

Rapport de stage de fin d'études numéro 869

Carole LABADIE et Emilie MALLET

Janvier - Juin 2003

Remerciements

Nous tenons tout d'abord à exprimer notre gratitude envers Yves Delage et Stéphane Bélair grâce à qui ce projet a pu aboutir, pour leur encadrement, leurs nombreux conseils, leur implication ainsi que tout le temps qu'ils ont accepté de nous consacrer.

Nous remercions Jean-François Mahfouf pour les réponses qu'il nous a apportées.

Nous remercions également l'équipe en charge de l'informatique pour leur aide précieuse.

Nous tenons par ailleurs à remercier l'ensemble du département Recherche en Prévision Numérique du Service Météorologique du Canada pour leur accueil chaleureux ainsi que leur constante gentillesse.

Nous tenons à exprimer notre reconnaissance envers Joël Noilhan qui a accepté d'être notre parrain au sein de Météo-France.

Nous remercions enfin Dominique Giard et Florence Habets pour la pertinence de leurs renseignements ainsi que la rapidité avec laquelle elles nous les ont faits parvenir.

Table des matières

Remerciements	1
Introduction	5
1 Présentation Générale	7
1.1 La recherche en prévision numérique au Service Météorologique du Canada (SMC)	7
1.2 Introduction aux modèles de surface	7
1.3 Théorie des modèles de surface	8
1.3.1 Conservation de l'énergie	8
1.3.2 Conduction thermique dans le sol	8
1.3.3 Transfert d'humidité dans le sol	9
2 Modèle de surface ISBA	10
2.1 Principe du modèle	10
2.2 Modélisation du sol	11
2.3 Caractéristiques thermiques	11
2.4 Caractéristiques hydriques	13
2.4.1 Le sol	13
2.4.2 La végétation	14
2.5 Traitement de la neige	14
2.6 Description de mécanismes supplémentaires nécessaires à la compréhension de l'étude	16
2.6.1 Le ruissellement	16
2.6.2 Le drainage	17
2.6.3 L'évapotranspiration	18
3 Modèle de surface CLASS	21
3.1 Principe du modèle	21
3.2 Modélisation du sol	21
3.3 Caractéristiques thermiques	22
3.4 Caractéristiques hydriques	23
3.5 Traitement de la neige	24
3.6 Modélisation de la végétation	24
3.7 Description de mécanismes supplémentaires nécessaires à la compréhension de l'étude	24

3.7.1	L'infiltration de l'eau dans le sol	24
3.7.2	Le ruissellement	25
3.7.3	Le drainage	25
3.7.4	L'évapotranspiration	25
4	Contexte expérimental	28
4.1	Le modèle atmosphérique GEM	28
4.1.1	Le modèle GEM	28
4.1.2	La version régionale du GEM	29
4.2	Modes de fonctionnement des modèles de surface	29
4.2.1	Mode IN LINE : modèle opérationnel	29
4.2.2	Mode OFF LINE : méthode employée pour les expériences	30
4.3	Description des expériences	31
4.3.1	Période et domaine d'étude	31
4.3.2	Sélection des sorties des modèles de surface à analyser	32
4.3.3	Difficultés rencontrées	32
5	Analyse et interprétation des résultats	33
5.1	Modifications apportées aux modèles	33
5.2	Evolution des paramètres hydriques	35
5.2.1	Analyse de l'équilibre du bilan hydrique	35
5.2.2	Ruissellement et drainage	35
5.2.3	Masse de neige	38
5.2.4	Contenus en eau du sol	40
5.3	Evolution des paramètres thermiques et énergétiques	42
5.3.1	Bilan énergétique	42
5.3.2	Etude des composantes du bilan énergétique	42
5.3.3	Evapotranspiration totale	44
5.3.4	Flux solaire réfléchi par la surface	48
5.3.5	Températures radiatives	49
	Conclusion	50
A	Listes des variables utilisées pour décrire la théorie sur laquelle sont fondés les modèles de surface	53
B	Listes des variables utilisées pour décrire le modèle ISBA	54
C	Listes des variables utilisées pour décrire le modèle CLASS	58
D	Classification de la végétation et du sol pour le modèle GEM	60
E	Liste des variables d'entrée pour les modèles CLASS et ISBA	61
F	Liste des variables de sortie pour les modèles CLASS et ISBA	64
G	Synthèse des différences entre ISBA et CLASS	67

<i>TABLE DES MATIÈRES</i>	4
H Calcul du contenu en eau	70
Table des figures	72
Liste des sigles	73
Bibliographie	74

Introduction

En raison de l'influence toujours plus grande des conditions météorologiques sur les populations, que ce soit lors de phénomènes intenses ou dans la vie quotidienne, les centres météorologiques doivent constamment améliorer les prévisions du temps qu'ils fournissent.

En particulier, il apparaît que l'amélioration des prévisions des phénomènes atmosphériques nécessite une meilleure représentation des phénomènes de surface. C'est pourquoi, de nombreux centres météorologiques nationaux développent des schémas modélisant cette dernière.

Ainsi, le **S**ervice **M**étéorologique du **C**anada (**SMC**) dispose de deux modèles de surface. L'un d'eux est une adaptation du modèle de surface **ISBA** (**I**nteractions **S**ol-**B**iosphère-**A**tmosphère) développé à Météo-France. Il est actuellement implanté au sein du modèle numérique de prévision régional canadien. Le deuxième modèle, **CLASS** (**C**anadian **L**and **S**urface **S**cheme), a été développé au SMC. Il est actuellement couplé au modèle de circulation générale du **C**entre **C**anadien de la **m**odélisation et de l'**a**nalyse du **C**limat (**CCmaC**).

Les modèles de surface ISBA et CLASS font tous les deux partie de programmes de comparaison de modèles tels que le projet **PILPS** (**P**roject for **I**ntercomparison of **L**and-**S**urface **P**arameterization **S**chemes). Il s'agit de programmes ayant pour but d'améliorer la modélisation des surfaces continentales, en particulier en ce qui concerne les échanges entre la surface et l'atmosphère, en terme d'hydrologie ou d'énergie.

Ces projets consistent fréquemment à comparer entre elles les prévisions obtenues à partir des différents modèles de surface impliqués, mais aussi à les confronter aux données observées. Pour ce faire, les études sont menées en un point précis de manière à avoir accès à suffisamment d'observations archivées, ce qui limite spatialement la comparaison.

L'intérêt de notre étude réside donc dans la comparaison des modèles de surface CLASS et de la version d'ISBA disponible au SMC sur un domaine correspondant à l'Amérique du Nord.

Cette confrontation porte sur une période de onze mois, c'est-à-dire du 1er mai 2002 au 31 mars 2003. Elle doit ainsi permettre d'aborder les différences dues au traitement original de chaque modèle en ce qui concerne les caractéristiques de chaque saison, telles que la fonte de la neige au printemps ou encore le gel du sol en hiver.

Les résultats et les analyses que nous avons effectuées sont exposés dans le présent rapport. La première partie consiste en une présentation générale du service où s'est déroulé notre stage d'approfondissement, ainsi que du principe général des modèles de surface et de la théorie sur laquelle ils sont fondés.

Dans les deuxième et troisième parties, nous avons décrit le principe des deux modèles de surface étudiés. De plus, la version d'ISBA de Météo-France différant de celle disponible au SMC, il nous a semblé intéressant de confronter leurs caractéristiques.

Le contexte de notre étude est ensuite exposé au sein d'une quatrième partie. Celle-ci comprend la description du modèle de prévision numérique à partir duquel sont obtenues les données de forçage atmosphérique, ainsi que le principe des expériences.

Enfin, les résultats de la comparaison que nous avons effectuée sont présentés dans une cinquième et dernière partie. Celle-ci comprend une description des modifications apportées aux modèles lors de notre étude, suite à la mise en évidence d'anomalies au cours de l'analyse des résultats. Nous y présentons également les différences entre les deux modèles qui ont été révélées par les expériences. Enfin, nous exposons les hypothèses que nous avons émises quant aux causes de ces dernières.

Chapitre 1

Présentation Générale

Dans un premier temps, nous allons présenter le service où notre stage d’approfondissement s’est déroulé. Dans un deuxième temps seront introduits les modèles de surface, ainsi que les bases théoriques sur lesquels ils reposent.

1.1 La recherche en prévision numérique au Service Météorologique du Canada (SMC)

Notre stage d’approfondissement s’est déroulé au sein du département de **R**echerche en **P**révision **N**umérique (**RPN**), situé dans le même bâtiment que le **C**entre **M**étéorologique **C**anadien (**CMC**), à Dorval (Québec).

L’objectif premier du RPN consiste à améliorer la prévision numérique fournie par les modèles opérationnels. Le principal d’entre eux est le modèle de prévision numérique du temps opérationnel **GEM** (**G**lobal **E**nvironmental **M**ultiscale). Il est utilisé :

- à résolution uniforme en ce qui concerne la prévision globale à moyenne échéance ;
- à résolution variable dans le cas de la prévision à courte échéance sur l’Amérique du Nord.

Le but du RPN réside donc dans le perfectionnement des modèles existants, que ce soit afin de mieux représenter certains phénomènes, ou de manière à en optimiser le fonctionnement. Lui incombe également la modification de modèles préexistants afin de les adapter aux caractéristiques de la région (comme ce fut le cas avec **ISBA** en ce qui concerne la modélisation de la neige). De même, de nouveaux modèles peuvent être élaborés au SMC, comme par exemple le modèle **CLASS**.

Les modèles de surface font donc partie des axes de recherche du RPN. Il s’agit maintenant de présenter le principe général de ces derniers.

1.2 Introduction aux modèles de surface

Dans le contexte de la modélisation de l’atmosphère, il est important de prendre en compte les échanges énergétiques et hydriques entre le sol et l’atmosphère. En effet, ceux-ci jouent un rôle primordial sur le comportement de celle-ci, tant à l’échelle synoptique qu’à méso-échelle.

Afin d'offrir la meilleure représentation possible de ces échanges, il est nécessaire d'avoir accès à une description détaillée de la surface (végétation, contenu en eau du sol, température de surface, etc...). Ainsi, les paramètres de surface vont pouvoir influencer ceux de l'atmosphère en leur imposant des conditions aux limites.

Pour répondre à ces besoins, de nombreux modèles de surface ont été développés. Ces modèles sont de type Transfert Sol Végétation et Atmosphère (**SVAT - Surface-Vegetation-Atmosphere Tranfert**) et sont couplés avec un modèle atmosphérique. Nous allons en particulier étudier et comparer deux d'entre eux : il s'agit du modèle canadien CLASS et du modèle français ISBA.

Le modèle canadien n'étant pas encore opérationnel en ce qui concerne la prévision, c'est actuellement le modèle ISBA qui est implanté au sein du modèle de prévision numérique régional canadien. CLASS est à l'origine destiné à servir de schéma de surface pour les modèles climatiques, tandis qu'ISBA, qui est un modèle plus simple, est mieux adapté aux modèles météorologiques de prévision.

