :

- les nœuds Z_i (i variant de 1 à 11) de la discrétisation numérique de l’équation de Fokker-Planck, dont la distribution sur la verticale obéit à une suite géométrique de raison 2 et de premier terme 1.96×10^{-3} m, le premier nœud numérique étant cependant situé à la surface du sol ($Z_1 = 0$ m). La profondeur des nœuds numériques a été donnée au tableau 2.3.

- les couches de sol associées à ces nœuds, caractérisées par leur épaisseur et leur contenu en eau W_i :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{Z_2}{2} \quad \text{et} \quad W_1 = \frac{\Delta Z_2}{8}(3\theta_1 + \theta_2) \\ \frac{Z_{i+1} - Z_{i-1}}{2} \quad \text{et} \quad W_i = \frac{\Delta Z_i}{2} \left(\frac{\theta_i + \frac{\theta_i + \theta_{i-1}}{2}}{2} \right) + \frac{\Delta Z_{i+1}}{2} \left(\frac{\theta_i + \frac{\theta_i + \theta_{i+1}}{2}}{2} \right) \\ \frac{Z_N - Z_{N-1}}{2} \quad \text{et} \quad W_N = \frac{\Delta Z_N}{2}(3\theta_N + \theta_{N-1}) \end{array} \right. \quad (\text{A.2})$$

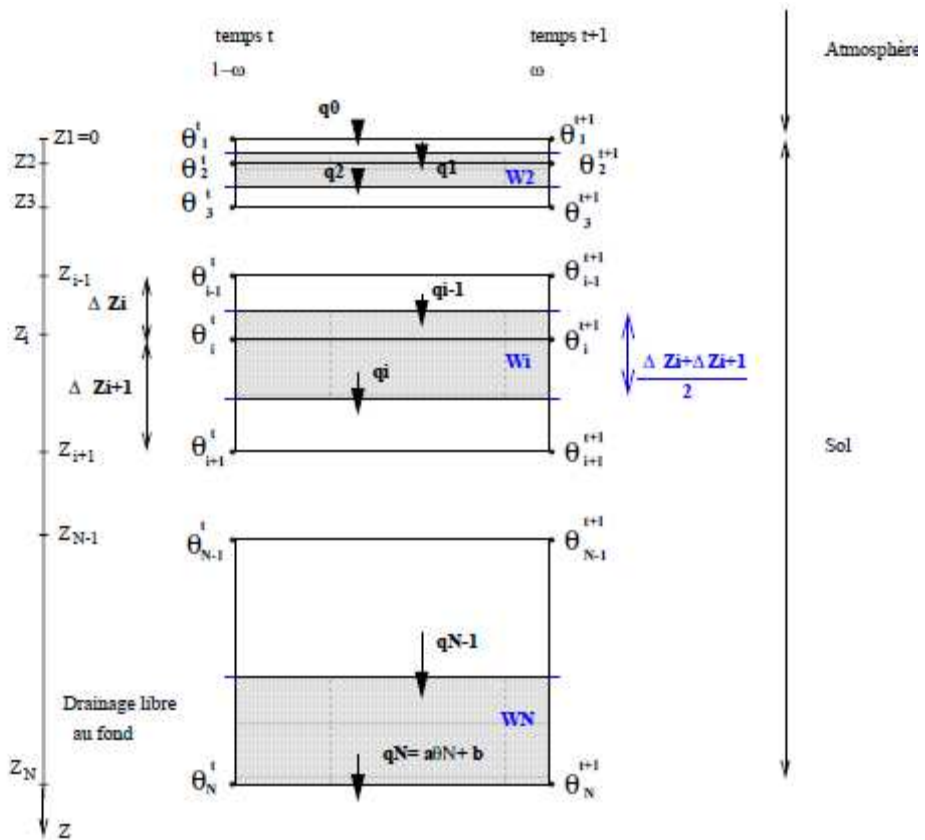


Figure A.4. Discretisation verticale utilisée pour la résolution de l'équation de Fokker-Planck dans ORCHIDEE (N=11). Source : de Rosnay (1999).

Conditions aux limites et résolution du schéma dans sa version originale

A la surface, la condition à la limite s'écrit dans un premier temps en termes de flux :

$$q_0 = P - E^{pot} \tag{A.3}$$

- où q_0 : flux entrant dans le sol
- P : précipitations arrivant au sol sur le pas de temps considéré
- E^{pot} : évaporation au taux potentiel, incluant la correction de Milly (1992)

Cette condition fait l'hypothèse d'une atmosphère limitante pour l'accommodation du flux évaporatif, et d'un sol non limitant pour l'accommodation des précipitations.

Au fond, la condition à la limite correspond à du drainage libre :

$$q_{N+1} = K(\theta_{N+1}) \tag{A.4}$$

- où q_{N+1} : flux sortant au fond de la colonne de sol, i.e. à 2 m de profondeur.
- $K(\theta_{N+1})$: conductivité hydraulique de la couche de sol représentée la plus profonde.

L'équation de Fokker-Planck est alors résolue selon le schéma numérique développé par P. de Rosnay (1999), conduisant à une première estimation de la teneur en eau au pas de temps t , par rapport à sa teneur en eau au pas de temps $t-1$.

Si des teneurs en eau supérieures à la saturation ou inférieures à la teneur en eau résiduelle découlent de cette première résolution, l'hypothèse présidant à cette première résolution est inférée : cette première résolution est « annulée » et le schéma est résolu une nouvelle fois avec une condition limite supérieure portant sur la teneur en eau, à la valeur saturée ou résiduelle.

Adjonctions à la version originale

La résolution présentée ci-dessus fait référence au module hydrologique tel qu'initialement développé par P. de Rosnay (1999).

Cependant, quelques **développements ultérieurs ont affecté ce schéma**, faisant l'objet d'un effort de documentation plus ou moins prononcé. Il m'a paru ici primordial d'en faire une rapide synthèse par souci de cohérence avec la réalité effective du code actuel.

- *Infiltration de l'eau dans le sol*

T. d'Orgeval (2006) a montré que le pas de temps d'ORCHIDEE, de 30 min, était inadapté au calcul de l'infiltration de l'eau dans le sol sur des épisodes de fortes précipitations. En effet, lors du déclenchement de tels événements, les couches superficielles du schéma hydrologique, d'épaisseur infime, se saturent immédiatement dans la réalité, et sont fortement conductives sur le pas de temps considéré. Dans le modèle en revanche, elles gardent sur l'ensemble du pas de temps les propriétés hydrologiques liées à leur état hydrique antérieur : le modèle tend ainsi à sous-estimer la pénétration du front d'infiltration.

T. d'Orgeval a donc développé un algorithme d'infiltration de l'eau des précipitations, qui détermine la quantité totale d'eau pouvant s'infiltrer dans la colonne de sol sur le pas de temps d'ORCHIDEE en calculant, pour chaque couche de sol superficielle non encore saturée, un taux d'infiltration et le temps nécessaire à la saturation de cette couche. Il en résulte une saturation progressive des couches superficielles du sol, à mesure que s'écoule le pas de temps d'ORCHIDEE. Pour le détail de ces paramétrisations, le lecteur est invité à lire d'Orgeval (2006).

- *Cohérence des flux hydrologiques dans le fonctionnement séquentiel d'ORCHIDEE*

Au pas de temps t du modèle (**Figure A.5**), l'eau en provenance des précipitations P et l'eau de surface temporaire *water2infiltr* (dont la nature sera détaillée plus loin) sont donc soumises à l'algorithme d'infiltration, pouvant conduire à la saturation de quelques couches superficielles.

Puis, l'algorithme de diffusion de l'eau dans le sol de P. de Rosnay est appliqué à la colonne de sol, avec pour condition à la limite supérieure l'évaporation potentielle du pas de temps t . Si cette évaporation conduit à des teneurs en eau superficielles en-deçà des valeurs résiduelles, le schéma est de nouveau résolu, comme explicité ci-dessus. L'utilisation de l'algorithme d'infiltration a permis de supprimer les cas de sursaturation du sol à ce stade.

Ces deux étapes constituent une représentation séquentielle de processus en fait concomitants, mais d'Orgeval (2006) a montré la plus-value de cette approche par rapport au schéma original.

A l'issue de ces deux étapes, la connaissance du flux effectif $q_{0\text{eff}}$ en surface de la colonne de sol permet de diagnostiquer :

$$\text{- l'évaporation effective : } E_{\text{eff}} = \text{Min}(E^{\text{pot}}, P - q_{0\text{eff}}) \quad (\text{A.6})$$

$$\text{- le ruissèlement : } R = P - E_{\text{eff}} - q_{0\text{eff}} \quad (\text{A.7})$$

Dans la **Figure A.5.**, ces variables sont désignées par le nom qu'elles portent effectivement dans le code, par souci de simplicité pour le lecteur-développeur : ainsi, $R = \text{ru_ns}$ et $E_{\text{eff}} = \text{ae_ns}_{\text{eff}}$, $P = \text{precisol_ns}$.

Une partie du ruissèlement de surface a la possibilité de se réinfiltrer en fonction de la pente moyenne de la maille d'ORCHIDEE : elle vient nourrir un réservoir d'eau de surface gardé pour le pas de temps suivant, *water2infiltr*. Par ailleurs, pour ce pas de temps t du modèle, le module hydrologique a déjà soustrait au sol l'évaporation ae_ns , **à peu de chose près** la valeur sauvegardée de l'évaporation effective du pas de temps $t-1$ (**Figure A.5.** : processus extraction et « lissage »). $\text{ae_ns}_{\text{eff}}$ est donc temporairement stockée dans le réservoir *water2infiltr*, d'où elle sera extraite au pas de temps suivant. On peut donc considérer $\text{ae_ns}_{\text{eff}}$ comme un diagnostic de l'eau évaporable au vu de l'état hydrique du sol consécutif à l'infiltration de tout ou partie de la précipitation du pas de temps t . Ce diagnostic¹¹ est sauvegardé et utilisé au pas de temps suivant, où cette évaporation effective est effectivement extraite du sol (**Figure A.5.** : processus extraction et « lissage »). Ce décalage temporel permet de conserver une résolution implicite du bilan d'énergie antérieure à la résolution de la diffusion de l'eau dans le sol, qui en utilise l'un des résultats, l'évaporation potentielle. Une petite erreur est cependant introduite, car l'évaporation extraite au pas de temps suivant est $\text{ae_ns}(t+1) = \text{ae_ns}_{\text{eff}}(t)$. $E^{\text{pot}}(t+1)/E^{\text{pot}}(t)$. C'est le sens du « **à peu de chose près** » utilisé plus haut.

¹¹ Dans la pratique, ce n'est pas $\text{ae_ns}_{\text{eff}}$ qui est sauvé, mais $\overline{\text{evap_bare_lim}}(t) = \frac{\overline{\text{ae_ns}_{\text{eff}}(t)}}{E^{\text{pot}}(t)}$, sauvée au pas de temps t et passée au pas de temps $t+1$. $\overline{\text{ae_ns}_{\text{eff}}(t)}$ désigne la moyenne, sur les trois types de sol, de $\text{ae_ns}_{\text{eff}}$.