Dans les chapitres suivants, nous allons effectuer une description de ces schémas de surface.

Nous allons à présent exposer brièvement les supports théoriques sur lesquels s'appuient ces deux schémas.

1.3 Théorie des modèles de surface

En dépit des différences de traitement propres à chaque modèle, les schémas de surface sont fondés sur la même conception théorique (Slater, 1996).

1.3.1 Conservation de l'énergie

Le couplage entre atmosphère et surface est en partie fondé sur la conservation de l'énergie à l'interface terre-atmosphère, dont l'équation est présentée ci-dessous :

$$R_n = H + LE + G_0 \quad (1.1)$$

avec,

- R_n , rayonnement net à la surface ($W.m^{-2}$);
- H , flux de chaleur sensible ($W.m^{-2}$);
- LE , flux de chaleur latente ($W.m^{-2}$);
- G_0 , flux de chaleur dans le sol à l'interface surface-atmosphère ($W.m^{-2}$).

1.3.2 Conduction thermique dans le sol

La plupart des schémas de surface sont de conception unidimensionnelle. Dans ce cas, le traitement de la température est fondé sur l'équation d'évolution de la température à une dimension suivante :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{C} \frac{\partial G}{\partial z} + S_T \quad (1.2)$$

avec,

- T , température du sol (K);
- C , capacité calorifique volumique du sol ($J.K^{-1}.m^{-3}$);
- G , flux de chaleur vertical dans le sol ($W.m^{-2}$);
- z , profondeur considérée (m);
- S_T , terme puits ($K.s^{-1}$).

Le flux de chaleur G suit la relation :

$$G = -K_s \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1.3)$$

où K_s représente la conductivité thermique du sol ($W.m^{-1}.K^{-1}$).

En reportant l'équation (1.3) dans (1.2), on obtient l'équation pronostique pour la température dans le sol :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{C} \frac{\partial}{\partial z} \left(K_s \frac{\partial T}{\partial z} \right) + S_T \quad (1.4)$$

1.3.3 Transfert d'humidité dans le sol

Le fondement théorique de l'équation de conservation de l'humidité du sol à une dimension est le suivant :

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial Q}{\partial z} + S_W \quad (1.5)$$

avec,

- W , contenu en eau volumique du sol ($m^3.m^{-3}$);
- ρ_w , masse volumique de l'eau ($kg.m^{-3}$);
- Q , flux vertical d'eau dans le sol ($kg.s^{-1}.m^{-2}$);
- S_W , terme puits ($m^3.m^{-3}.s^{-1}$).

Le flux vertical d'eau dans le sol Q suit la loi de Darcy :

$$Q = -K_w \rho_w \frac{\partial(\Psi + z)}{\partial z} \quad (1.6)$$

où K_w représente la conductivité hydraulique du sol (exprimée en $m.s^{-1}$) et Ψ (exprimé en m) permet de prendre en compte la force de capillarité.

En reportant (1.6) dans (1.5), on obtient l'équation de diffusion de l'humidité dans le sol :

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_w \frac{\partial(\Psi + z)}{\partial z} \right) + S_W \quad (1.7)$$

Les différentes variables utilisées dans cette description sont rappelées en annexe A.

Chapitre 2

Modèle de surface ISBA

Le modèle ISBA est un schéma de surface décrivant les échanges d'eau et de chaleur entre l'atmosphère de basse couche, la végétation et le sol. Il a été développé dans les années 1980 par Météo-France et est actuellement couplé au modèle de prévision numérique du temps opérationnel **ARPEGE** (**A**ction de **R**echerche **P**etite **E**chelle **G**rande **E**chelle) ainsi qu'avec le modèle climatique ARPEGE CLIMAT. Il est également couplé au modèle de recherche non hydrostatique **Méso-NH** (**Méso**-échelle **N**on **H**ydrostatique) et fait encore l'objet de tests de validation en vue de son amélioration. La version du modèle que nous allons étudier est une version modifiée par rapport à celle de Météo-France, permettant de répondre aux besoins du CMC.

Dans ce paragraphe, nous allons donc, tout d'abord, décrire le modèle ISBA tel qu'il est utilisé opérationnellement à Météo-France (Giard et Bazile, 2000), puis, nous préciserons les modifications effectuées pour adapter ce schéma de surface à l'Amérique du Nord (Bélaïr et al., 2003, a et b).

Chaque variable utilisée pour décrire le schéma de surface ne sera explicitée qu'une seule fois, c'est pourquoi la liste de ces variables, ainsi que leur définition détaillée, est disponible en annexe B.

2.1 Principe du modèle

Le schéma de surface ISBA calcule l'évolution des variables de surface (*i.e.* température et humidité), les flux d'énergie de surface et les échanges de chaleur et d'eau entre les interfaces sol-végétation-atmosphère. Il comprend également des paramétrisations permettant de garder le moins de paramètres possible, tout en décrivant au mieux la physique du système afin de préserver une conservation de l'énergie et de l'eau en surface qui soient fiables.

Les variables modèle sont alors estimées sur deux couches (une couche de surface et une couche profonde), en utilisant une paramétrisation basée sur la technique «*force restore*» (Blackadar, 1976; Deardorff, 1977), qui consiste à effectuer un rappel des valeurs des paramètres de la première couche vers celles de la deuxième.

On distingue au sein de ce schéma deux classes de paramètres :

- les **paramètres primaires**, qui correspondent à la distribution spatiale des types dominants de sol et de végétation ;
- puis les **paramètres secondaires**, qui sont destinés à décrire les propriétés physiques de chaque type de sol et de végétation.

En effet, les propriétés thermo-hydriques du sol dépendent de la nature et du contenu en eau de celui-ci ; il est également important de représenter la faible inertie thermique de la végétation et sa capacité à re-évaporer directement la pluie ou la rosée ainsi qu'à évaporer l'eau du sol par transpiration, deux processus qui sont généralement plus efficaces que l'évaporation à la surface du sol.

En ce qui concerne les caractéristiques de la maille, les points de grille sont indépendants les uns des autres, il n'y a donc pas de transfert latéral d'eau ou d'énergie.

2.2 Modélisation du sol

Les variables pronostiques sont évaluées pour deux réservoirs : le sol superficiel et le sol profond.

Le **sol superficiel** vise à prendre en compte les évolutions rapides des variables de surface et notamment les changements diurnes de température au sol. Il s'agit d'une fine couche de quelques millimètres qui interagit directement avec l'atmosphère.

Le **sol profond**, quant à lui, sert à faire évoluer les variables sur une profondeur dépendant des types de sol et de végétation, où les procédés sont plus lents. La profondeur de cette couche correspond en fait à la profondeur à laquelle le flux d'humidité dans le sol s'estompe au bout d'une semaine d'intégration environ. Elle est, par conséquent, plus importante que la profondeur des racines et contrôle le ruissellement en profondeur et la variation annuelle des variables.

2.3 Caractéristiques thermiques

En ce qui concerne la température, le réservoir superficiel est une surface englobant le sol, la végétation et la neige, car on ne considère qu'un seul bilan énergétique pour ces trois types de surface.

Les équations pronostiques pour la température du sol superficiel T_s et la température moyenne de surface T_2 sont obtenues par la méthode «*force restore*» (Bhumralkar, 1975 ; Blackadar, 1976). La conduction de chaleur dans le sol profond est ainsi paramétrée par un terme de relaxation de la température de surface vers la température moyenne T_2 .

Version Météo-France

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T[(R_n - H - L_v E) - L_f(M_s - F_w)] - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - T_2) \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_s - T_2) \quad (2.2)$$

avec,

- T_s , température de surface du sol, de la végétation et de la neige (K) ;
- T_2 , température moyenne de surface (K) ;
- C_T , coefficient thermique de surface prenant en compte les effets du sol nu, de la végétation et de la neige ($K.m^2.J^{-1}$) ;

- τ , constante de temps (1 jour);
- R_n , rayonnement net à la surface ($W.m^{-2}$);
- H , flux de chaleur sensible ($W.m^{-2}$);
- L_v , chaleur latente de condensation ($J.kg^{-1}$);
- L_f , chaleur latente de fusion ($J.kg^{-1}$);
- $E = E_g + E_r + E_{tr}$, évapotranspiration totale ($kg.m^{-2}.s^{-1}$), avec
 - E_g , évaporation à la surface d'un sol nu;
 - E_r , évaporation directe de l'eau interceptée par la végétation;
 - E_{tr} , transpiration de la végétation;
- M_s , flux de fonte de la neige ($kg.m^{-2}.s^{-1}$);
- F_w , flux de fusion de la glace ou de congélation de l'eau du sol ($kg.m^{-2}.s^{-1}$). Ce terme est paramétré par l'équation pronostique suivante : $\frac{\partial W_f}{\partial t} = F_w$, où W_f est la quantité totale d'eau gelée dans le sol ($kg.m^{-2}$).

Ainsi, dans le membre de droite de l'équation (2.1), le premier terme entre crochets représente le terme de forçage, incluant les libérations de chaleur latente dus aux changements de phase «*liquide-vapeur*» et «*liquide-glace*», tandis que le second terme est destiné à rappeler T_s vers la température moyenne du sol profond T_2 .

Version du CMC

Dans cette version d'ISBA, on ajoute la possibilité d'un changement d'état «*liquide-glace*» de l'eau dans la neige. Cette eau peut être introduite par les précipitations ou, tout simplement, provenir de la fonte de la neige. Une partie de cette eau est évacuée vers le sol, tandis que l'autre partie reste piégée dans la neige. Lorsque la température redevient négative, cette eau se congèle à l'intérieur de la couche de neige. Autrement dit, on introduit dans l'équation (2.1), un terme de libération de chaleur latente supplémentaire.

$$\frac{\partial T_S}{\partial t} = C_T(R_n - H - L_v E) + C_T L_f (freez_g - melt_g + freez_s - melt_s) - \frac{2\pi}{\tau}(T_S - T_2) \quad (2.3)$$

avec,

- $freez_g$, flux de congélation de l'eau du sol ($kg.m^{-2}.s^{-1}$);
- $melt_g$, flux de fusion de l'eau gelée du sol ($kg.m^{-2}.s^{-1}$);
- $freez_s$, flux de congélation de l'eau contenue à l'intérieur de la couche de neige ($kg.m^{-2}.s^{-1}$);
- $melt_s$, flux de fonte de la neige ($kg.m^{-2}.s^{-1}$).

Le second terme du membre de droite représente ainsi la libération de chaleur latente due au gel ou à la fusion de l'eau et à la fonte de la neige. Cette expression est incluse dans l'équation (2.3) après un premier calcul de la température T_S car les paramètres de ce terme sont évalués en fonction de cette dernière : on gèle l'eau contenue dans le sol ou dans la neige seulement si T_S est négative et on fait fondre l'eau gelée seulement si T_S est positive. La vitesse de fonte ou de gel est déterminée par une constante lors du calcul des flux de changement de phase.