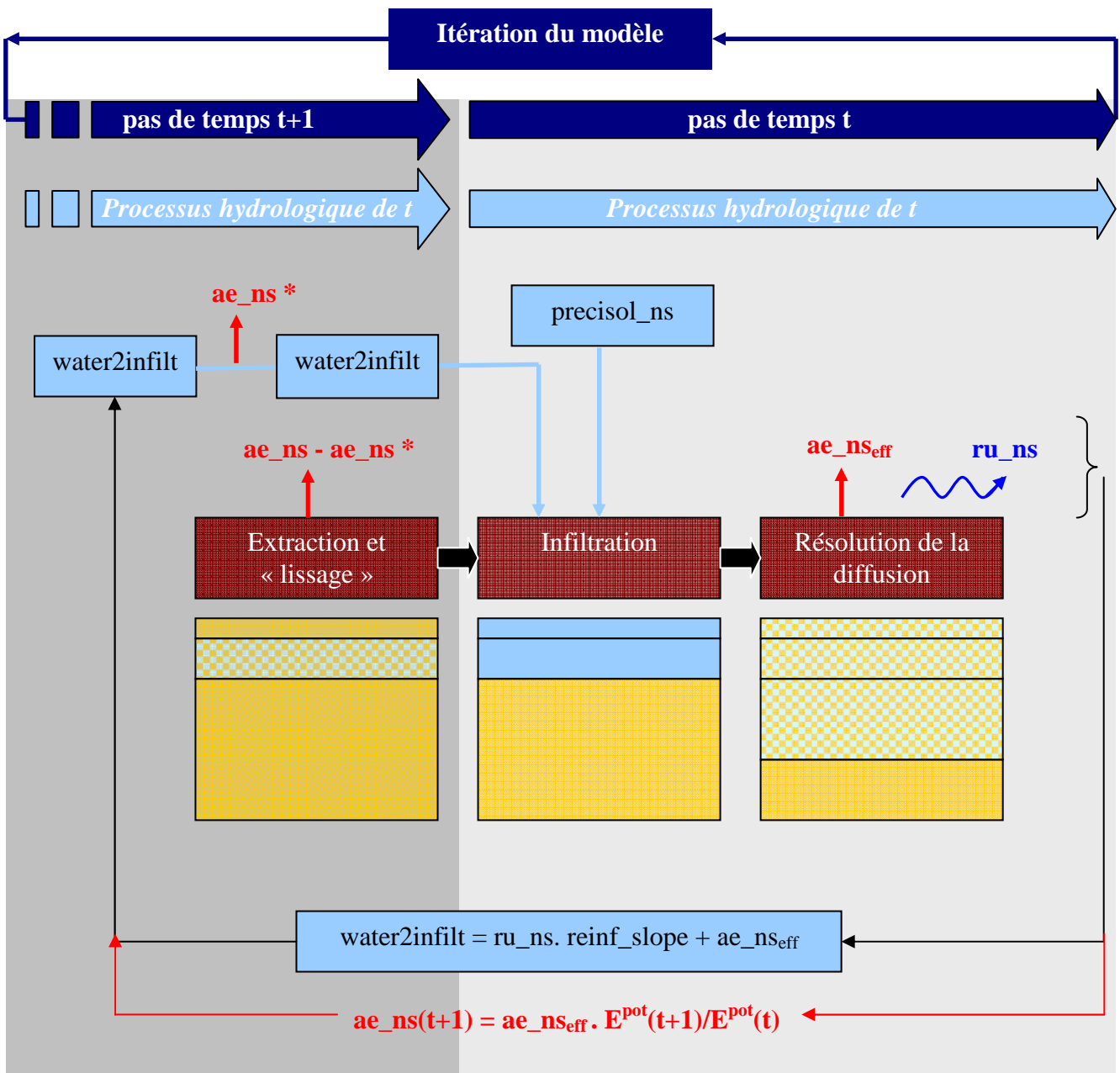


Figure A.5. Insertion du module hydrologique dans la résolution séquentielle d'ORCHIDEE. Dans ce schéma, les flux d'eau sont désigné par le nom qu'ils portent dans le code : $R = ru_{ns}$ et $E_{eff} = ae_{ns_{eff}}$, $P = precisol_{ns}$. $reinf_slope$ est le coefficient de réinfiltration de l'eau de ruissèlement superficiel, fort si la pente moyenne de la maille est faible. $water2infiltr$ est un réservoir d'eau de surface. Notons que dans le code, la même variable ae_{ns} désigne l'évaporation effective calculée en fin de pas de temps du modèle, $ae_{ns_{eff}}$, et l'évaporation extraite en début de pas de temps suivant sur la base de ce diagnostic, ici désignée par ae_{ns} . Une * signifie un flux satisfait dans la mesure du possible. Les processus affectant la colonne de sol sont encadrés de marron, le pas de temps du modèle est figuré en bleu foncé, celui de la réalisation effective des processus hydrologiques en bleu clair.

A. 2. Module de routage

La description de ce module doit beaucoup à Ngo-Duc et al. (2007).

Philosophie du module

Le module de routage est destiné à représenter l'acheminement des eaux issues du ruissèlement de surface et du drainage profond vers l'embouchure des fleuves via le réseau hydrographique.

Il repose ainsi sur :

- la représentation d'un réservoir 'fleuves', défini sur chaque **bassin** modélisé, et qui s'y enrichit des eaux de ruissèlement, drainage et fluviales en provenance des bassins amonts.
- l'utilisation d'une carte du réseau hydrographique à l'échelle mondiale, porteuse de trois informations :
 - une carte globale des bassins principaux bassins du monde, compilant les travaux de Vörösmarty et al. (2000) et Oki et al. (1999). Cette carte à une résolution de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$.
 - la direction (N, S, E, W, NE, NW, SE, SW) dans laquelle s'écoule l'eau entre chaque pixel de la carte ci-dessus.
 - Un indice topographique à la même résolution que cette carte.

On voit donc que ce module repose sur l'unité de référence hydrologique qu'est le bassin versant, sans lien initial avec la maille du modèle. Ces deux unités spatiales sont réconciliées par le choix d'une **unité de transfert** hydrographique qui soit l'intersection d'un bassin versant et d'une maille de modèle. Nous appellerons **sous-bassin** cette unité de transfert. La hiérarchisation des sous-bassins en termes de direction d'écoulement (amont/aval) s'appuie sur l'indice topographique (au sein d'une maille de modèle) et les directions d'écoulement privilégiées de la carte sus-mentionnée (entre mailles).

Algorithme de transfert

L'algorithme de routage obéit aux règles suivantes (**Figure A.6.**):

- le réservoir 'fleuve' du sous-bassin j est alimenté par :
 - le réservoir 'fleuve' des sous-bassins amonts.
 - le ruissèlement et le drainage des sous-bassins amonts, considérés transitant par les réservoirs 'rapide' et 'lent' des sous-bassins amonts.
- le réservoir 'fleuve' du sous-bassin j se vide dans le réservoir 'fleuve' du sous-bassin aval.

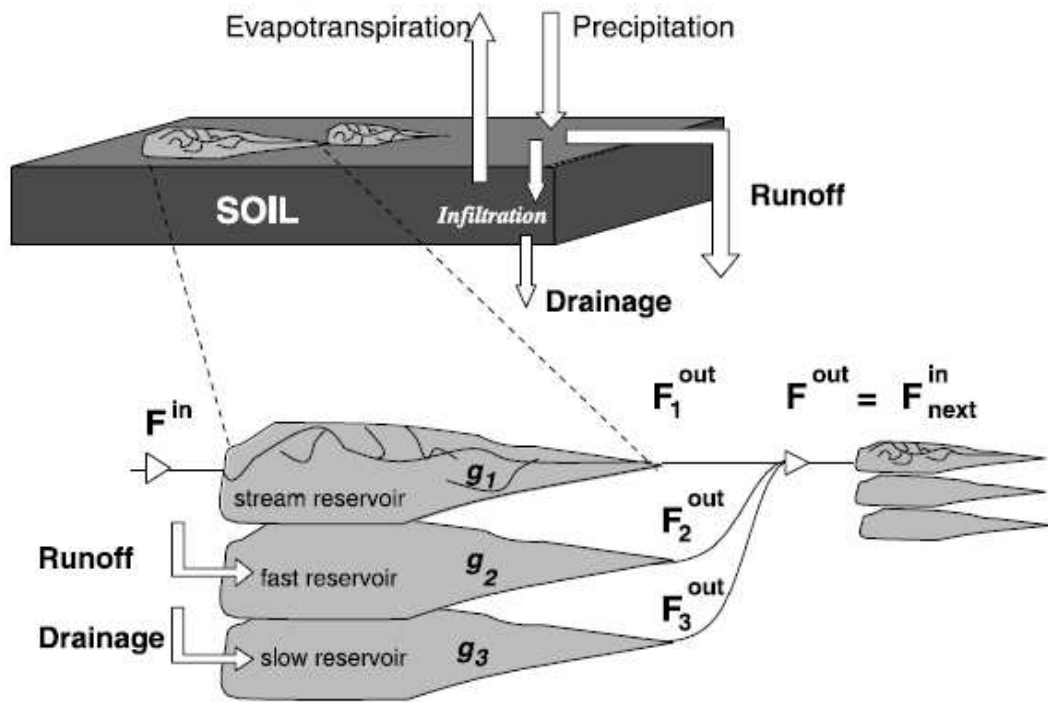


Figure A.6. Principe du schéma de routage. Les flux F^{out} sortant des réservoirs ‘fleuve’ (stream), ‘rapide’ (fast, ruissèlement de surface) et ‘lent’ (slow, drainage profond) sont respectivement indexés 1, 2, et 3. Source : Ngo-Duc et al. (2007).

Les flux sortants de chacun de ces trois types de réservoirs suffisent donc à déterminer cet algorithme. Ils sont paramétrés de la façon suivante ($i=1, 2, 3$ pour réservoirs ‘fleuve’, ‘rapide’ et ‘lent’)

$$F_i^{\text{out}} = \frac{Q_i}{g_i \cdot k_j} \quad (\text{kg s}^{-1}) \quad (\text{A.8})$$

Avec Q_i : quantité d’eau du réservoir i (kg).

k_j : paramètre géométrique du sous-bassin j (m) : $k_j = \sqrt{\frac{d_j^3}{\Delta z_j}}$ où d_j est la longueur de la rivière sur le sous-bassin j et Δz_j la dénivelée qu’elle y parcourt (Ducharne et al., 2003).

g_i : paramètre lié au réservoir. Les g_i ont été calibrés sur le bassin du fleuve Sénégal et étendus à l’ensemble du globe avec pour valeurs :

$$g_1 = 0.24 \quad (\text{day m}^{-1})$$

$$g_2 = 3 \quad (\text{day m}^{-1})$$

$$g_3 = 25 \quad (\text{day m}^{-1})$$

A. 3. Module de plaines d'inondations

La description de ce module doit beaucoup à la thèse de T. d'Orgeval : d'Orgeval (2006).

Le module de plaines d'inondation se base sur la carte statique des étendues d'eau libre de Lehner et Döll (2004), à 30' de résolution et compilant diverses cartes antérieures et mesures récentes. Sont considérées comme plaines d'inondation dans ORCHIDEE les étendues d'eau libre qualifiées de 'réservoirs', 'zones inondables saumâtres' et 'plaines d'inondation' dans cette carte, qui fournit la fraction maximale de pixel que peuvent couvrir ces étendues d'eau. Cette fraction est agrégée sur la maille i d'ORCHIDEE, fournissant la fraction maximale de la maille i couverte de plaines d'inondation $f_{\max}(i)$.

Sont détaillés ci-après l'alimentation, l'évolution et la vidange du réservoir 'plaines d'inondation' dans ORCHIDEE.

Débit entrant

Si $f_{\max}(i) > 0$, alors toute l'eau transitant par le réservoir fleuve de la maille i d'ORCHIDEE (cf. module de routage) transite aussi par la plaine d'inondation de cette maille, y entrant avec le débit Q^{in} du réservoir fleuve.