L'équation d'évolution pour la température moyenne T_2 au sein de la version d'ISBA disponible au CMC est identique à l'équation (2.2).

2.4 Caractéristiques hydriques

Les équations pronostiques sont établies pour trois réservoirs : le sol superficiel, le sol profond et un réservoir d'épaisseur très mince défini pour évaluer la quantité d'eau liquide W_r ($kg.m^{-2}$) retenue par le feuillage. En effet, celui-ci intercepte de façon non négligeable les précipitations et la rosée.

Les équations d'évolution des contenus en eau du sol sont dérivées de la méthode «*force restore*» évoquée dans le paragraphe précédent (Deardorff, 1977).

2.4.1 Le sol

Version Météo-France

L'équation suivante est valable pour $0 \leq w_g \leq w_{sat}$:

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1} [(1 - veg)P - E_g + R_{veg} + M_s] - \frac{C_2}{\tau} (w_g - w_{geq}) - \frac{1}{\rho_w d_1} R_{surf} \quad (2.4)$$

L'équation suivante est valable pour $0 \leq w_2 \leq w_{sat}$:

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} [(1 - veg)P - E_g - E_{tr} + R_{veg} + M_s - F_w - R_2] - \frac{C_3}{\tau} (w_2 - w_{fc}) \quad (2.5)$$

avec,

- w_g , humidité volumique du réservoir superficiel ($m^3.m^{-3}$);
- w_2 , humidité volumique du réservoir profond ($m^3.m^{-3}$);
- w_{geq} , humidité volumique du réservoir superficiel à l'équilibre ($m^3.m^{-3}$);
- w_{sat} , humidité volumique à saturation ($m^3.m^{-3}$);
- w_{fc} , humidité volumique correspondant à la capacité au champ ($m^3.m^{-3}$);
- ρ_w , masse volumique de l'eau liquide ($kg.m^{-3}$);
- C_1 , C_2 et C_3 sont des coefficients dépendant de la texture du sol (voir annexe B);
- veg , fraction du couvert végétal;
- P , précipitations ($kg.m^{-2}.s^{-1}$);
- R_{veg} , ruissellement de l'eau interceptée par la canopée ($kg.m^{-2}.s^{-1}$);
- R_{surf} , ruissellement de surface ($kg.m^{-2}.s^{-1}$);
- R_2 , ruissellement du réservoir profond ($kg.m^{-2}.s^{-1}$).

Dans l'équation (2.4), on donne à d_1 , profondeur du réservoir superficiel (m), une valeur arbitraire de quelques millimètres. Le premier terme du membre de droite (entre crochets) représente l'influence des flux atmosphériques de surface, en négligeant les puits d'eau provoqués par l'alimentation des racines. Il prend également en compte d'autres sources, comme le ruissellement de l'eau interceptée par la canopée ou la fonte de la neige. Le second terme représente la diffusion de l'eau dans le sol, proportionnelle à l'écart de l'humidité volumique du sol par rapport à l'équilibre, et le troisième, le ruissellement de surface.

L'équation (2.5) représente le bilan en eau sur le réservoir profond, d'épaisseur d_2 (m). Le premier terme du membre de droite prend en compte les effets dus à la pluie, à l'évaporation et à la transpiration (laquelle provient exclusivement du réservoir w_2 où se situe la zone racinaire), ainsi que le ruissellement du réservoir profond, le ruissellement de l'eau interceptée

par la canopée, la fusion de la glace ou la congélation de l'eau du sol et la fonte de la neige. Le second terme correspond au drainage gravitationnel, il évacue le contenu en eau excédant la capacité au champ en provoquant un ruissellement à la base de la couche profonde.

Version du CMC

Dans la version du CMC, la neige va pouvoir intercepter une partie des précipitations. C'est pourquoi on considère dans les équations (2.6) et (2.7) les fractions de surface recouvertes de neige p_{sng} et p_{snv} .

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = C_1[(1 - veg)(1 - p_{sng})P + (1 - p_{snv})R_{veg} + R_{snow} - E_g - R_{surf}] - \frac{C_2}{\tau}(w_g - w_{geq}) \quad (2.6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} & [(1 - veg)(1 - p_{sng})P + (1 - p_{snv})R_{veg} + R_{snow} + melt_g - freeze_g - E_g \\ & - E_{tr} - R_{surf}] - \frac{C_3}{d_2 \tau} MAX(0, (w_2 - w_{fc})) \quad (2.7) \end{aligned}$$

avec,

- R_{snow} , ruissellement d'eau dû à la fonte de la neige ($kg.m^{-2}.s^{-1}$);
- p_{sng} , proportion de sol nu couverte par la neige;
- p_{snv} , proportion de végétation couverte par la neige.

2.4.2 La végétation

Version Météo-France

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = vegP - (E_v - E_{tr}) - R_{veg} \quad ; \quad 0 \leq W_r \leq W_{rmax} \quad (2.8)$$

avec E_v , évapotranspiration de la végétation ($kg.m^{-2}.s^{-1}$).

On représente ici les sources d'eaux interceptées par la canopée que sont les précipitations. Les puits sont matérialisés par l'évaporation directe et le ruissellement de l'eau interceptée.

Version du CMC

L'équation concernant le réservoir d'eau interceptée par la canopée W_r est identique à l'équation (2.8).

2.5 Traitement de la neige

La neige est un facteur important à prendre en compte lors des échanges entre la surface et l'atmosphère. En effet, sa forte réflectivité peut accroître l'albédo de surface de manière non

négligeable et par là même, modifier considérablement le bilan radiatif. Elle joue également le rôle d'isolant thermique entre le sol et l'atmosphère du fait de sa faible conductivité thermique. De plus, la neige atténue les flux turbulents puisqu'elle diminue la longueur de rugosité de la surface et augmente la stabilité de la couche limite. Enfin, il est nécessaire d'avoir une bonne représentation de ce paramètre car il évolue rapidement.

Version Météo-France

Le réservoir de neige du schéma de surface est un réservoir pour lequel les quantités sont exprimées en équivalent en eau. ISBA calcule l'équivalent en eau de la quantité de neige W_s ($kg.m^{-2}$) contenue dans le réservoir de neige de la façon suivante :

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = P_s - E_s - M_s \quad (2.9)$$

avec,

- P_s , précipitations neigeuses ($kg.m^{-2}.s^{-1}$);
- E_s , sublimation de la neige ($kg.m^{-2}.s^{-1}$).

Le schéma calcule aussi le flux de fonte de la neige M_s , si la température de surface est positive, et corrige également, en cas de présence de neige, l'albédo de surface. Ce dernier est modifié en fonction de la proportion de surface recouverte par la neige, sachant que l'albédo de celle-ci est gardé constant au cours du temps (typiquement égal à 0.7). La densité de la neige est également paramétrée de manière simple puisqu'on la considère constante dans le temps.

Actuellement, une nouvelle paramétrisation de la neige est à l'étude et ce schéma fait partie de la chaîne opérationnelle en double. Cette modélisation introduit comme variable pronostique supplémentaire l'albédo de la neige.

Version du CMC (Bélair et al., 2003, b)

La version d'ISBA adaptée au CMC comprend un réservoir de neige, pour lequel on calcule la masse de neige W_s ($kg.m^{-2}$), les flux de fonte de la neige ou de congélation de l'eau contenue dans la neige ($melt_s$ et $freez_s$), ainsi que les ruissellements d'eau dus à la fonte R_{snow} et la quantité d'eau liquide contenue dans la neige W_L ($kg.m^{-2}$). La masse de neige du réservoir est obtenue à partir de l'équation d'évolution suivante :

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = P_s - E_s + freez_s - melt_s \quad (2.10)$$

W_s et W_L sont des variables pronostiques. ISBA calcule également deux autres variables pronostiques : l'albédo α_s et la densité relative de neige ρ_s . Ces deux variables sont calculées selon des formules établies par Verseghy (1991). L'albédo diminue linéairement (si la neige ne fond pas) ou exponentiellement (si la neige fond) avec le temps. La densité relative de neige augmente avec le poids de celle-ci, par effet de gravité, et est plus faible si la neige est fraîche.

2.6 Description de mécanismes supplémentaires nécessaires à la compréhension de l'étude

2.6.1 Le ruissellement

La version du ruissellement qui est utilisée pour ISBA à Météo-France est assez différente de celle appliquée au SMC.

Version Météo-France (Documentation scientifique «Paramétrisations physiques ARPEGE - ALADIN», version cycle 18, 1999)

Le principe est d'utiliser les trois réservoirs concernés (sol superficiel, sol profond et végétation). Le contenu d'un réservoir augmente (ou diminue) en fonction des flux d'eau qui atteignent sa surface. Les flux «source» sont, par exemple, les précipitations, la fonte de la neige, la transpiration (pour la végétation), ou le ruissellement d'un réservoir supérieur. Les flux «puits», quant à eux, peuvent provenir de l'évaporation, du gel de l'eau liquide... On calcule donc la valeur finale du contenu en eau du réservoir $W_{final_{réservoir}}$ en fonction de ces flux, puis on soustrait l'excédent d'eau accumulée en la comparant avec le contenu en eau maximal $W_{max_{réservoir}}$ que peut emmagasiner le réservoir. La différence entre les deux ruisselle :

$$R_{réservoir} = W_{final_{réservoir}} - W_{max_{réservoir}} \quad (2.11)$$

L'évolution du contenu en eau dans les réservoirs est calculé selon un ordre pré-établi. On commence par évaluer les flux d'eau pour le réservoir le plus haut, c'est à dire le réservoir d'interception de la végétation. On calcule ensuite les flux de fonte de la neige, de gel et de fusion de l'eau pour faire évoluer les réservoirs inférieurs. Le réservoir de surface varie en accord avec les précipitations qui atteignent le sol, le ruissellement du réservoir d'interception, la fonte de la neige et également avec le flux d'échange avec le réservoir total. Le ruissellement du réservoir total (ou réservoir profond) inclut le ruissellement du réservoir de surface et prend en compte l'excédent d'eau par rapport à $W_{max_{réservoir}}$, mais aussi le drainage gravitationnel.

Version du CMC (Wood et al., 1992)

Dans cette version, le ruissellement est déduit de la capacité d'infiltration de l'eau dans le sol, prenant en compte l'hétérogénéité de la topographie, du couvert végétal et des sols. En effet, sur de grandes surfaces, on retrouve plusieurs types de sol et par endroits, il est possible que du ruissellement se produise avant que la maille complète ne soit saturée. Le schéma utilisé est donc un schéma de ruissellement sous-maille qui modélise une Capacité d'Infiltration Variable (VIC - Variable Infiltration Capacity scheme). Ce schéma a été décrit par Wood et al. (1992) et s'inspire du modèle de Nanjing (Zhao, 1992).

On définit la capacité d'infiltration i comme la profondeur maximale d'eau que peut emmagasiner une colonne du sol délimitée par une fraction de surface élémentaire dA . Elle est évaluée de la façon suivante :

$$i = i_m[1 - (1 - A(i))^{1/B}] \quad (2.12)$$

avec,

- i_m , capacité d'infiltration maximale sur la maille qui s'exprime en fonction du contenu en eau maximum $W_c = w_{sat} \cdot d_2 = \int_0^{i_m} (1 - A(i)) di$ que l'on peut atteindre sur la maille : $i_m = (1 + B)W_c$;
- $A(i)$, surface représentant une fraction de la maille pour laquelle la capacité d'infiltration est inférieure à la capacité d'infiltration intégrée sur toute la maille (c'est à dire, $0 \leq A \leq 1$) ;
- B , paramètre de forme dépendant du pas de temps et pouvant être fonction de la topographie, du type de sol et de la végétation. Pour des raisons de simplicité, ce paramètre est égal à 1 dans la modélisation qui nous concerne. Il agit sur le ruissellement, qui augmente avec la valeur de B .

Pour un contenu en eau $W_0 = (w_2 + w_f) \cdot d_2 = \int_0^{i_0} (1 - A(i)) di$ (où l'on prend en compte l'eau gelée dans le sol w_f), il peut exister une fraction de maille A_s qui est saturée. C'est au-dessus de cette fraction que se produira le ruissellement lors d'un évènement précipitant. Ainsi, si l'on considère une quantité de précipitations P au dessus d'une maille dont le contenu en eau du sol est W_0 , la part des précipitations qui s'infiltrera dans le sol sera exprimée comme suit :

$$\Delta W_0 = P - \int_{i_0}^{i_0+P} A(i) di \quad (2.13)$$

La part de précipitations qui contribue au ruissellement sur toute la maille est alors désignée par :

$$R_{surf} = \int_{i_0}^{i_0+P} A(i) di \quad (2.14)$$

On peut déduire de cette dernière équation (2.14) et de l'équation (2.12) le ruissellement généré par une fraction de maille saturée :

$$R_{surf} = P + \frac{i_m}{B+1} \left[\left(1 - \frac{i_0 + P}{i_m}\right)^{B+1} - \left(1 - \frac{i_0}{i_m}\right)^{B+1} \right] \quad (2.15)$$

2.6.2 Le drainage

Nous avons vu qu'ISBA simule un drainage gravitationnel paramétré. Il est défini par le terme de retour à capacité au champ de l'équation (2.5) ou de l'équation (2.7) (dernier terme des équations). Au sein de ce terme, C_3 est proportionnel à la conductivité hydrique à saturation. Il est estimé à partir des propriétés de la texture du sol, selon une relation proposée par Mahfouf et Noilhan (1996) :

$$C_3 = 5.327 * CLAY^{-1.043} \quad (2.16)$$

où $CLAY$ est le pourcentage d'argile contenu dans le sol.

2.6.3 L'évapotranspiration

Version Météo-France

Il a été vu précédemment que le flux d'évapotranspiration total E est la somme des flux d'évaporation à la surface du sol E_g et d'évapotranspiration de la végétation E_v :

$$E = E_g + E_v \quad (2.17)$$

De plus, une seule et même température est prise en compte dans l'évaluation des différents termes intervenant dans le mécanisme d'évaporation puisqu'ISBA calcule une seule température de surface.

La relation suivie par le flux E_g est présentée ci-dessous. Elle utilise la formulation α :

$$E_g = (1 - veg) \frac{\rho_a}{R_a} (\alpha q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (2.18)$$

avec,

- ρ_a , masse volumique de l'air ($kg.m^{-3}$);
- R_a , résistance aérodynamique au-dessus de la surface ($s.m^{-1}$);
- α , fonction du contenu en eau dans la couche superficielle;
- q_{sat} , humidité spécifique à saturation ($kg.kg^{-1}$);
- q_a , humidité spécifique de l'air à la hauteur de référence ($kg.kg^{-1}$).

La résistance aérodynamique est alors définie comme suit :

$$R_a = \frac{1}{C_H V_a} \quad (2.19)$$

où C_H et V_a représentent, respectivement, un coefficient d'échange entre la surface et l'atmosphère dépendant de la stabilité thermique de cette dernière et la vitesse du vent à la hauteur de référence.

L'expression du flux d'évapotranspiration de la végétation est la suivante (Documentation scientifique "Paramétrisations physiques ARPEGE - ALADIN", version cycle 18, 1999) :

$$E_v = veg \frac{\rho_a}{R_a} (h_v q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (2.20)$$

L'expression du coefficient de Halstead h_v dépend du signe de E_v .

Ainsi, quand E_v est positif, on va pouvoir considérer l'évaporation directe E_r ($W.m^{-2}$) observée dans le cas où une fraction δ du feuillage est recouverte par l'eau interceptée, ainsi que la transpiration E_{tr} du reste du feuillage :

$$E_r = \rho_a veg \frac{\delta}{R_a} (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (2.21)$$

$$E_{tr} = \rho_a veg \frac{1 - \delta}{R_a + R_s} (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (2.22)$$

$$h_v = (1 - \delta) \frac{R_a}{R_a + R_s} + \delta \quad (2.23)$$

où R_s représente la résistance de surface ($s.m^{-1}$).

Lorsque E_v est négatif, h_v est supposé égal à 1. De plus, δ est une fonction exponentielle du contenu en eau du réservoir d'interception des précipitations par la végétation divisé par la capacité maximale de ce réservoir.

La résistance de surface est un paramètre important de l'évaporation. Son expression est la suivante :

$$R_s = \frac{R_{smin} F_1(R_g, R_{s,min}, LAI)}{LAI F_2(w) F_3(e) F_4(T_a)} \quad (2.24)$$

où $R_{s,min}$ représente la résistance de surface, LAI l'indice foliaire, w le contenu en eau du sol.

Les différentes fonctions F_i traduisent l'influence de différents paramètres sur la résistance de surface (Noilhan et Planton, 1989). Ainsi, la fonction F_1 permet de prendre en compte l'influence du rayonnement solaire R_g sur la photosynthèse. De même, la résistance de surface dépend de la disponibilité de l'eau au niveau des racines lors de la transpiration, ce que traduit F_2 , qui est une fonction linéaire du contenu en eau du sol. Elle est bornée entre 0 et 1, valeur correspondant respectivement à de faibles et à de grands contenus en eau. F_3 est une fonction linéaire de la pression de vapeur d'eau e , dont les coefficients empiriques dépendent du type de végétation. Elle permet de prendre en compte les conséquences d'un déficit en vapeur d'eau sur le comportement des stomates. Enfin, F_4 est une fonction quadratique de la température de l'air T_a dont elle traduit l'influence sur la résistance de surface.

Version du CMC

L'expression de l'évapotranspiration totale au sein de la version d'ISBA disponible au CMC diffère de celle présentée dans le cas de la version développée à Météo-France en raison de l'ajout d'un terme correspondant à la sublimation E_s de la neige :

$$E = (1 - p_{sng})E_g + p_{snv}E_s + E_v \quad (2.25)$$

Les expressions de l'évaporation au-dessus d'un sol nu E_g ainsi que l'évapotranspiration au-dessus de la végétation E_v sont les mêmes que dans la version d'ISBA de Météo-France. La fraction de feuillage recouverte d'eau δ est également décrite comme dans la version de Météo-France. Cependant, comme nous venons de l'évoquer, la version d'ISBA du CMC tient compte de la sublimation de la neige dans le terme d'évapotranspiration totale :

$$E_s = \rho_a \frac{1}{R_a} [q_{sat}(T) - q_a] \quad (2.26)$$

De plus, la résistance aérodynamique est décrite comme suit :

$$R_a = \frac{1}{\kappa V_a} \left[\log \frac{z_a}{z_0} + \chi_m(z_a, z_0, L) \right] \left[\log \frac{z_a}{z_{0t}} + \chi_t(z_a, z_{0t}, L) \right] \quad (2.27)$$

avec,

- κ , constante de Karman (0.4) ;
- z_a , hauteur de référence (environ 40 m) ;
- z_0 , longueur de rugosité pour le vent (m) ;
- z_{0t} , longueur de rugosité pour la température (m) ;
- L , longueur de Monin-Obukhov (m) ;
- χ_m , fonction de stabilité statique associée au vent ;
- χ_t , fonction de stabilité statique associée à la température et à l'humidité.

L'expression de la résistance de surface R_s dans la version du CMC est similaire à celle utilisée dans la version Météo-France.

Chapitre 3

Modèle de surface CLASS

Comme ISBA, le modèle CLASS est un schéma de type SVAT. Il a été développé au début des années 1990 par le SMC (Verseghy, 1991 et 1993) et est actuellement couplé au modèle de circulation générale du CCmaC. CLASS est lui aussi l'objet de constantes améliorations.

Dans le cadre de notre étude, nous avons utilisé une version de CLASS proche de la version 3.0, la nouvelle paramétrisation du ruissellement, basée sur l'inclinaison des pentes du terrain, n'étant cependant pas appliquée.

La liste des variables utilisées dans cette description est disponible en annexe B.

3.1 Principe du modèle

Tout d'abord, CLASS, comme ISBA, modélise l'évolution des caractéristiques du sol ainsi que les échanges entre celui-ci et l'atmosphère. Cependant, la méthode employée n'est pas celle du «*force-restore*», CLASS limitant les paramétrisations intervenant lors de la résolution des équations. Ensuite, comme pour ISBA, les points de grille sont indépendants les uns des autres. On ne considère donc aucun transfert latéral d'eau ou d'énergie.

De plus, chaque élément de la grille du modèle peut se décomposer en quatre sous-parties correspondant au sol nu, recouvert de végétation, recouvert de neige ou recouvert de végétation et de neige. Le traitement de ces sous-domaines se fait alors indépendamment les uns des autres, à partir du même forçage atmosphérique. Néanmoins, les sous-domaines évoqués partagent les mêmes variables en ce qui concerne le sol (telles que les contenus en eau liquide ou solide ou encore la température). La possibilité qu'offre CLASS 3.0 de définir une mosaïque de sous-régions différentes n'a en effet pas été utilisée dans cette étude. Les paramètres propres au point de grille sont alors obtenus à l'aide d'une pondération par la fraction aéroloaire.

3.2 Modélisation du sol

Comme dans ISBA, le sol est divisé en couches au sein de CLASS. Cependant, dans le modèle canadien, celles-ci sont au nombre de trois :

- La **première couche**, superficielle, permet de prendre en compte les variations de température dues au cycle diurne. Elle est située généralement dans les dix premiers centimètres du sol.