Pertes et gains de la plaine d'inondation

L'eau des plaines d'inondation évapore au taux potentiel (avec la correction de Milly, 1992) sur la surface qu'elles recouvrent effectivement, $S_{fp}(i)$. Sur cette surface, les plaines d'inondation sont aussi alimentées par les précipitations sur le pas de temps considéré.

Débit sortant

L'eau des plaines d'inondation retourne vers le réservoir fleuve d'autant plus lentement que la plaine est étendue, phénomène que traduit la paramétrisation du débit sortant $Q_{fp}^{\text{out}}(i)$:

$$Q_{fp}^{\text{out}}(i) = \frac{\alpha(i) \cdot V_{fp}(i)}{\tau_{fp} \cdot f_{fp}(i)} \quad (\text{A.9})$$

Où l'indice fp désigne le réservoir plaines d'inondation (*floodplains*) ; $\alpha(i)$ est un indice dépendant de la topographie du bassin τ_{fp} la constante de temps de vidange de ce réservoir (en jours, en pratique 4 jours) et $V_{fp}(i)$ le volume d'eau de ce réservoir pour la maille i .

Equation différentielle régissant l'évolution des plaines

L'évolution du réservoir 'plaines d'inondation' de la maille i est donc régie par l'équation différentielle :

$$\Delta V_{fp}(i) = \left(Q_{fp}^{\text{in}}(i) + \iint_{S_{fp}(i)} (P - E^{\text{pot}}) dS - \frac{1}{f_{fp}(i) \cdot \tau_{fp}} V_{fp}(i) \right) \cdot \Delta t \quad (\text{A.10})$$

avec E^{pot} : évaporation potentielle (mm d^{-1})
 P : précipitation (mm d^{-1})
 Δt : pas de temps du module de routage (1 jour en pratique)

Relation de fermeture

Il reste donc à déterminer la relation liant la surface effectivement recouverte par les plaines d'inondation, $S_{fp}(i)$, avec leur volume, c'est-à-dire la géométrie des plaines d'inondation. Bien sûr, celle-ci ne peut-être déterminée de façon univoque, car elle correspond à une réalité variable géographiquement et à différentes échelles d'espace.

Les développeurs d'ORCHIDEE ont fait le choix d'une géométrie de berges de fleuves convexe (**Figure A.7.**), qui représente le fait que plus le volume du réservoir de plaines d'inondations augmente, plus son étalement est proportionnellement important.

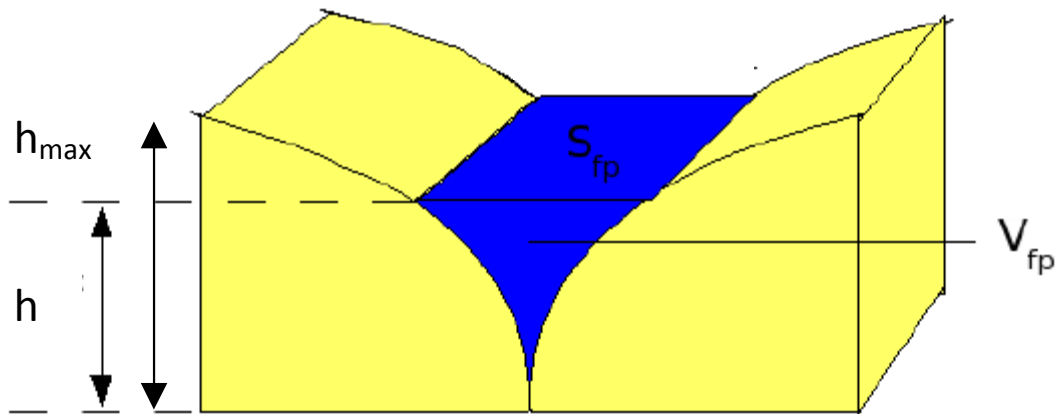


Figure A.7. Géométrie d'une plaine d'inondation dans ORCHIDEE. Source : adaptée de d'Orgeval, 2006, p.118.

Cette géométrie repose sur l'équation suivante :

$$S_{fp}(i) = \max \left(S(i) \cdot \left(\frac{h(i)}{h_{\max}} \right)^\beta, S(i) \cdot f_{\max}(i) \right) \quad (\text{A.11})$$

- où $S(i)$ est la superficie de la maille i d'ORCHIDEE
- $h(i)$ est la hauteur de la plaine d'inondation sur la maille i
- h_{\max} est la hauteur de la plaine d'inondation pour laquelle toute la maille est recouvert d'eau.
- β est le paramètre de forme déterminant la concavité ou convexité des berges.

L'équation (A.11) inclut par ailleurs la limitation de l'étendue maximale de la plaine d'inondation apportée par la carte de Lehner et Döll.

h_{\max} et β sont donc les deux paramètres régissant la géométrie des plaines d'inondation. Dans ORCHIDEE, $h_{\max} = 2 \text{ m}$ et $\beta = 2$, correspondant à des berges convexes. Ces paramètres ont

été calibrés par T. d'Orgeval sur le fleuve Niger, tout comme le temps caractéristique de vidange des plaines d'inondation, $\tau_{ip} = 4$ j.

Ainsi présenté, le module de plaines d'inondation est complet et nous renvoyons le lecteur à d'Orgeval, 2006 pour davantage de détails concernant les paramétrisations adoptées, leur calibration, leur évaluation, et les raffinements ultérieurs du modèle : possibilité de réinfiltration ou d'irrigation à partir de l'eau des plaines d'inondation.

Annexe B

Details of the developments and modifications performed in ORCHIDEE during my PhD

This Appendix is written in English for easy use by non-French speaking developers.

B. 1. Overview

Figure B.1. locates the developments and diverse modifications within the framework of the sechiba calling-tree. Developments related to soil freezing are designated by a *; other modifications linked to physical or numerical problems by a **; each are further detailed in the next sections of this Appendix.

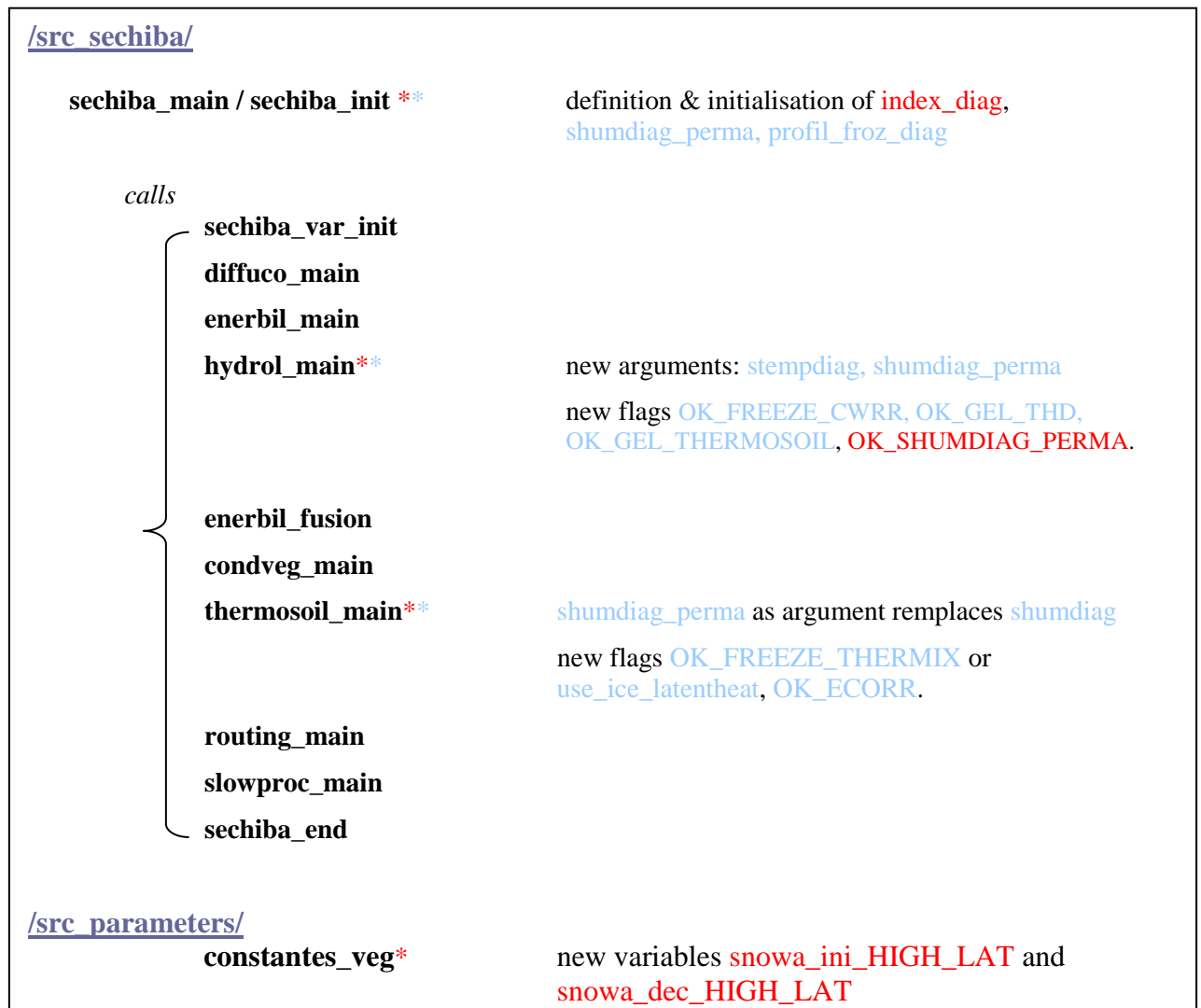


Figure B.1. Overview of the modifications performed to the code, related to soil freezing (*) or to various corrections (**).

B. 2. Developments related to soil freezing in the thermal module *thermosoil.f90*

In *thermosoil.f90*, the use of an apparent heat capacity to represent latent heat effects during soil freezing and thawing, as well as the specific thermal properties of partially or fully frozen soils, had been previously implemented by G. Krinner & C. Koven, based on work by E. Poutou (2004). My contribution to this module therefore only lies in consistency checks of the parameterisations with respect to their initial form and parameter values from the literature; and in sensitivity tests detailed in **Chapter 2** and **3**. These checks and tests lead to some revisions and minor corrections described in the following subsections.

B.2.1. porosity and saturation degree

The apparent heat capacity formulation chosen in ORCHIDEE to represent latent heat effect (equations 2.5, 2.6), as well as the parameterizations of soil thermal properties in frozen or partially frozen grounds (expressions 2.7 and 2.8), make use of the volumetric water content θ or the saturation degree S . S is the primary variable diagnosed by the model, θ is then inferred from S via the porosity p : $\theta = S.p$.

In ORCHIDEE, due to the legacy of the bucket hydrological model where a maximum volumetric water content θ_s (hence, approximately, a porosity) of 0.15 was considered, porosity was initially set to 0.15 in the thermal module. This is however inconsistent with global soil data and the representation of soils in ORCHIDEE: for its main three soils textural classes, which are also the ones represented in ORCHIDEE, the FAO indeed infers respective mean porosities of 0.41, 0.43 and 0.41 for coarse, medium and fine soils. The underestimation of porosity in the original thermal freezing scheme lead to an underestimation of the latent heat effects and impact of soil freezing on the soil thermal properties; this mainly induced an enhanced winter cold bias in the soils due to massive underestimation of latent heat release during freezing. **Porosity was henceforth set to a value of 0.41**, in accordance with FAO data.