- L'inclusion d'une **couche intermédiaire** a pour fonction d'évaluer la température dans le sol au niveau moyen d'enracinement de la végétation. Elle est usuellement comprise entre 0.10 *m* et 0.35 *m* de profondeur, soit une épaisseur de 0.25 *m*.
- La troisième **couche**, plus **profonde**, doit donner accès aux variations annuelles de température. Elle concerne généralement la portion de sol comprise entre 0.35 *m* et 4.10 *m*, soit une épaisseur de 3.75 *m*. Cependant, son épaisseur varie en fonction de l'élément de la grille auquel on s'intéresse lorsque l'on étudie l'humidité.

3.3 Caractéristiques thermiques

Bien que CLASS et ISBA présentent tous les deux une conception multi-couche, ils n'adoptent pas la même méthode pour traiter la température dans le sol. Ainsi, à la différence d'ISBA qui résoud l'équation de conservation de l'énergie (1.2) à l'aide de la méthode «*force-restore*», CLASS utilise l'équation de conduction.

L'équation de conservation de l'énergie à une dimension étant appliquée à chaque couche, on obtient l'évolution de la température moyennée sur la profondeur de chacune d'elle pour un pas de temps Δt :

$$\bar{T}_i(t+1) = \bar{T}_i(t) + [G(z_{i-1}, t) - G(z_i, t)] \frac{\Delta t}{C_i \Delta z_i} \pm S_i \quad (3.1)$$

avec,

- $\bar{T}_i(t)$, température moyenne de la couche *i* à l'instant *t* (*K*) ;
- $\bar{T}_i(t+1)$, température moyenne de la couche *i* à l'instant *t+1* (*K*) ;
- $G(z_{i-1}, t)$, flux de chaleur dirigé vers le bas au sommet de la couche *i* ($W.m^{-2}$) ;
- $G(z_i, t)$, flux de chaleur dirigé vers le bas à la base de la couche *i* ($W.m^{-2}$) ;
- Δt , pas de temps (*s*) ;
- C_i , capacité thermique volumique de la couche *i* ($J.m^{-3}.K^{-1}$) ;
- Δz_i , épaisseur de la couche *i* (*m*) ;
- S_i , terme de correction appliqué en cas de gel, de dégel, ou de percolation d'eau dans le sol (*K*).

Remarque : *G* et *z* sont considérés comme positifs vers le bas.

Le flux de chaleur aux interfaces des différentes couches du sol *G* est calculé à partir des températures au sein des couches. Celles-ci sont définies par des fonctions quadratiques. Il s'agit d'une relation reposant sur l'équation de conduction de la chaleur à une dimension (3.2), λ représentant la conductivité thermique ($W.m^{-1}.K^{-1}$) :

$$G(z) = -\lambda(z) \left(\frac{dT}{dz} \right)_z \quad (3.2)$$

La condition limite en surface est fournie par la résolution de l'équation d'équilibre de l'énergie (3.3) sur chaque subdivision d'un élément de la grille,

$$K_* + L_* + Q_H + Q_E = G(0) \quad (3.3)$$

On considère alors que les différents flux K_* (rayonnement net dû aux courtes longueurs d'ondes absorbé à la surface), L_* (rayonnement net dû aux grandes longueurs d'ondes absorbé à la surface), Q_H (flux de chaleur sensible), Q_E (flux de chaleur latente), et $G(0)$ (flux de chaleur dans le sol à la surface), exprimés en $W.m^{-2}$, sont fonction d'une seule variable : la température de surface. Suivant la subdivision étudiée, il s'agit de la température de surface de la végétation, de la neige ou du sol. On adopte ensuite une résolution itérative.

3.4 Caractéristiques hydriques

De manière à modéliser le couplage entre température et contenu en eau, les quantités d'eau liquide $\bar{\theta}_{l,i}$ ($l=liquid$) ou solide $\bar{\theta}_{f,i}$ ($f=frozen$) sont considérées sur trois couches. Cependant, contrairement à la température, l'épaisseur de la couche profonde considérée dans le cas de l'humidité est variable, de manière à mieux représenter les réserves hydriques disponibles pour la végétation (couche perméable).

Comme pour la température, l'évolution de $\bar{\theta}_{l,i}$ d'un pas de temps à l'autre est évaluée à partir d'une équation de conservation :

$$\bar{\theta}_{l,i}(t+1) = \bar{\theta}_{l,i}(t) + [F(z_{i-1}, t) - F(z_i, t)] \frac{\Delta t}{\Delta z_i} + S_{l,i} \quad (3.4)$$

avec,

- $\bar{\theta}_{l,i}(t)$, contenu en eau liquide moyen de la couche i à l'instant t ($m^3.m^{-3}$);
- $\bar{\theta}_{l,i}(t+1)$, contenu en eau liquide moyen de la couche i à l'instant $t+1$ ($m^3.m^{-3}$);
- $F(z_{i-1}, t)$, flux d'eau liquide dirigé vers le bas au sommet de la couche i ($m.s^{-1}$);
- $F(z_i, t)$, flux d'eau liquide dirigé vers le bas à la base de la couche i ($m.s^{-1}$);
- $S_{l,i}$, terme de correction ($m^3.m^{-3}$).

Le terme de correction $S_{l,i}$ est appliqué en cas de ponction d'humidité par les racines, ainsi que dans les cas de gel et dégel de l'eau du sol.

Pour résoudre l'équation de conservation, CLASS utilise la loi de Darcy à une dimension :

$$F(z) = k(z) \left[\left(\frac{d\Psi}{dz} \right)_z + 1 \right] \quad (3.5)$$

avec,

- k , conductivité hydraulique à la profondeur z ($m.s^{-1}$);
- Ψ , succion de l'eau contenue dans le sol (m).

Il s'agit de prendre en compte les phénomènes opposés d'aspiration de l'eau par les capillaires du sol et de pénétration de cette même eau dans le sol par gravité. Ainsi, CLASS traite les mouvements de l'eau dans le sol de manière plus physique qu'ISBA, qui fait appel à des paramétrisations. Les valeurs de k et Ψ dépendent elles-mêmes de la texture du sol et de son contenu en eau.

Enfin, $\bar{\theta}_{f,i}$ est modifiée, par exemple, si la température moyenne prévue $\bar{T}_i(t+1)$ devient supérieure à $0^\circ C$ en présence de glace dans la couche i (ou au contraire, si $\bar{T}_i(t+1)$ devient inférieure à $0^\circ C$ alors que le contenu en eau liquide est supérieur à une valeur limite).

L'énergie supplémentaire (ou déficitaire) est alors employée pour faire fondre (ou geler) l'eau dans le sol. S'il reste de l'énergie, celle-ci sera utilisée pour modifier la température.

3.5 Traitement de la neige

Le traitement de la température et de l'humidité par CLASS exposé précédemment est influencé par la présence de neige. Il est donc important de bien modéliser celle-ci.

En raison de la structure du sol, telle qu'elle est considérée dans CLASS, la neige est assimilée à une quatrième couche dont l'épaisseur serait variable. Le flux de chaleur au sommet de la couche de neige est obtenu en résolvant l'équation d'équilibre de l'énergie. La température au sein de la couche est ensuite déterminée à l'aide de l'équation (3.1), comme pour les trois couches du sol.

De plus, l'albédo de la neige décroît exponentiellement avec le temps, alors que sa masse volumique croît exponentiellement avec le temps.

Enfin, tant que l'épaisseur de la couverture neigeuse prévue est supérieure à 0.10 *cm*, celle-ci est considérée comme continue. Si l'épaisseur devient inférieure à 0.10 *cm*, la couverture neigeuse est supposée fractionnée.

3.6 Modélisation de la végétation

CLASS considère la couverture végétale comme une couche séparée du sol (ou de la neige si celle-ci est présente). Ainsi, ce sera la portion recouverte de végétation de l'élément de la grille considéré qui va servir d'interface avec l'atmosphère. Un bilan énergétique pour la végétation est alors calculé. La végétation correspondant à un élément de la grille peut être représentée à l'aide de types prédéfinis. Ces types sont eux-mêmes rassemblés au sein de quatre classes différentes : «conifère», «feuillu», «culture» ou «herbe».

L'influence de ces classes sur les paramètres intervenant dans le modèle, tels que l'albédo, la résistance de surface ou encore la profondeur d'enracinement, est ensuite moyennée en tenant compte de la fraction aéroloaire de chaque type de végétation.

La végétation intervient en particulier lors de l'interception des précipitations par la canopée. Ainsi, une partie des précipitations, qu'elles soient liquides ou solides, peut être retenue par cette dernière jusqu'à ce que la capacité limite de rétention soit atteinte. Si tel est le cas, l'excès de précipitations tombe au sol. La végétation intervient également dans les transferts entre la surface et l'atmosphère par le biais de la transpiration. Celle-ci est évaluée à l'aide de la résistance de surface de la canopée.

3.7 Description de mécanismes supplémentaires nécessaires à la compréhension de l'étude

3.7.1 L'infiltration de l'eau dans le sol

Il s'agit de prévoir l'évolution temporelle de la vitesse à laquelle l'eau pénètre dans le sol. On distingue deux phases dans le phénomène d'infiltration :

- dans un premier temps, l'infiltration se fait à un taux constant, égal au taux de précipitations. Le processus se poursuit jusqu'à l'instant t_p où le taux d'infiltration devient inférieur au taux de précipitations ;
- dans un deuxième temps, pour $t > t_p$, l'infiltration est dite contrôlée par le sol, les précipitations commencent à s'accumuler en surface, formant des flaques.

De manière à prendre en compte l'infiltration, CLASS utilise le modèle de Green-Ampt (1911). Celui-ci est fondé sur la loi de Darcy pour un sol saturé. On suppose par ailleurs que le sol est saturé uniformément jusqu'à une limite appelée front d'hydratation, à partir de laquelle le contenu en eau du sol est égal à sa valeur initiale, c'est-à-dire, avant l'infiltration. La variation temporelle du taux d'infiltration s'exprime alors comme suit :

$$I = k \frac{H + z_f + \Psi_f}{z_f} \quad (3.6)$$

avec,

- I , taux d'infiltration ($m.s^{-1}$) ;
- H , hauteur de la couche d'eau en surface (m) ;
- z_f , profondeur atteinte par le front d'hydratation (m) ;
- Ψ_f , succion au front d'hydratation (m).

3.7.2 Le ruissellement

La détermination du ruissellement de surface repose sur la capacité de rétention de l'eau de surface. Celle-ci est déterminée pour chaque sous-région en fonction du type de sol et de la présence ou non de végétation. Le surplus d'eau accumulée à la surface (c'est-à-dire l'eau ne pouvant plus être contenue dans les flaques) représente le ruissellement de surface. On le considère alors comme une perte d'eau pour le cycle hydrologique.

3.7.3 Le drainage

Il a été vu précédemment que les transferts d'eau d'une couche à l'autre suivent une loi de Darcy. Ces flux étant considérés comme positifs lorsqu'ils sont dirigés vers le bas, si le flux F_3 est positif, on considère qu'il y a drainage. Celui-ci est alors déterminé en multipliant F_3 par un indice dépendant de la nature du sol, désigné sous le terme d'efficacité du drainage ϵ , qui varie de 0 (sol imperméable) à 1 (sol perméable).

3.7.4 L'évapotranspiration

Comme dans le cas d'ISBA, l'évapotranspiration au-dessus de la surface est la somme des contributions des différents types de surface :

$$E = (1 - (\sigma_s + \sigma_v))E_g + \sigma_s E_s + \sigma_v (E_r + E_{tr}) \quad (3.7)$$

où σ_s et σ_v correspondent à la fraction de la surface recouverte respectivement de neige et de végétation. En effet, contrairement à ce qui est convenu dans le cas d'ISBA, σ_s et σ_v ne sont

pas mutuellement exclusifs. Il va ainsi pouvoir y avoir évaporation du sol sous le feuillage. Les différents termes E_g , E_s , E_r , E_{tr} , sont définis comme dans ISBA, à la différence que leur pondération par les fractions de végétation et de neige est réalisée dans le calcul de E , et non directement dans leur expression respective.

De plus, on associe à chaque type de sol une température qui lui est propre, ce qui n'est pas le cas dans ISBA.

En ce qui concerne l'évaporation au-dessus d'un sol nu E_g , alors qu'ISBA utilise une formulation α , dans le cas de CLASS, on fait appel à la formulation β :

$$E_g = \rho_a \frac{1}{R_{a,g}} \beta [q_{sat}(T_s) - q_a] \quad (3.8)$$

avec,

- ρ_a , masse volumique de l'air ($kg.m^{-3}$);
- $R_{a,g}$, résistance aérodynamique au-dessus du sol nu ($s.m^{-1}$);
- T_g , température à la surface du sol nu (K);
- β , fonction du contenu en eau dans la couche superficielle;
- $q_{sat}(T)$, humidité spécifique à saturation à la température T ($kg.kg^{-1}$);
- q_a , humidité spécifique de l'air à la hauteur de référence z_a ($kg.kg^{-1}$).

L'expression des termes E_s et E_v présente des analogies avec celle utilisée dans ISBA. Cependant, l'une des différences concerne l'emploi d'une température propre à chaque type de sol.

Ainsi, dans CLASS, la sublimation de la neige suit la relation suivante :

$$E_s = \rho_a \frac{1}{R_{a,s}} [q_{sat}(T_s) - q_a] \quad (3.9)$$

où $R_{a,s}$ représente la résistance aérodynamique au-dessus de la neige ($s.m^{-1}$) et T_s la température à la surface de la neige.

De même, l'évaporation au-dessus du feuillage est déterminée à l'aide de la relation suivante :

$$E_r = \rho_a \frac{\delta}{R_{a,v}} [q_{sat}(T_v) - q_a] \quad (3.10)$$

où $R_{a,v}$ représente la résistance aérodynamique au-dessus de la végétation ($s.m^{-1}$), δ la fraction de feuillage recouverte d'eau ou de neige et T_v , la température du feuillage. δ correspond au contenu en eau du réservoir d'interception des précipitations par la végétation divisé par la capacité maximale de ce réservoir. Il est donc plus grand que la fraction δ calculée dans ISBA.

Enfin, l'expression de la transpiration du couvert végétal est présentée ci-dessous :

$$E_{tr} = \rho_a \frac{1 - \delta}{R_{a,v} + R_s} [q_{sat}(T_v) - q_a] \quad (3.11)$$

où R_s représente la résistance de surface de la végétation ($s.m^{-1}$).

Les résistances aérodynamiques $R_{a,x}$, où x désigne le type de sol considéré (g , v et s), suivent une relation similaire à celle présentée dans le cas d'ISBA (2.27).

$$R_{a,x} = \frac{1}{\kappa V_a} \left[\log \frac{z_a}{z_{0,x}} + \chi_m(z_a, z_{0,x}, L_x) \right] \left[\log \frac{z_a}{z_{0t,x}} + \chi_t(z_a, z_{0t,x}, L_x) \right] \quad (3.12)$$

avec,

- x , type de surface considéré (g - sol nu, s - neige ou v - végétation) ;
- $R_{a,x}$, résistance aérodynamique au-dessus de la surface de type x ($s.m^{-1}$) ;
- V_a , vitesse du vent à la hauteur z_a ($m.s^{-1}$) (sous le feuillage $V_a = 0$) ;
- κ , constante de Karman (0.4) ;
- $z_{0,x}$, longueur de rugosité pour le vent, associée au type de sol x (m) ;
- $z_{0t,x}$, longueur de rugosité pour la température, associée au type de surface x (m) ;
- L_x , longueur de Monin-Obukhov, associée au type de surface x (m) ;
- χ_m , fonction de stabilité statique associée au vent ;
- χ_t , fonction de stabilité statique associée à la température et à l'humidité.

Enfin, l'expression de la résistance de surface utilisée dans CLASS diffère de celle utilisée dans ISBA :

$$R_s = C_x R_{s,min} \frac{G_1(\Delta P) G_2(\Psi) G_3(T_a)}{G_4(C_x, LAI)} \quad (3.13)$$

avec,

- LAI , indice foliaire ;
- C_x , coefficient de transmission du rayonnement solaire, dépendant de l'indice foliaire et de l'angle zénithal ;
- $R_{s,min}$, résistance de surface minimale ($s.m^{-1}$).

La fonction G_1 dépend du déficit de pression de vapeur d'eau ΔP . Elle traduit l'effet de la sécheresse de l'air sur l'ouverture des stomates. G_2 est une fonction exponentielle de la succion Ψ , permettant de prendre en compte l'influence du contenu en eau du sol dans la zone racinaire. On peut considérer qu'elle est limitée à 1 lorsque les contenus en eau du sol sont importants. La fonction G_3 permet de considérer les effets de la température de l'air T_a . Son expression varie en fonction des valeurs de T_a . Enfin, G_4 est une fonction logarithmique dans laquelle interviennent l'indice foliaire LAI , ainsi que le coefficient C_x .

La résistance de surface minimale, $R_{s,min}$, correspond à une végétation mature (indice foliaire à son maximum) et est propre à chaque type de végétation.

Chapitre 4

Contexte expérimental

Ce chapitre constitue un aperçu de la méthode utilisée pour effectuer la comparaison des deux schémas ISBA et CLASS. Dans un premier temps, il s'agit de présenter le modèle atmosphérique générant les fichiers d'initialisations pour les deux modèles de surface. Dans un deuxième temps, nous allons définir le mode de fonctionnement des intégrations des modèles. Enfin, les expériences seront brièvement décrites.

4.1 Le modèle atmosphérique GEM

L'implantation de ISBA au sein du modèle atmosphérique global GEM relève d'un perpétuel souci d'amélioration de la prise en compte des phénomènes de surface par celui-ci.

4.1.1 Le modèle GEM

Le modèle GEM a été développé de manière à subvenir aux besoins du Canada en terme de prévisions météorologiques, qu'elles concernent la courte échéance, au niveau régional, ou la moyenne échéance, au niveau global. Une telle entreprise a également nécessité le développement d'un système d'assimilation des données.

Un grand nombre d'applications météorologiques au CMC utilisent le modèle GEM. Le principe sur lequel repose la conception du GEM a été de développer un modèle unique et reconfigurable, de manière à être utilisé à des résolutions et des domaines différents.

Il est en particulier actuellement opérationnel au CMC aux niveaux :

- **global**, dans le cadre du cycle d'assimilation global de données et la prévision à moyen terme ;
- **régional**, dans le cadre du cycle d'assimilation régional de données et la prévision à court terme.

La dynamique du modèle GEM est fondée sur des équations primitives hydrostatiques intégrées sur un domaine géographique dont le relief est exprimé en coordonnées verticales de pression. La discrétisation temporelle est réalisée grâce à un schéma semi-lagrangien à deux niveaux. Horizontalement, la maille peut être de résolution variable ou uniforme, et peut également subir des rotations. Verticalement, la maille est de résolution variable.

Au sein du modèle GEM, sont également pris en compte de nombreux paramètres tels que l'interaction du rayonnement solaire et infrarouge avec les principaux gaz de l'atmosphère

ainsi qu'avec les nuages, ou encore la température de surface.

Lors de notre étude, nous avons utilisé comme forçage atmosphérique les prévisions provenant du modèle régional atmosphérique couplé avec le modèle de surface ISBA.

Il s'agit donc maintenant de présenter les principales caractéristiques de la version régionale du GEM.

4.1.2 La version régionale du GEM

Alors que la grille du modèle GEM est de maille variable, la partie centrale de sa version régionale a une résolution horizontale uniforme de 0.22 degrés, soit environ 24 km. La grille régionale couvre l'Amérique du Nord ainsi que les mers et océans la bordant. Par ailleurs, la résolution verticale de la version régionale varie par rapport à celle du GEM global. En effet, le nombre de niveaux de celle-ci est plus important dans la couche limite.

Les conditions initiales de l'atmosphère sont fournies par un système régional d'assimilation des données **RDAS** (**R**egional **D**ata **A**ssimilation **S**ystem).

Les flux au sol pour le modèle GEM sont calculés pour quatre classes de surface : «*terre*», «*eau*», «*glaciers*» et «*glace de mer*». Chaque point de grille est matérialisé par une fraction de chacune de ces classes. Le flux résultant est alors un flux pondéré selon les classes de surface en présence au point de grille. Concernant la partie «*terre*», le GEM distingue 26 types de surface (dont 23 de végétation) qui sont lus une fois à l'entrée du schéma de surface. Il existe, pour ces types, des tables de correspondance avec les paramètres secondaires qui leur correspondent. Pour le sol, le GEM répertorie plusieurs types, issus de trois bases de données, qui, en fonction du pourcentage de sable et d'argile qu'ils contiennent, sont associés à différents paramètres thermo-hydriques. La liste détaillée des types de végétation est disponible en annexe D.

4.2 Modes de fonctionnement des modèles de surface

Les modèles de surface peuvent évoluer selon deux modes de simulation : le mode IN LINE et le mode OFF LINE. Nous allons à présent expliquer de manière succincte ces différents types de fonctionnement.

4.2.1 Mode IN LINE : modèle opérationnel

Principe de fonctionnement

Le modèle atmosphérique interagit en continu avec ISBA et il y a rétroaction du schéma de surface sur les variables atmosphériques.

Un nouveau cycle de prévision du modèle régional sur 48 heures est lancé toutes les 12 heures : à 00 h et à 12 h. Une fois toutes les 24 heures, les variables de température de surface et de contenu en eau dans le sol sont corrigées selon un principe d'assimilation séquentielle au sein du modèle ISBA :

- à 18h, les variables de surface observées sont comparées avec celles du modèle ISBA, un calcul d'erreur est alors effectué à cet instant ;

- à 00h, on incrémente les variables modèle en les corrigeant à partir de l’erreur calculée préalablement.

Les données des modèles atmosphérique et de surface ainsi obtenues sont archivées toutes les trois heures et constituent une base proche de la réalité pour exécuter les modèles de surface en mode OFF LINE. Elles serviront donc de données d’entrée ou de conditions initiales aux modèles CLASS et ISBA pour la prévision en mode OFF LINE.