Additionally, the original soil freezing thermal scheme made use of a saturation degree S_{ori} diagnosed for plant-related applications (model variable *shumdiag* on the hydrological axis, *wetdiag* on the thermal axis), i.e. computed with respect to the soil wilting point θ_w :

$$S_{ori} = \frac{\theta - \theta_w}{\theta_s - \theta_w} \quad (\text{B.1})$$

However, the actual saturation degree should be computed as:

$$S = \frac{\theta}{\theta_s} \quad (\text{B.2})$$

The actual saturation degree S was therefore introduced as a new variable named *shumdiag_perma*, computed in *hydrol.f90* upon the **activation of the flag *OK_SHUMDIAG_PERMA*** (true by default), and passed as argument to *thermosoil.f90*. To limit the number of arguments, *shumdiag_perma* systematically replaces the original *shumdiag* in *thermosoil* ; if *ok_shumdiag_perma* is not activated, *shumdiag_perma* is set to the original saturation degree *shumdiag*. In *thermosoil.f90*, *shumdiag_perma* is interpolated onto the soil thermal axis as variable *wetdiag* by the subroutine *thermosoil_humlev*.

B.2.2. Long term humidity & soil moisture evolution in (partially) frozen soils

In the original soil thermal freezing scheme implemented by C. Koven, a long-term soil saturation degree *wetdiaglong* was considered for soil thermal calculations (above and below the freezing point) as a way to ensure energy conservation between the freezing and thawing phases.

This *wetdiaglong* was calculated at each time-step dt by the subroutine *thermosoil_wlupdate* as follows:

$$\frac{d \text{ wetdiaglong}}{dt} = \frac{\text{wetdiag} - \text{wetdiaglong}}{\tau} \quad (\text{B.3})$$

Where τ , named *tau_freezesoil* in the code, is one month (in secondes).

However, the tests showed that this wasn't enough to ensure energy conservation between the freezing and thawing phases due to changes in soil moisture content in partially frozen conditions.

In the new soil freezing scheme, as stated in **Chapter 2**, the soil water content seen by the thermal module is therefore not allowed to evolve at temperatures beyond the upper boundary of the freezing window. This is done by actualizing *wetdiaglong* **only if the layer's temperature is above the upper boundary of the freezing window. The long-term, slowly-evolving soil moisture diagnostic *wetdiaglong* is still used at temperatures above this upper boundary, for no tangible physical reason, and could be suppressed from future versions if tests confirm the performances of the model after this modification.**

B.2.3. Energy correction

Chapter 2 insisted upon two kinds of errors inherent to the parameterization of the thermal effects of soil freezing in the new scheme. They can result in an artificial increase (resp. decrease) in soil temperatures if soil freezing (resp. thawing) latent energy is not fully balanced by the opposite phase change at the end (resp. beginning) of the winter season.

This is illustrated by **Figure B.2.**, whereby soil latent energy is considered negative when soil is frozen and latent heat has been released.

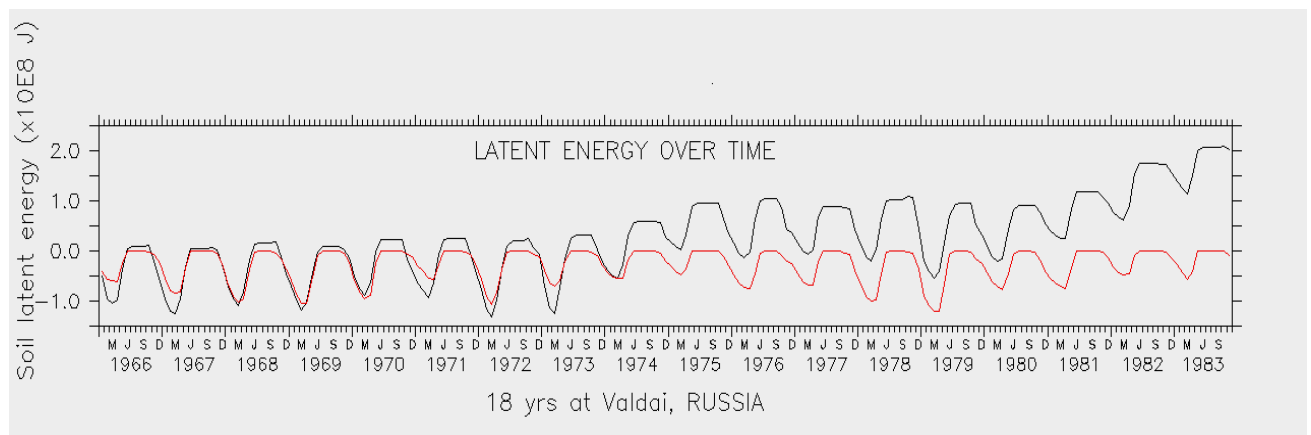


Figure B.2. Soil latent heat energy evolution over time. Black: without an energy correction. Red: with an energy correction.

To remedy this flaw, a temperature correction is performed after the thawing of the soil if the amount of energy released by previous soil freezing events has not been totally consumed during thawing. This correction is activated by the flag **OK_ECORR** (true by default).

For this purpose, **cumulated latent heat consumption or release is stored in a new variable $E_{sol_lat_couche}$** of `thermosoil.f90` : this variable is either read from the restart file (where it is duly reported at the end of a simulation) or initialized at the first time step in `thermosoil_getdiff` based on the soil initial water content and temperature. At each time step, a new routine, *thermosoil_readjust*, is called at the end of `thermosoil_profile`, and actualizes $E_{sol_lat_couche}$ based on the latent energy released (in this case $E_{sol_lat_couche}$ decreases) or consumed (in this case $E_{sol_lat_couche}$ increases) during the time-step: the additional heat capacity related to the phase change, *pcappa_supp*, is used for this actualization.

After the thawing of the soil (soil temperature above the freezing window), a non-zero cumulated latent energy indicates an unbalance between freezing and thawing latent heat exchanges, and the following cases are considered:

- if $E_{sol_lat_couche} < 0$ then soil thawing as not consumed enough energy when compared to freezing ; the unconsumed energy has unduly warmed the soil. The energy correction therefore consists in a cooling of the soil.
- if $E_{sol_lat_couche} > 0$ then soil thawing as consumed more energy than had been released by the thawing; this energy excess should have warmed the soil instead. The energy correction therefore consists in a warming of the soil.

The required corrections (or *adjustments*) are performed by the new subroutine *thermosoil_readjust*. To avoid big shifts in the soil temperature profiles, the soil temperature corrections are limited to 0.5°C at each time step and spread over as many time-steps as needed. Furthermore, to avoid recalculating unnecessary phase changes, if soil cooling has to be performed, the new soil temperature is prevented from cooling beyond the upper boundary of the freezing window.

Ideally, the cumulated latent energy $E_{sol_lat_couche}$ is calculated for each soil thermal layer, allowing for a localized thermal correction after the complete thawing of each soil layer. This is the case in the ORCHIDEE_HIGH_LAT version, where soil thermal layers are constant over time.

However, in the standard ORCHIDEE version, snow occupies the uppermost soil thermal layers when the ground is snow-covered, upon a variable extent depending on snow depth. This makes it difficult to trace back the thermal layers consisting in real soil over time, and the correction suggested above is not really adequate. A **degraded version was though implemented**, whereby $E_{sol_lat_couche}$ is computed as a bulk value for the whole soil column, and the eventual soil temperature correction is performed after the complete thawing of the whole soil. The required soil temperature correction is then uniformly spread over the uppermost 6 layers of the soil, i.e. up to a depth of 2.7 m, which is about the penetration depth of the seasonal soil temperature signal at temperate latitudes. Obviously, such a correction does only work for regions subject to seasonal freezing as the whole soil column is never completely thawed in permafrost regions, making the correction ineffective. The correction could therefore be used for the simulations performed at Valdaï (**Chapter 2**). Further attempts at making the correction adequate for all climates were not pursued as the current standard

composite snow-model of ORCHIDEE should in very near future be replaced by a state-of-the-art external snow module (Wang et al., in prep).

B.2.4. Revision of soil thermal properties

The soil heat capacity and thermal conductivity are affected by water phase change (**Chapter 2**).

Heat capacity

The volumetric soil heat capacity for unfrozen saturated soils C_{wet} (see **Chapter 2** for notations) was set to $3.03 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ based on literature values; this value almost coincides with the calculation (C.4) using the revised saturation degree $\theta_s = 0.41$, which yields $C_{wet} = 3.4 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$.

$$C_{wet} = C_{dry} + \theta_s \cdot \rho_w \cdot c_w \quad (\text{B.4})$$

with $\rho_w = 1000$: water density (kg m^{-3})
 $c_w = 4188$: water specific heat capacity ($\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)

This value was considered reliable and kept in the new soil freezing scheme.

However, the soil heat capacity for **saturated frozen soils** C_{icy} was originally calculated based on the equivalent of (B.4) for frozen water and the old porosity of 0.15, yielding $C_{icy} = 1.8 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$. In this expression, considering $\theta_s = 0.41$ yields $C_{icy} = 2.6 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ using the ice specific heat capacity $c_i = 2228 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. The use of the latter value is therefore recommended and implemented; it is close but not equal to the value stated in Gouttevin et al. (2012a) due to later revision of this parameterization, and in line with measurements performed at the Bayelva station (Westermann, 2009).

Heat conductivity

Heat conductivity is computed directly from equation (2.8) in *thermosoil.f90* and parameter values drawn from the literature; it did not require any specific revision.

B.2.5. Link with the hydrological module

The hydrological module makes use of the temperature profile calculated in *thermosoil* to diagnose the liquid moisture content of the soil; this information is passed via *stempdiag*, which results from the interpolation of the soil temperatures onto the diagnostic axis. *Stempdiag* was historically an argument of *thermosoil*.

B.2.6. Basic module description

The thermal soil freezing is activated by the flag **OK_FREEZE_THERMIX** read by *thermosoil.f90*. The related options: **OK_SHUMDIAG_PERMA** (true by default) and

OK_ECORR (to be chosen depending on the region and ORCHIDEE version) should be considered.

If soil thermal freezing is activated, a new version of the usual `thermosoil_getdiff` subroutine is called, where an additional heat capacity `pcappa_supp` is considered within the usual heat capacity `pcappa` when the soil temperature is within the freezing window $[-2^{\circ}\text{C}, 0^{\circ}\text{C}]$ to account for latent effects of soil freezing. Additionally, soil thermal properties are modified to account for the phase of water. This is exactly done as described in **Chapter 2**.

B.2.7. Other addendums and corrections related to the thermal module

Soil temperature initialization

To prevent increased model spinup-time required by the use of an extended soil depth in permafrost-related simulations (**Chapter 2**), the possibility of an initialisation of the soil temperature profile at a climatological surface air temperature value is allowed. The corresponding flag is **READ_REFTEMP**. Upon its activation, a reference map denoted `REFTEMP_FILE` in the `run.def` is used to initialize the soil temperature profiles.

Permafrost ice-content

Knowing the permafrost ice content would improve the model performances and reliability of long-term climate projections. In this prospect, the `thermosoil` module has been enriched by a subroutine `read_permafrostmap` which retrieves permafrost characteristics compiled within the IPA permafrost map (Brown et al., 1998). The corresponding flag is **READ_PERMAFROST_MAP**, but no use has been made of those characteristics so far.

Correction of the soil saturation degree to account for snow depth

In the original `thermosoil` module, the interpolation onto the vertical thermal axis of the saturation degree delivered by `hydrol` (`shumdiag_perma`), which is on the diagnostic axis, is made without accounting for the fact that when the ground is snow-covered, the uppermost soil thermal layers consist in snow. Hence the interpolation is wrong.

This is corrected in the new thermal module, which required the use of `snow` as an argument of `thermosoil_humlev`.

B. 3. Developments related to soil freezing in the hydrological module `hydrol.f90`

The activation of the hydrological effects of soil freezing in the multi-layer hydrology relies on the flag **OK_FREEZE_CWRR**. It is complemented by **OK_GEL_THD** and **OK_GEL_THERMOSOIL**, which respectively correspond to the thermodynamical and linear freezing described in chapter 2; only one of them has to be set to true.

New arguments for the hydrological module are *stempdiag* (coming from `thermosoil`) and *shumdiag_perma* (destinated to `thermosoil`); they are used by the subroutine `hydrol_soil` which contains the bulk of the new developments.

If the soil hydrological freezing is activated, a new subroutine `calcule_temp_hydro` is called, which interpolates *stempdiag* onto the hydrological axis, creating the variable *temp_hydro*.

Based on this temperature, the volumetric ice content with respect to the residual soil water

`profil_froz_hydro` : $profil_froz_hydro = \frac{\theta_{ice} - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$ (See **Chapter 2** for notations) is

calculated (subroutine `hydrol_soil_coef`) following either (2.11) in the thermodynamical freezing, or linearly evolving from 0 to 1 as a function of temperature between 0°C and -2°C in the linear case. Residual soil moisture content is not allowed to freeze.

`Profil_froz_hydro` is used to compute the liquid volumetric water content, which is used for several operations to represent the hydrological impact of soil freezing:

- in `hydrol_soil_coef`, the soil hydraulic parameters are calculated with consideration of (even partially) frozen conditions: only the liquid water content is used to calculate the hydraulic conductivities and diffusivities.
- in `hydrol_soil_infilt` the hydraulic conductivity used for infiltration calculation is not the mean between the layer's conductivity and the saturated conductivity of the layer above anymore. To limit infiltration under frozen conditions, only the layer's hydraulic conductivity is used. This helped getting reasonable results at Valdaï for instance.
- in `hydrol_soil`, each time the Richard's equation is resolved, only the movements of liquid water are considered.
- soil freezing has an impact on plants: only liquid water is available to them, which is translated into the function 'us' (available soil moisture) in the code.

B. 4. Other various corrections and addendums to the code

- D'Orgeval (2006) suggested the use of an **extinction coefficient** (`ext_coef`) of 3 (instead of the original 0.5 value) for temperate and boreal regions, in line with his introduction of a bare soil fraction (`frac_bare`) for each PFT, on which bare soil evaporation is computed. Maintaining the default value of 0.5 with this new development lead to extreme evaporation.
- An `OK_SNOWFACT` flag read in `diffuco.f90` allows to reduce roughness when the soil is snow-covered (**Chapter 5**): if activated, the roughheight of snow-covered landscapes is divided by 10 (a value which could be changed). This is intended to limit excessive sublimation.
- In several routines from `intersurf.f90` and `thermosoil.f90`, there initially existed a confusion between the diagnostic soil axis (with `nbdl` levels) and the hydrological axis (with `nslm` levels), probably originating from the fact that `nbdl = nslm` in the standard hydrological and diagnostic discretization schemes. However, both axis are not equivalent, their respective standard discretizations are presented in table B.1. , whereby the diagnostic levels, except the last one, are exactly in-between the hydrological levels.

I corrected the code for those inaccuracies.

layer	Hydrological levels (nslm=11) (m)	Diagnostic levels (nbdl=11) (m)
1	0.0	0.00098
2	0.00195	0.00391
3	0.00586	0.00977
4	0.0137	0.0215
5	0.0293	0.0449
6	0.0606	0.0918
7	0.123	0.185
8	0.248	0.373
9	0.498	0.748
10	0.999	1.49
11	2.0	2.0

Table B.1. Discretizations of the hydrological and diagnostic axes.

Annexe C

Documentation d'ORCHIDEE_HIGH_LAT

C.1. Introduction

Cette documentation a été co-rédigée par B. Ringeval, C. Koven et moi-même lors de la mise en commun des développements mentionnés au **Chapitre 5**. Elle a pour but de faciliter la prise en main d'ORCHIDEE_HIGH_LAT par tout nouvel utilisateur via **une explicitation des processus spécifiques à cette version, de leurs options et de la façon de les activer**. Egalement, **les limites d'ORCHIDEE_HIGH_LAT** au terme de cette mise en commun sont identifiées, définissant une ligne de conduite à suivre pour parfaire cette version : **tests à mener** et **choix de développements à effectuer**.

Cette documentation est scindée en trois parties, correspondant respectivement aux contributions de B. Ringeval, C. Koven et moi-même.

C. 2. Contributions de B. Ringeval : diagnostic TopModel des wetlands et calcul de leurs émissions de méthane.

C.2.1. Stratégie générale de calcul des émissions de CH₄ au sein d'ORCHIDEE

Le calcul des émissions de CH₄ par les wetlands au sein d'ORCHIDEE se fait par le biais de calculs de :

- (i) la distribution des étendues de wetlands.
- (ii) les densités de flux de CH₄.

L'émission de CH₄ (E_{CH_4}) de chaque maille m et à chaque temps t est alors calculée par :

$$E_{CH_4}(m, t) = \sum_{WTD_i} S_{WTD_i}(m, t) * D_{WTD_i}(m, t) \quad (C.1.)$$

où :

- $S_{WTD_i}(m, t)$ est la surface de la maille recouverte par un wetland dont la profondeur de nappe, ou *Water Table Depth* (WTD) vaut WTD_i
- $D_{WTD_i}(m, t)$ est la densité de flux de CH₄ émise par un wetland ayant une WTD égale à WTD_i .

Typiquement, les différentes classes de valeurs de WTD_i sont choisies ; par défaut, elles sont centrées en 0cm (wetland saturé), -3 cm, -9 cm, -15 cm et - 21cm.

C.2.2. Calcul des S_{WTDi} par une approche TopModel

Flag d'activation du calcul

TOPM_calcul = .true.

Fichiers d'entrées nécessaires

Les fichiers d'entrée nécessaires au fonctionnement de TOPMODEL sont les fichiers *cti.nc, disponibles sur : /scratch/cont003/p86bring/. Ce sont les fichiers d'indices topographiques à haute résolution (1km).

Fonctionnement

TOPMODEL repose sur 3 routines principales : extra_cti.f90, init_top.f90 et hydro_subgrid.f90.

Lorsque le modèle tourne pour la première fois pour une grille donnée (imposée par le forçage), la routine **extra_cti.f90** (i) extrait des fichiers d'entrées *cti.nc les indices topo de tous les pixels contenus dans chaque maille de modèle, et (ii) crée un fichier texte (nommé TOPMODEL_G.DAT) avec, pour chaque maille, les caractéristiques statistiques de la distribution d'indices topographiques (mean, min, max, skew, stdt). Ce fichier texte pourra être réutilisé pour une simulation ultérieure utilisant le même masque et permet ainsi de gagner en temps de calcul. Dans ce cas, le fichier TOPMODEL_G.DAT doit être placé dans le répertoire où tourne le modèle.

La routine **init_top.f90** crée au premier pas de temps les fonctions *indice topo seuil* = $f(\text{contenu en eau})$ et *fraction saturée* = $f(\text{indice topo seuil})$ pour chaque maille.

La routine **hydro_subgrid.f90** est appelée à chaque pas de temps. Elle calcule, en fonction du contenu en eau donné par ORCHIDEE, l'indice topographique seuil et diagnostique la fraction saturée de la maille (*fsat*) via les fonctions issues de **init_top.f90**.

Une option permet de décaler la distribution des indices topographiques d'une valeur commune pour toutes les mailles du modèle, afin que la moyenne globale des surfaces saturées simulées soit proche de la surface globale des étendues de « wetlands » observée par Prigent et al. (2007). Cette paramétrisation est un moyen de diagnostiquer la fraction de wetlands (*fwet*) à partir de la fraction saturée (*fsat*). La valeur de ce paramètre (*SHIFT_fsat_fwet*) est définie dans **constante.f90**. *fwet* peut être considérée comme la fraction des wetlands proches de la saturation pour chaque maille.

L'approche TOPMODEL permet aussi de déterminer la fraction de wetlands dont la WTD est située sous la surface du sol. Ces fractions sont dérivées de *fwet*. Les bornes de WTD de ces fractions sont définies dans **constantes.f90** : WTD1_borne, WTD2_borne, WTD3_borne, WTD4_borne (par défaut, 6, 12, 18 et 24cm). Ainsi, les variables de sorties *fwt1*, *fwt2*, *fwt3* et *fwt4* correspondent aux fractions de wetlands dont la WTD est respectivement dans les intervalles suivants : [0,-6cm], [-6cm,-12cm], [-12cm,-18cm] et [-18cm,-24cm].

C.2.3. Calcul des densités de flux de méthane

Flags d'activation

Flag d'activation général : **CH4_CALCUL=.true.**

Flags d'activation de différentes sous-parties : **CH4_WTDi=.true.** avec $i=1 : 4$, permettant le calcul des densités de flux de méthane pour des wetlands ayant respectivement pour profondeur de nappe les WTD_i (voir suite).

Fonctionnement

STOMATE appelle deux routines : **stomate_wet_ch4_pt_ter_0.f90** et **stomate_wet_ch4_pt_ter_wet1.f90**. La première routine est appelée une fois à chaque pas de temps pour calculer une densité de flux de wetland saturé ($WTD=0$) alors que la seconde routine est appelée 4 fois avec des valeurs de WTD_i différentes pour chaque appel : le premier appel de **stomate_wet_ch4_pt_ter_wet1.f90** permet de calculer une densité de flux pour un wetland dont la WTD vaut *pwater_wet1*, le deuxième appel permet de calculer une densité de flux pour un wetland dont la WTD vaut *pwater_wet2*, etc. Les différentes valeurs de WTD_i sont déterminées par les paramètres *pwater_weti* (où $i=1, 2, 3$ ou 4) dans **stomate_cste_wetlands.f90**. Les valeurs de *pwater_weti* que j'ai choisies par défaut sont de : -3cm, -9cm, -15cm et -21cm, en accord avec les classes de WTD utilisées par la formulation TopModel précédemment décrite.

Ces deux routines se basent sur **le modèle de Walter et al. (2001a, b)**. Dans ce modèle, la WTD , variable au cours du temps, est utilisée comme entrée pour approcher la distinction entre zone anaérobie de production de méthane et zone aérobie d'oxydation du méthane. Cette entrée est soit issue de simulations, soit observée ; ce choix dépend de l'échelle spatiale à laquelle le modèle est utilisé. La méthodologie utilisée ici est de considérer WTD constante à chaque appel de routine ; la variation dans le temps des différentes fractions S_{WTD_i} données par TOPMODEL permet de considérer une variabilité spatio-temporelle (dimension horizontale de l'espace) ; la prise en compte de différentes valeurs de WTD permet de considérer une variabilité verticale dans l'espace.

Les valeurs des seuils *pwater_weti* peuvent être modifiées mais il est important de noter que :

- (i) l'intérêt est de garder une cohérence entre ces valeurs et les moyennes des intervalles de WTD des fractions calculées par TOPMODEL
- (ii) les valeurs de WTD ne peuvent être inférieures ou égales à -1cm (le cas $0 < WTD < -2$ cm est un cas traité de manière différente dans le modèle de Walter, cette éventualité n'est pas traitée dans ORCHIDEE).

Chaque routine calcule la production de méthane au sein des couches de sol situées en dessous de la WTD ; et son oxydation dans les couches situées au-dessus de cette WTD ; le transport du méthane de la zone de production vers l'atmosphère est aussi modélisé. Le paramètre *alpha* (dans **stomate_cste_wetlands.f90**) est particulièrement sensible, et est calé sur site avant d'être extrapolé à l'échelle plus globale (cf. Ringeval et al., 2010). Il traduit la fraction de carbone sol actif pouvant subir la méthanogenèse.