Archives

Les données extraites du modèle atmosphérique sont les données de sorties prévues sur 24 heures sur la base du cycle de 0 heures.

4.2.2 Mode OFF LINE : méthode employée pour les expériences

Principe de fonctionnement

Les modèles de surface CLASS ou ISBA sont forcés par un modèle atmosphérique relativement proche de la réalité, puisqu’il s’agit du modèle archivé précédemment.

En mode OFF LINE, le modèle de surface n’agira pas sur le modèle atmosphérique. Cependant, l’influence de l’interaction entre la surface et l’atmosphère est tout de même prise en compte au sein du modèle atmosphérique puisque l’archive précédente interagissait complètement avec ISBA.

Le modèle de surface tient compte des données atmosphériques à chaque pas de temps (c’est à dire, toutes les trente minutes) mais les archives de forçage atmosphérique ne sont disponibles que toutes les trois heures. Une interpolation linéaire des données du modèle atmosphérique est alors effectuée entre chaque forçage pour permettre une continuité d’un forçage à l’autre.

Conditions initiales

Les paramètres d’entrée archivés pour les modèles de surface sont répartis au sein de trois fichiers : un fichier de climatologie, un fichier de forçage atmosphérique et un fichier de conditions initiales des champs de surface. Ces derniers sont détaillés en annexe E.

Le fichier de **climatologie** de l’environnement étudié contient différentes informations climatologiques de base, comme l’épaisseur de la glace (une pour chaque mois de l’année), la composition des types de sol, les paramètres de positionnement (latitude, longitude), la topographie, un masque terre-mer, des indices de végétation, ou la longueur de rugosité.

Il existe un seul fichier pour toute la période étudiée, puisque les paramètres qu’il contient peuvent être considérés comme fixes, relativement à l’échantillon de temps analysé.

On considère un fichier de **forçage atmosphérique** par jour. Les champs qu’il contient sont disponibles toutes les trois heures. Ce sont les champs atmosphériques les plus susceptibles d’interagir avec la surface.

Il s’agit des rayonnements visible et infrarouge vers le sol, de la pression de surface, de l’accumulation de précipitations, de l’humidité spécifique au premier niveau du modèle (environ 40 m), de la température de l’air et des composantes horizontales de vent au premier

niveau du modèle également.

Le fichier de **conditions initiales des champs de surface**, quant à lui, permet d'initialiser plusieurs variables de surface comme la température de la surface de la mer, l'albédo de surface, la densité de la neige, le facteur de croissance de la végétation, la température de surface, l'humidité volumique du sol, la quantité d'eau sur le feuillage, la masse de neige par unité de surface, la température des glaciers, la température de la neige au sol, etc...

Certaines de ces variables ne sont utiles que pour le modèle CLASS (voir annexe E). On répertorie un fichier par jour pour forcer l'initialisation, mais le fichier du premier jour comprend un nombre plus élevé de variables. Pour les jours suivants, on ne force l'initialisation que pour les variables qui ne sont pas évaluées par le modèle de surface. Les autres variables sont des variables pronostiques et la sortie du modèle de surface est alors réinjectée en entrée pour la journée ultérieure (voir annexe E).

4.3 Description des expériences

4.3.1 Période et domaine d'étude

Nous analyserons les sorties de modèles sur une région comprenant le Canada, les Etats Unis d'Amérique et la partie Nord du Mexique (Fig. 4.1).



FIG. 4.1 – Domaine d'étude (masque)

On ne s'intéressera qu'aux résultats se situant sur la partie «terre» du domaine étudié, les modèles de surface étant exécutés uniquement sur cette zone. Pour le traitement des données, nous appliquerons donc un masque «terre-mer» défini de telle sorte que toutes les mailles qui présentent plus de 50 % de terre soient prises en compte. Lors d'études préliminaires, nous avons pu constater que la partie Sud du Groënland, qui est constituée de glace, faisait l'objet de résultats assez aberrants. Nous avons donc décidé d'exclure la partie «glace» du

Groënland lors du traitement des données. Nous avons constaté les mêmes aberrations sur le nord de la côte Ouest du continent Américain (qui comprend plusieurs glaciers), c'est pourquoi nous avons élaboré un masque pour cette partie également.

La période d'étude englobe onze mois allant du 1^{er} mai 2002 au 31 mars 2003. Cela permettra ainsi d'étudier une saison «estivale» faisant ressortir les caractéristiques d'évapotranspiration et une saison «hivernale», qui met à l'épreuve la modélisation de la neige et du gel de l'eau dans le sol.

Enfin, les expériences ont été réalisées à haute résolution, celle-ci étant fixée à 10 *km*.

4.3.2 Sélection des sorties des modèles de surface à analyser

Le détail des sorties des modèles de surface se situe en annexe F. Les variables que nous avons choisies d'extraire ont pour but de mettre en évidence les différences entre les deux modèles de surface. Il s'agit de variables concernant le bilan énergétique et le bilan hydrique qui influencent directement les modèles atmosphériques si le schéma de surface est connecté en mode «IN LINE». En l'occurrence, nous analyserons :

- la température du sol et de la surface (K);
- la fraction volumique d'eau liquide dans le sol ($m^3.m^{-3}$);
- la fraction volumique d'eau gelée dans le sol ($m^3.m^{-3}$);
- la quantité d'eau retenue par la végétation ($kg.m^{-2}$);
- la quantité d'eau liquide contenue dans la neige ($kg.m^{-2}$);
- la masse de neige par unité de surface ($kg.m^{-2}$);
- la hauteur d'eau étendue sur la surface (flaques) (mm);
- le ruissellement de surface ($kg.m^{-2}$);
- le drainage ($kg.m^{-2}$);
- le flux journalier de chaleur sensible montant ($J.m^{-2}$);
- le flux journalier infrarouge tellurique montant ($J.m^{-2}$);
- le flux journalier de chaleur dans le sol ($J.m^{-2}$);
- le flux solaire journalier réfléchi par la surface ($J.m^{-2}$);
- le flux journalier de chaleur latente montant ($J.m^{-2}$);
- le flux de vapeur d'eau de la surface vers l'atmosphère ($kg.m^{-2}$);

4.3.3 Difficultés rencontrées

Nous avons exécuté deux expériences dans le cas du modèle ISBA et trois dans celui du modèle CLASS car l'analyse des premières expériences a révélé des erreurs de codage. Néanmoins, nous ne pourrions présenter la plupart des résultats issus de ces premières expériences car la machine qui nous était allouée pour stocker les données est tombée en panne dans les dernières semaines de notre stage, provoquant ainsi la perte de la majorité des premières données que nous avons obtenues. Nous avons alors dû réexécuter ces deux modèles sur une autre machine, l'intégration d'ISBA sur onze mois durant moins d'une semaine et celle de CLASS, approximativement une semaine et demie.

Chapitre 5

Analyse et interprétation des résultats

Nous allons, dans ce chapitre, confronter les résultats issus des modèles ISBA (version du CMC) et CLASS. Il est important de préciser que nous n'effectuerons pas une comparaison visant à déterminer quel modèle simule mieux tel ou tel phénomène, étant donné que les résultats obtenus n'ont pas été mis en parallèle avec les données d'observation. Nous allons par conséquent uniquement étudier la sensibilité des sorties de modèles aux différents traitements de données appliqués au sein des deux schémas de surface.

En premier lieu, nous expliquerons brièvement les améliorations apportées aux deux modèles suite aux premières analyses. Puis, nous examinerons les résultats obtenus en étudiant les termes relatifs au bilan hydrique et au bilan énergétique. Nous tenterons d'expliquer ces résultats en nous fondant sur les caractéristiques propres à chaque modèle. Ces dernières sont récapitulées à cet effet en annexe G.

5.1 Modifications apportées aux modèles

Au cours de notre stage, des modifications ont été apportées à chacun des deux modèles.

Tout d'abord, au moment de la vérification de l'équilibre du bilan hydrique, il est apparu qu'une erreur était survenue lors de la complexe implantation de CLASS dans le modèle GEM, les précipitations n'ayant, en effet, pas été prises en compte dans les calculs. Suite à cette correction, le résidu du bilan hydrique calculé pour CLASS a considérablement diminué.

En dépit de cette première modification, l'évolution de certaines des données différait de manière significative entre les deux modèles, et semblait également peu réaliste physiquement. Ainsi, les contenus en eau solide du sol se comportaient de manière totalement différente suivant le modèle considéré. Dans le cas d'ISBA, la variation de ces contenus était très rapide et d'amplitude importante entre l'été et l'hiver, comme le montre la courbe bleue de la figure 5.1 - (a). Au contraire, CLASS faisait varier le contenu en eau solide beaucoup plus lentement et atteignait des valeurs très inférieures à celles obtenues avec ISBA (courbe bleue de la figure 5.1 - (b)). Enfin, ISBA faisait presque entièrement dégeler le sol en été, alors qu'il subsistait une quantité non négligeable d'eau solide à cette même période dans le cas de CLASS.

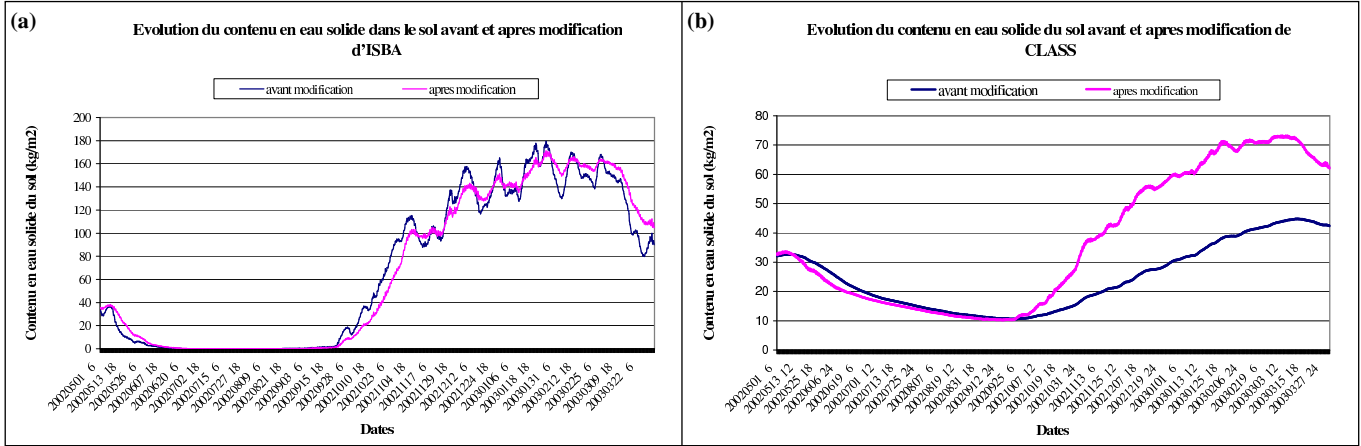


FIG. 5.1 – Evolution temporelle du contenu en eau solide du sol ($kg.m^{-2}$) moyenné sur le domaine d'étude avant et après modification des modèles : (a) - ISBA et (b) - CLASS.