Le carbone utilisé est le carbone actif des deux premiers mètres (nouvelle variable appelée *carbon_surf*, et dont le calcul s'appuie sur les développements de C.Koven documentés plus loin). **Un nouveau calibrage peut s'avérer nécessaire si cette variable est, à l'équilibre, différente des valeurs d'équilibre du modèle dans sa version précédente (sans permafrost).**

Enfin, une variable *tsurf_year* traduit la température de référence de la méthanogenèse : elle intervient dans le calcul de la production ou l'oxydation du méthane. Cette variable fait l'objet d'une discussion dans Ringeval et al. (2012), concernant la possibilité de sa variabilité temporelle, et des échelles de temps correspondantes : cette variabilité pourrait permettre de simuler une adaptation des micro-organismes (cf. *tau_tsurf_year* dans *stomate_constants.f90*). A l'avenir, une carte de *tau_tsurf_year* pourra être générée et utilisée en entrée du modèle. Actuellement, une climatologie de température de surface est à entrer manuellement dans les fichiers de redémarrage.

C.2.3. Perspectives

Dans ORCHIDEE_HIGH_LAT, il sera sans doute nécessaire de **recaler *SHIFT_fsat_fwet***, initialement calibré pour l'hydrologie bi-couches alors qu'ORCHIDEE_HIGH_LAT intègre l'hydrologie multi-couches. Egalement, le diagnostic de la fraction saturée devra intégrer l'effet **du gel, limitant possibilité de redistribution d'eau au sein de la maille** de modèle. Une formulation de cet impact existe pour l'hydrologie bi-couches.

Par ailleurs, le **ruissèlement de surface additionnel** (*Dunne runoff*, Dunne, 1978), lié à la présence d'une fraction de maille saturée sur laquelle les précipitations ne s'infiltreront pas, devra également être pris en compte, comme déjà fait pour la version hydrologique bi-couches. Le ruissèlement total pourra être approché par $(1-fsat)*ruissèlement\ calculé\ actuellement\ dans\ le\ modèle + fsat*precisol$, où *precisol* est la précipitation ($mm\ m^{-2}$) sur la maille à chaque pas de temps.

Enfin, **le bilan d'énergie de surface n'intègre pas la présence d'une fraction saturée sur la maille et ses conséquences en termes d'évaporation**. Cette prise en compte pourrait être faite via la considération d'une fraction de maille évaporant au taux potentiel, similairement à la prise en compte des plaines d'inondation (**Chapitre 2 et Annexe A**) ; cependant, une telle prise en compte ne sera pleinement cohérente qu'après la formulation dans ORCHIDEE d'un bilan d'énergie de surface séparé pour les fractions d'eau libre : l'approximation de leur température de surface par la température de surface de la maille d'ORCHIDEE, comme fait actuellement, n'est en effet pas satisfaisante.

C. 3. Contributions de C. Koven : cycle du carbone aux hautes latitudes, propriétés thermiques de la matière organique

C.3.1. Présentation générale

The fundamental change is a replacement of the bulk, vertically-integrated pools of soil carbon with **vertically resolved pools** such that vertical gradients in soil C turnover time can be taken into account. In addition, the model includes **an anoxic scheme** (activated by setting

the flag **OK_METHANE** to .true.) developed by Dimitry Khvorostyanov (Khvorostyanov et al., 2008b), that limits decomposition by oxygen availability (activated by setting the flag **O2_LIMIT** to .true.) and calculates a full methane cycle (**methanogenesis, methanotrophy, diffusion of trace gases**). The model includes a number of flags for performing sensitivity tests. Several of these (**HEAT_CO2_ACT**, **HEAT_CO2_SLO**, **HEAT_CO2_PAS**, **HEAT_CH4_GEN**, **HEAT_CH4_TROPH**, and the logical flag **OK_ZIMOV**) concern the microbial release terms that are the focus of the Khvorostyanov et al. (2008a, b) papers and are included as a sensitivity term in Koven et al. (2011). The logical flag **OK_ZIMOV**, if set to .true. adds the heat terms, which are calculated in stomate/permafrost_carbon.f90 into the soil heat budget in sechiba/thermosoil.f90. Due to the large uncertainties in this hypothesized process, it is recommended to not use except as a possible sensitivity test within the full model. One issue with setting the **O2_LIMIT** flag to .true. is that the vastly different timestepping in the spinup code and in the base model code leads to different carbon stocks; thus a flag (**max_shum_value**) was added to set an upper bound to soil humidity in order to prevent anoxia from developing in soils. A better treatment of how anoxia develops in saturated soils and how decomposition rates are affected by anoxia (in particular, setting a minimum decomposition rate even for fully anoxic soils) is required before using anoxia to calculate, e.g. **peat formation processes**. In addition to the biogeochemical changes in stomate/permafrost_carbon.f90, we have included several changes to the soil physics in sechiba/thermosoil.f90. The most major is an inclusion of **organic carbon physical properties** into the soil thermal constants. Setting the flag **use_soilc_tempdiff** to .true. couples the prognostic soil carbon stocks into the soil physical properties. A second method, based on setting a separate organic layer overlying a mineral soil was partially implemented, and can be activated setting the **use_toporganiclayer_tempdiff** flag to .true.. This may be a more realistic representation of organic matter effects on soil physics (as an overlying layer rather than mixed in with the mineral soil) but more detailed work needs to be done prior to using this. The vertical soil carbon mixing scheme is controlled by several flags. When the flag **cryoturbate** is set to .true., mixing is enabled. The diffusion constant through the active layer is set using the variable **cryoturbation_diff_k**. The shape of the vertical profile of cryoturbation is set using the flags **cryoturbation_method**, **use_new_cryoturbation**, **max_cryoturb_alt**, **use_fixed_cryoturbation_depth**. Best to look at the code to understand the effect of these flags. The default version of the model initializes carbon stocks in the deeper permafrost model as zero. In order to test the effect of deeper Yedoma carbon, it is possible to initialize these carbon pools to a non-zero value at the beginning of model spinup using the **reset_yedoma_carbon** flag, which if set to .true. resets the Yedoma carbon values. The geographic coordinates of Yedoma carbon are read from the map with filename **yedoma_map_filename**, between the base of the active layer and depth **yedoma_depth**. The values that the three carbon pools are set to in these Yedoma regions are controlled by **deepC_a_init**, **deepC_s_init**, **deepC_p_init**. Several flags are available to test the effect of snow physics on soil temperatures, including **sn_cond** and **sn_dens** for controlling the thermal conductivity and density of snow. A minimum snow thickness below which snow insulation is ignored is set with the flag **hmin_tcalc**. A representation of ice latent heat effects is included if the flag **use_ice_latentheat** is set to .true., which distributes the heat over a temperature range **fr_dT**, equal to 2°C. The thermal control of decomposition can be set using the flag **frozen_respiration_func**, which in particular changes the functional form of decomposition for frozen soils. Careful attention needs to be paid to the use of these if limitation by soil moisture is also taken into account. In reality the limitation of decomposition in frozen soils is fundamentally a liquid water limitation, so if a functional form of moisture limitation is used which takes the lack of liquid water into account (for example, by using soil matric potential), then setting this to a standard Q10 may be the most

appropriate. The overall use of this model can be controlled by the **control%use_permafrost** logicals. Because of the cost of running the full permafrost model, a second method of running the permafrost_carbon code used on a daily timestep rather than at each timestep; this is set by the logical parameter **do_daily_permafrost** in stomate.f90.

C.3.2. Perspectives

A l'heure actuelle, deux méthodes de calcul de la production, le transport et l'oxydation du méthane coexistent dans la version ORCHIDEE_HIGH_LAT :

- (i) un calcul selon le schéma de Khvorostyanov et al. (2008b), établi pour les sols des hautes latitudes
- (ii) un calcul selon le model de Walter et al. (2001a) pour les émissions liées aux wetlands, valable à l'échelle globale.

Il apparait important de les réconcilier, car leur activation concomitante conduit à estimer deux fois les émissions de méthane des fractions de maille où le modèle diagnostique des wetlands.

Une possibilité serait d'utiliser uniquement le schéma issu de Khvorostyanov et al. (2008b), avec pour chaque maille différentes configurations :

- sol hors wetlands
- sol saturé (en remplacement de stomate_wet_ch4_pt_ter_0.f90)
- sol avec profondeur de nappe WTDi (i=1 : 4), en remplacement de stomate_wet_ch4_pt_ter_1.f90

L'intérêt de ce schéma réside en effet dans la prise en compte de la diffusion de l'oxygène, qui n'est pas considérée par le modèle de Walter et al. (2001a).

L'émission de méthane globale serait alors calculée de façon cohérente comme la somme des différentes contributions calculées ci-dessus, pondérées par la fraction occupée par chaque type de configuration.

C. 4. Contributions de I. Gouttevin : impacts du gel dans le sol sur l'hydrologie 11-couches, et corrections diverses

C.4.1. Présentation générale

This brief text introduces to the hydrological soil freezing scheme implemented in the multi-layer hydrology of ORCHIDEE.

Activation flags

OK_FREEZE_CWRR = .true. activates the hydrological soil freezing module with one of the following options :

- **OK_GEL_THD = .true.:** thermodynamical diagnostic of the soil liquid water content, based on Fuchs et al. (1978).

- **OK_GEL_THERMOSOIL=.true.:** fractional liquid water content varies linearly from 1 to 0 when temperature goes down from 273 to 271 K. The flag's name originates from the analogy to the frozen fraction diagnosed in thermosoil.f90.

New variables

- **temp_hydro:** temperature on the hydrological levels (nslm=11)
- **profil_froz_hydro:** $(mc_ice - mcr) / (mc_tot - mcr)$, where mc=moisture content
- **profil_froz_hydro_ns:** the same, but per soiltile.
- **kk_moy:** mean hydraulic conductivity of the layer (i.e. averaged on soiltiles)
- **kk** (local variable)

Principle

The following developments have been made in hydrol.f90:

- temp_hydro calculation (call calcule_temp_hydro) to know the temperature of each hydrological level.
- in hydrol_soil_coef, the soil hydraulic parameters are calculated with consideration of (even partially) frozen conditions: only the liquid water content is used to calculate the hydraulic conductivities and diffusivities. In this routine, profil_froz_hydro_ns (profil_froz_hydro per soiltile) is calculated; it will be used further in hydrol_soil each time the liquid moisture content is used.
- in hydrol_soil_infilt the hydraulic conductivity used for infiltration calculation is not the mean between the layer's conductivity and the saturated conductivity of the layer above. To limit infiltration under frozen conditions, only the layer's hydraulic conductivity is used. This helped getting reasonable results at Valdaï for instance.
- in hydrol_soil, each time the Richard's equation is solved, only liquid water can move.
- Soil freezing has an impact on plants: only liquid water is available to them, which is translated into the function 'us' in the code.

C.4.2. Corrections et ajouts divers

- **Shumdiag** (calculated in hydrol_soil_diag) is now on the 'diagnostic' axis (index: nbdl) and not on the hydrological axis anymore (index: nslm), as this was a confusion in the original code. This requires the use of a function 'calcule_frac_hydro_diag' (called in hydrol_init).
- An '**shumdiag_perma**' can be calculated if the flag: OK_SHUMDIAG_PERMA is activated, which is by default the case. The original shumdiag is the saturation degree with reference to the wilting point. The Johansen (1975) formulation used in thermosoil requires the use of a real saturation degree, hence a new variable:

shumdiag_perma = mc (liq+ice)/mcs. Thermosoil could be called with shumdiag_perma as an argument instead of shumdiag, although it is not done in ORCHIDEE_HIGH_LAT where both arguments are passed.

- The subgrid hydrological processes are computed on “**soiltiles**”, which are soiltype fractions (in order: coarse, medium and fine) derived from the **vegetation map**. This is done this way in the Orchidee-LMD branch and has been implemented in ORCHIDEE_HIGH_LAT as the way the multi-layered hydrology has evolved since P. de Rosnay PhD thesis. Soiltiles are calculated in slowproc.f90.
- D’Orgeval (2006) suggested the use of an **extinction coefficient** (*ext_coef*) of 3 (instead of the original 0.5 value) for temperate and boreal regions, in line with his introduction of a bare soil fraction (*frac_bare*) for each PFT, on which bare soil evaporation is computed. Maintaining the default value of 0.5 with this new development lead to extreme evaporation. This modification was performed in ORCHIDEE_HIGH_LAT.
- A **temperature correction** is performed at the end of the thawing of a soil layer to ensure that the same amount of latent energy released during freezing is consumed during thawing. Latent energy is indeed by default not conserved over freezing-thawing cycles due to the approximations of the numerical thermal scheme with apparent heat capacity (see Gouttevin et al., 2012a). Over a seasonal freezing-thawing cycle, the latent heat error can amount up to 2.E6J for the first meter of the soil, ie an error of about 6kg water phase change (simulations at Chokudakh, Siberia, 2000). When more (resp. less) E is consumed during thawing than was released during freezing in the model, it means that this energy unduly helped thawing instead of warming (resp. unduly warmed up instead of thawing). The calculated E excess (resp. default) is thus used to warm (resp. cool) temperatures just after thawing in if the flag ‘**OK_ECORR**’ activated. To avoid huge temperature jumps the warming is limited to 0.5K per time-step while the cooling is bounded by the freezing point. This correction is easy to apply in the ORCHIDEE_HIGH_LAT version because snow layers are out of the ground and thus the depth and thickness of the ground layers do not change anymore. The layer’s initial latent energy is either read in the restart file or calculated based on the layer’s temperature when the code first runs through thermosoil_getdiff.
- Due to the difficulty of getting proper snow cover depth and duration at high latitudes when using the original snow albedo parameterization from Chalita (1992), we implemented in constantes_veg.f90 a new set of snow-surfaces albedos (see **Chapter 4** of this manuscript): snowa_ini_HIGH_LAT and snowa_dec_HIGH_LAT; the use of those parameters is governed by the flag ‘**ALB_HIGH_LAT=y**’, read in condveg.f90.
- A change in vegcorr (constants_veg.f90) for olsontype=20 (now corresponding to PFT7) and olsontype=81 (now corresponding to PFT8) was agreed upon after discussions with N. Viovy.

C.4.3. Perspectives

There are no more hard prospects for the hydrological freezing module itself. Prospects rather concern the integration of the **full LMD-hydrology** (especially reinf_slopes & floodplains, which have been abandoned here): after the recent merge of this LMD-hydrology into the standard ORCHIDEE version, creating the trunk_hydro branch, a revision of the ORCHIDEE_HIGH_LAT hydrological scheme might update some processes.

Using a realistic **porosity** in the thermal scheme of ORCHIDEE_HIGH_LAT, as underlined by this manuscript, should definitely be considered. The development prospects mentioned in **Chapter 6** of this manuscript are relevant for ORCHIDEE_HIGH_LAT and won't be repeated here.

C. 5. Perspectives générales pour ORCHIDEE_HIGH_LAT

L'utilisation d'ORCHIDEE_HIGH_LAT requiert des **tests préalables de la cohérence des différents développements en termes de résultats** : en particulier, la calibration des **fonctions de respiration** du carbone, la formulation du **stress hydrique**, et le diagnostic de la **fraction saturée de chaque maille** (cf. C.2.3.) pourraient nécessiter des révisions pour adaptation à l'hydrologie multi-couches.

La mise en cohérence **des deux modes de calcul des émissions de méthane** des sols, l'intégration progressive **des derniers développements d'ORCHIDEE relatifs aux hautes latitudes** (Wang et al., in prep ; correction de la sublimation et de la porosité proposées dans ce manuscrit), et de l'hydrologie complète de la **branche trunk_hydro** constituent les perspectives d'évolution à court terme d'ORCHIDEE_HIGH_LAT.

A plus long terme, cette version est destinée à concentrer l'ensemble des développements d'ORCHIDEE aux hautes latitudes, dont les aspects prioritaires ont été détaillés au **Chapitre 6** de ce manuscrit.

Annexe D

Protocole de simulation « temps-présent » du cycle du carbone aux hautes latitudes avec ORCHIDEE

D.1. Introduction

Ce protocole a été développé à des fins de représentation réaliste des cycles biogéochimiques dans les régions de pergélisol de l'hémisphère Nord pour la période récente (1960 – 2009, dans le cadre du projet RCN (**Chapitre 5**). Il reprend des éléments du protocole utilisé en section 3.3. (**Chapitre 3**), revus à travers le prisme d'une prise en compte nécessaire de la co-évolution du climat et de la biosphère depuis la période pré-industrielle pour une représentation réaliste des conditions actuelles : ces impératifs étaient absents du cahier des charges des simulations réalisées en 3.3. dans le cadre d'une étude de sensibilité.

D.2. Protocole

Les détails et justifications du protocole adopté figurent dans le tableau **D.1.**, à lire à la lumière des clefs suivantes :

- « Climat random[1900 - 1980] » signifie qu'une succession aléatoire d'années de la période 1900-1980 est utilisée pour le forçage atmosphérique.
- « Climat années froides [1900 - 1980] » signifie qu'une succession aléatoire d'années tirées parmi les 30 années les plus froides la période 1900-1980 est utilisée pour le forçage atmosphérique.
- « Climat [1900 - 1980] » signifie qu'un forçage climatique connu pour cette période est utilisé dans son ordre chronologique.
- « CO₂[1765] » signifie : utilisation de la concentration en CO₂ de l'année 1765.
- « CO₂[1765 → 1900] » signifie que l'évolution de la concentration en CO₂ entre les années 1765 et 1900 est prise en compte.

Dans son élaboration, ce protocole a tenu compte des limitations suivantes imposées par l'état de l'art des sciences du climat et du développement d'ORCHIDEE.

- absence de reconstitution d'un forçage atmosphérique satisfaisant pour les périodes antérieures à 1900.
- absence d'options d'initialisation du carbone des sols d'ORCHIDEE en cohérence avec le climat préindustriel aux hautes latitudes.

Par ailleurs, il peut s'avérer utile de **sauvegarder la/les séquences d'années aléatoires** utilisées comme forçage atmosphérique sur les différentes phases de la simulation afin de permettre la reproductibilité des résultats.

Phase	Durée	Modules (configuration)	Climat/CO ₂	Objectif
PHASE 0	3 yrs	SECHIBA (<i>ok_co2=.true., stomate_watchout=.true.</i>)	Climat random[1900-1980] / CO ₂ [1765]	Initialisation des variables de STOMATE grâce à l'option <i>stomate_watchout</i> .
PHASE 1	200 yrs	SECHIBA + STOMATE	Climat random[1900-1980] / CO ₂ [1765]	Formation des réservoirs de carbone de la végétation (« les bébé-forêts poussent! »)
PHASE 2	100 yrs	SECHIBA + STOMATE (<i>stomate_Cforcing_file</i> renseigné)	Climat random[1900-1980] / CO ₂ [1765]	Une fois la végétation cohérente, on peut créer, pour les conditions climatiques temps-présent, un fichier de forçage pour le module de carbone simplifié forcesoil . L'idée est d'utiliser pour ce module un forçage moyen créé sur une centaine d'années de simulations, pour s'affranchir de la non-représentativité d'une seule année de forçage.
PHASE 3	10 000 yrs	10 itérations de la sequence : - 975 yrs FORCESOIL - 25 yrs SECHIBA+STOMATE	Climat random[1900-1980] / CO ₂ [1765]	Constitution des stocks de carbone du sol des hautes latitudes . L'interaction du cycle du carbone avec les cycles hydrologique et thermique des sols (Chapitres 1, 3) impose d'entrecouper module de carbone simplifié forcesoil de séquences de ré-équilibre SECHIBA+STOMATE. Les 15 dernières années de ce ré-équilibre sont utilisées pour créer un nouveau forçage moyen pour forcesoil.
PHASE 4	136 yrs (1765 – 1900)	SECHIBA + STOMATE	Climat années froides [1900-1980] / CO ₂ [1765 → 1900]	Simulation de la période 1765 – 1900 . Pour représenter la fin du petit âge glaciaire aux hautes latitudes dans cette période, une sélection aléatoire des 30 années les plus froides de la période 1900 -1980 est utilisée dans cette séquence, alors que l'évolution de la concentration en CO ₂ atmosphérique sur cette période est prise en compte.
PHASE 5	110 yrs (1901 – 2009)	SECHIBA + STOMATE	Climat [1901-2009] / CO ₂ [1901 → 2009]	Simulation de la période 1901-2009 , où des reconstitutions de forçages atmosphériques existent et le forçage en CO ₂ est connu.

Tableau D.1. Protocole de simulation « temps-présent » du carbone des hautes latitudes.

Annexe E

Guide de prise en main d'ORCHIDEE_HIGH_LAT – driver de N. Viovy

E.1. Fonctionnement général et modifications liées au driver de N. Viovy

- Avec le driver de N. Viovy, la partie **ORCHIDEE** reste globalement inchangée mais **des routines de lecture de cartes de paramètres** (type `slowproc_soilt`) doivent être commentées car elles sont remplacées par des routines écrites en langage C et placées dans le répertoire `ORCHIDEE_OL/2d_accessoires`. Le module **intersurf.f90**, qui faisait le lien entre l'ancien driver et ORCHIDEE, disparaît : ORCHIDEE (routine `sechiba_main`) est directement appelé par le driver de N. Viovy. La **définition des variables de sortie** du modèle et de **leurs axes**, auparavant effectuée par `intersurf.f90` (routines `histvert`, `histdef`), est à présent réalisée par le programme principal du driver, **orchidee.c** ; cette définition utilise un fichier **.stomvar** qui doit être placé dans le répertoire de la simulation et contient les caractéristiques (unités, axes..) des variables.
- La partie **ORCHIDEE_OL** contient le programme principal du driver, **orchidee.c**, qui lit le forçage atmosphérique et le transmet à ORCHIDEE. `orchidee.c` lit une partie des détails de la configuration de la simulation, qui doivent figurer dans un fichier de configuration **paramspin_init**, placé dans le répertoire de la simulation. En particulier, les variables dont on souhaite connaître les valeurs simulées doivent être renseignées dans la rubrique **HISTORY**. ORCHIDEE_OL contient des répertoires renfermant les routines en C de lecture de cartes de forçage et d'interfaçage C-fortran 90. L'appel à ORCHIDEE se fait via la routine **sechiba_top** d'`orchidee.c`.

Les détails de ce fonctionnement sont illustrés par la **Figure E.1.**, tandis que les principales actions d'`orchidee.c` sont énumérées **Figure E.2.**

E.2. Compilation

```
cd ORCHIDEE_OL
make -f Makefile.tit
```

Cette compilation crée un exécutable **orchideet**.

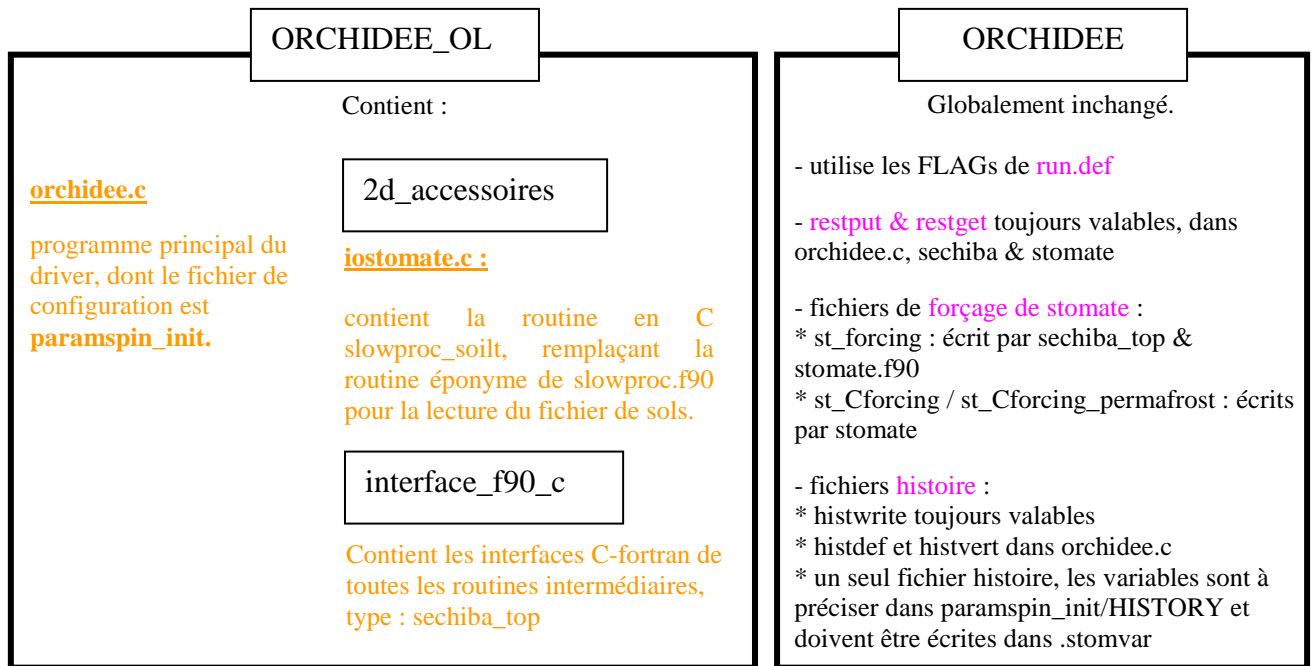


Figure E.1. Fonctionnement général d'ORCHIDEE avec le driver de N. Viovy.

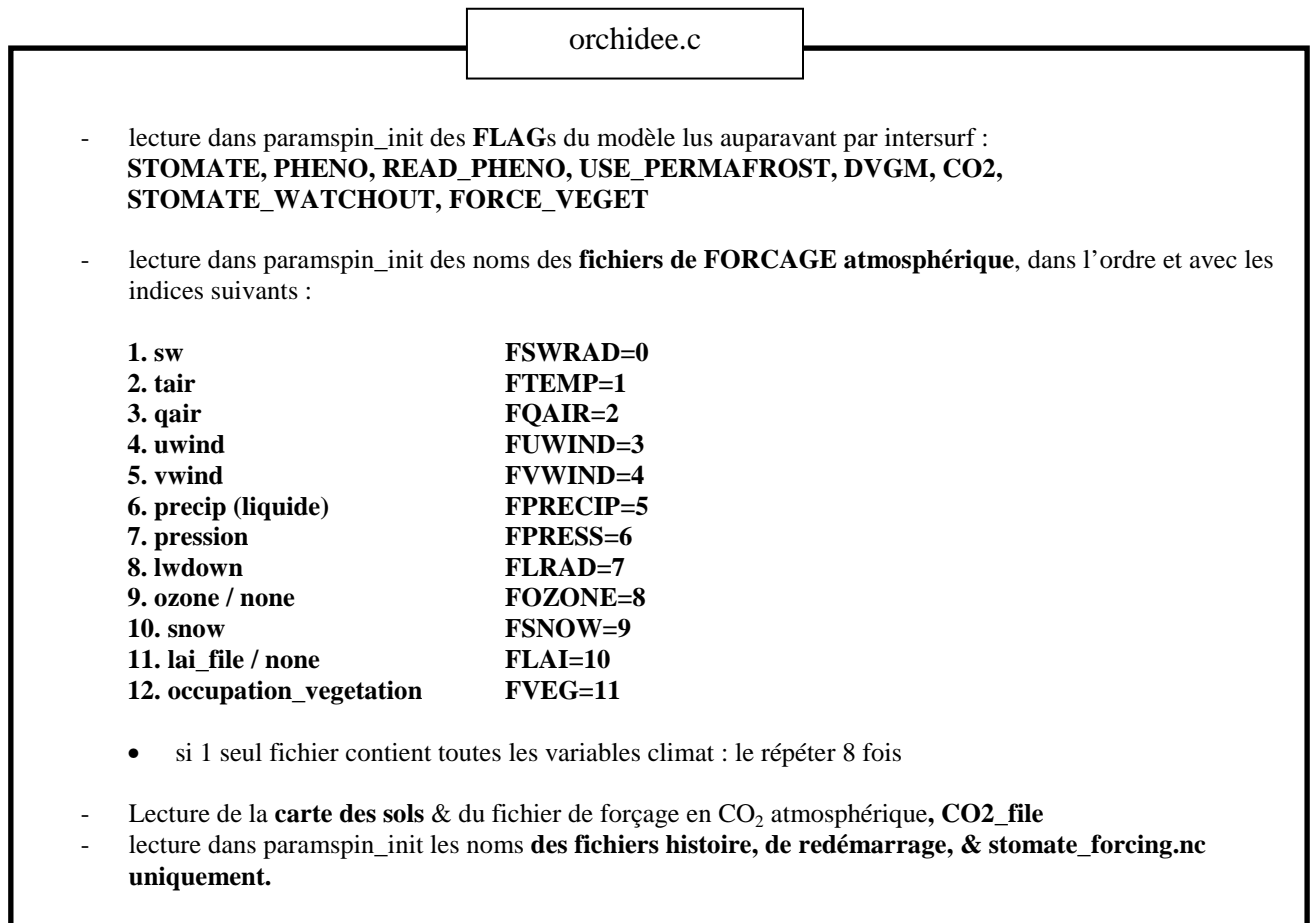


Figure E.2. Actions réalisées par **orchidee.c**.

E.3. Lancement d'une simulation

Le répertoire de la simulation doit contenir :

- run.def (configuration de sechiba/stomate)
- paramspin_init (configuration d'orchidee.c)
- .stomvar (variables susceptibles d'être écrites par histwrite)
- orchideet (l'exécutable, ou un lien vers lui)

Configuration :

La configuration de la simulation s'effectue via paramspin_init et run.def.

Ordre de lancement :

- time mpirun orchideet paramspin_init 1 ./st_forcings > orchidee_out

Entête d'un job titane :

```
#####
## TITANE CEA ##
#####
#MSUB -r test_viovy # nom de la requête
#MSUB -o out_32proc # nom du fichier de sortie
#MSUB -e out_32proc # nom du fichier de sortie
#MSUB -eo
#MSUB -n 32 # nombre de processeurs réservés pour le job
#MSUB -T 86300 # Limite temps (en secondes)
#MSUB -p gen2212
#
date
set -x
#####
```

E.4. Post-traitement

La plupart des programmes de post-traitement mentionnés ont été écrits par N. Viovy et sont disponibles sur demande.

Assemblage des fichiers histoire

- Si OUTPUT = sech_hist.nc dans paramspin_init, avec n processeurs, on obtient en sortie n fichiers nommés sech_hist@00x#000x.nc, pour x allant de 0 à $n-1$.
- L'assemblage de ces fichiers est réalisé par le programme *C assemblecdf.c*.
Commande d'exécution : **assemblecdf.e sech_hist**
Fichier de sortie : **sech_hist.nc**, en points de terre.

Visualisation 2D des sech_hist.nc

- programme *extractchampslin*
- commande : ***extractchampslin*** (programme interactif)

Assemblage des fichiers de redémarrage

orchidee.c redémarre à partir des fichiers de redémarrage écrits pour chaque processeur, du type : *sech/stom_rest@00x#000x.nc*. **Il ne faut donc pas les assembler pour faire redémarrer le modèle !**

Si on souhaite les assembler à d'autres fins, les commandes appropriées sont :

- *rename_sechrest.sh ; assemblerstartt sech_rest*
- *rename_stomrest.sh ; assemblerstartt stom_rest*

E.5. Fonctionnement et utilisation du module de carbone simplifié forcesoil*Fonctionnement*

La version ORCHIDEE_HIGH_LAT comprend le module de carbone simplifié *forcesoil_permafrost*, qui intègre dans *forcesoil* les développements de C. Koven.

Le fonctionnement de ce module, similaire à celui de *forcesoil*, est illustré en **Figure E.3**. Ce module **n'est pas parallélisé** et est configuré par un fichier **run .def**.

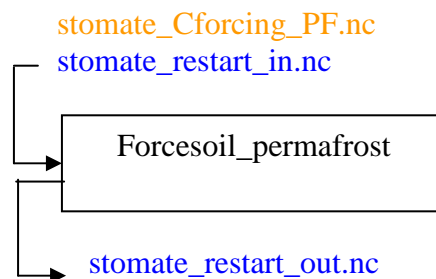


Figure E.3. Fonctionnement de *forcesoil_permafrost*. *Forcesoil_permafrost* utilise un fichier de forçage écrit par *stomate.f90* : *stomate_Cforcing_PF.nc*. Ce fichier contient toutes les informations nécessaires au calcul de l'évolution des stocks de carbone du sol dans les conditions de climat et végétation de l'année / des années que *stomate* a simulées. Ces informations comprennent la production des écosystèmes, la neige, humidité et température du sol en profondeur et en surface, le couvert végétal. L'état initial est fourni par le fichier de redémarrage de *stomate* : *stomate_restart_in.nc*. L'application du module *forcesoil_permafrost* a pour effet de créer un nouvel état de redémarrage pour *stomate* : *stomate_restart_out.nc*

Intégration de forcesoil_permafrost avec le driver de N. Viovy

Forcesoil_permafrost est un module extrêmement léger destiné à la simulation des stocks de carbone sur plusieurs milliers d'années : ses performances numériques conviennent à notre utilisation (**Tableau 5.2.**).

La mise en compatibilité du module avec ORCHIDEE_HIGH_LAT utilisant le driver de N. Viovy a toutefois supposé quelques adaptations, liées à l'écriture de forçages pour le module forcesoil_permafrost :

- le fichier **stomate_Cforcing_PF.nc** est à présent traité de la même façon que stomate_Cforcing.nc, ie : **écrit par stomate, et géré en partie par le driver de N. Viovy.**
- le nom « stomate_Cforcing_PF.nc » est codé en dur dans orchidee.c, qui pour n processeurs renomme les n fichiers de forçage sous la forme : stomate_Cforcing_PF@000x#00x.nc, où x va de 0 à $n-1$. Aucun nom de fichier (stomate_forcing.nc, stomate_Cforcing.nc ou stomate_Cforcing_PF.nc) ne doit être donné dans le run.def (sinon, le driver n'écrit qu'un seul fichier comportant $1/n$ des points).

Fonctionnement intégré d'une simulation ORCHIDEE – forcesoil

Pour combiner le caractère parallèle d'ORCHIDEE_HIGH_LAT et le caractère non-parallèle de forcesoil_permafrost, l'option simple retenue a été de faire tourner autant de simulations de forcesoil_permafrost que de processeurs utilisés pour ORCHIDEE_HIGH_LAT.