L'investigation du code de CLASS et ISBA par Yves Delage a alors révélé deux erreurs au sein de chacun des modèles. Dans le cas d'ISBA, il est apparu que l'influence du gel de l'eau liquide dans le sol sur la température de celui-ci était sous-estimée car le terme $freez_g - melt_g$ de l'équation (2.3) était mal évalué. Il manquait dans son calcul une multiplication par la masse volumique de l'eau ρ_w ($kg.m^{-3}$), soit une erreur d'un facteur 1000. La correction a également consisté à déplacer ce terme dans l'équation (2.2), en particulier pour des raisons de stabilité du modèle qui aurait été longue à mettre en place au sein de l'équation (2.3). Ainsi, l'équation d'évolution de la température moyenne de surface T_2 (2.2) va prendre en compte l'impact dû à la variation de la fraction volumique d'eau $\frac{\partial w}{\partial t}$ suite aux phénomènes de gel-dégel :

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_S - T_2) + L_f \frac{\rho_w}{C_s} \frac{\partial w}{\partial t} \quad (5.1)$$

où L_f représente la chaleur latente de fusion ($J.kg^{-1}$) et C_s la capacité thermique volumique du sol ($J.K^{-1}.m^{-3}$).

Cependant, les modifications effectuées ne semblent pas influencer de manière très significative l'évolution du contenu en eau solide, comme l'illustre la courbe rouge de la figure 5.1 - (a). La variation entre été et hiver semble seulement un peu moins rapide et importante qu'avant la modification. Nous reviendrons plus tard sur les possibles causes de ce comportement.

En ce qui concerne CLASS, il est apparu que la profondeur de chaque couche n'était pas prise en compte lors du calcul de la variation de la quantité d'eau liquide (ou de glace) gelant (ou dégelant) suite à la perte (ou le gain) d'énergie en surface. Après cette modification, le contenu en eau solide dans le sol a augmenté, comme l'illustre la courbe rouge de la figure 5.1 - (b). La différence est surtout significative en hiver, avec une augmentation de presque de $30 kg.m^{-2}$.

5.2 Evolution des paramètres hydriques

5.2.1 Analyse de l'équilibre du bilan hydrique

Principe

Suite aux différences observées entre ISBA et CLASS lors de l'analyse des paramètres hydriques, il nous a semblé intéressant d'étudier l'équilibre des bilans en eau journaliers au sein de chaque modèle.

Pour ISBA, comme pour CLASS, la relation utilisée afin d'évaluer l'équilibre du bilan hydrique sur une période d'un jour est la suivante (le calcul de W , propre à chaque modèle est présenté en annexe H) :

$$\epsilon = P - (E + R + D + \Delta W) \quad (5.2)$$

avec,

- ϵ , résidu éventuel du bilan hydrique ($kg.m^{-2}$);
- P , précipitations (mm ou $kg.m^{-2}$);
- E , flux d'évaporation ($kg.m^{-2}$);
- R , ruissellement ($kg.m^{-2}$);
- D , drainage ($kg.m^{-2}$);
- ΔW , contenu en eau ($kg.m^{-2}$);

Ainsi, plus ϵ est faible, plus on s'approche de l'équilibre du bilan hydrique.

Résultats

Il apparaît finalement que le résidu du bilan hydrique journalier est plus important dans CLASS, particulièrement en hiver (ϵ est alors de l'ordre de $10^{-2}kg.m^{-2}$), que dans ISBA (où ϵ est de l'ordre de $10^{-3}kg.m^{-2}$). Cependant, si l'on compare ces valeurs de résidu avec la valeur moyenne des précipitations, qui est de l'ordre de l'unité, on peut considérer que dans le cas d'ISBA comme dans celui de CLASS, le bilan hydrique est proche de l'équilibre.

5.2.2 Ruissellement et drainage

La figure 5.2 - (a) représente les courbes d'évolution temporelle du ruissellement de surface moyenné sur tout le domaine d'étude pour ISBA et CLASS.

En moyenne sur l'Amérique du Nord, nous pouvons donc noter qu'ISBA génère plus de ruissellement que CLASS. Ce résultat est peu surprenant puisque le traitement du ruissellement d'ISBA et de CLASS est très différent dans les deux modèles (voir annexe G). En observant les moyennes du mois de mars des cumuls journaliers de précipitations et de différences de ruissellement entre ISBA et CLASS (figures 5.3), on peut constater que CLASS accorde plus d'importance au ruissellement lié à la fonte de la neige alors qu'ISBA privilégie le ruissellement lié aux précipitations. Ainsi, à la fin de l'hiver (mars), le modèle canadien génère en moyenne plus de ruissellement. Ce résultat est visible sur la courbe d'évolution temporelle 5.2. Lorsqu'il n'y a pas de fonte de neige, nous avons également pu constater que CLASS ruisselle sous les événements précipitants mais en moindre quantité qu'ISBA.

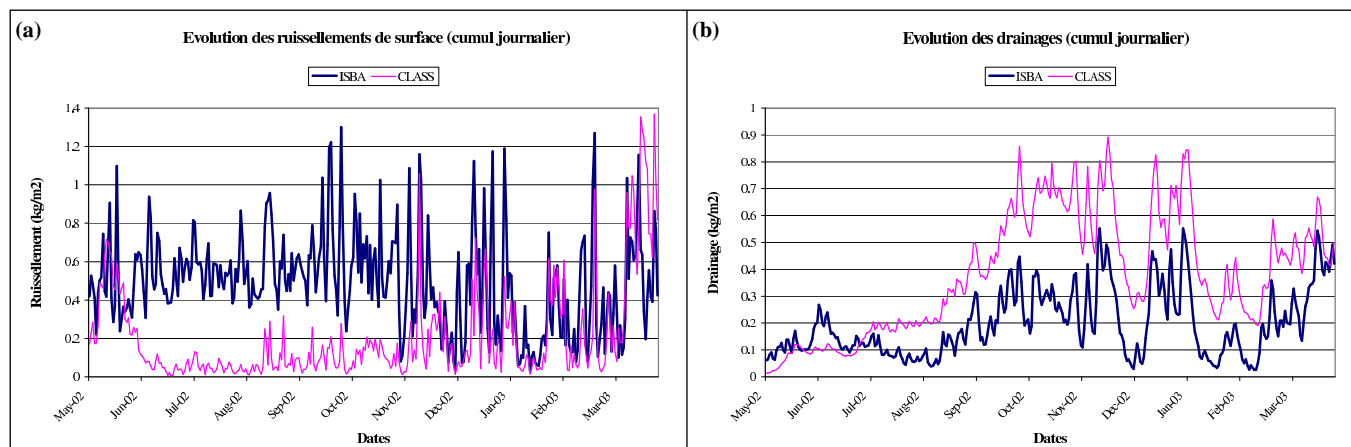


FIG. 5.2 – Evolutions temporelles des moyennes effectuées sur tout le domaine d'étude (en $kg.m^{-2}$) : (a) - cumul journalier du ruissellement, (b) - cumul journalier du drainage.

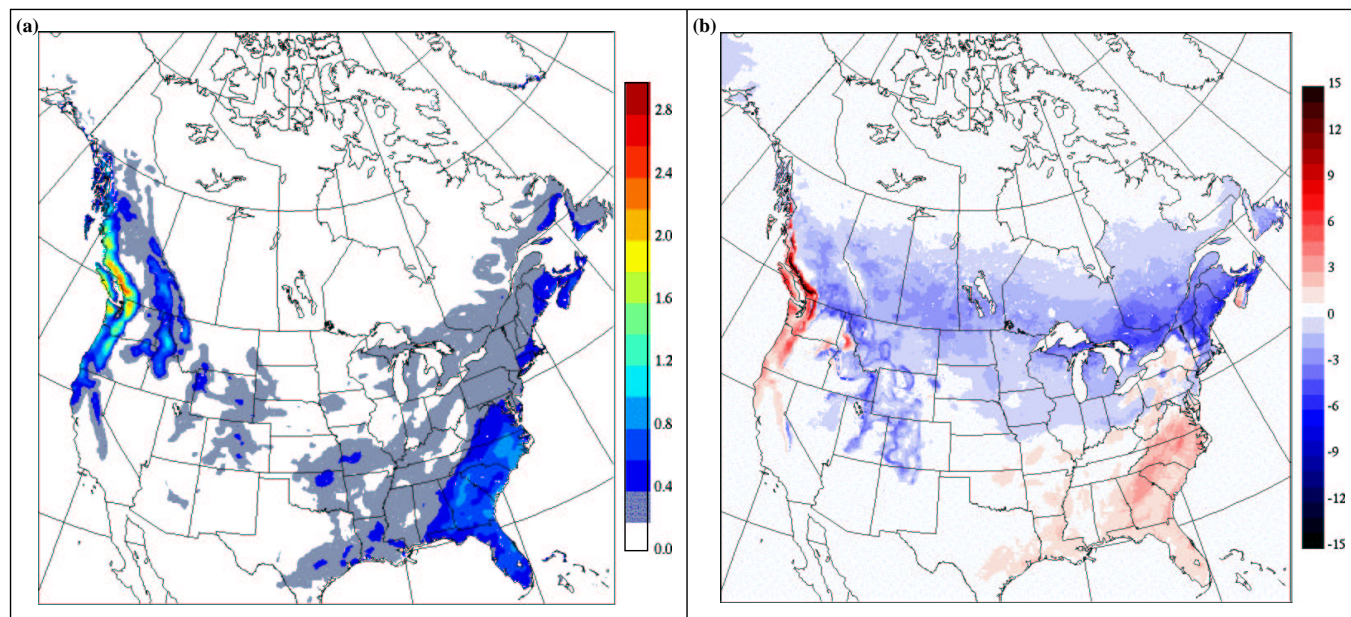


FIG. 5.3 – Moyennes sur le mois de mars (en $kg.m^{-2}$) : (a) - cumul journalier des précipitations (quantités à multiplier par un facteur 10) et (b) - différences des cumuls journaliers de ruissellement entre ISBA et CLASS (opération effectuée = ISBA - CLASS).

Intéressons nous à présent aux courbes d'évolution temporelle du drainage moyenné sur l'Amérique du Nord présentées en figure 5.2 - (b). Le drainage est plus intense dans le cas du modèle CLASS, mais les deux courbes d'évolution temporelle semblent proches. Les moyennes mensuelles montrent également que le drainage paraît se produire dans les mêmes zones pour CLASS et ISBA, comme on peut le voir sur la figure 5.4, qui représente les moyennes sur le mois d'octobre du cumul journalier du drainage pour les modèles ISBA et CLASS (en $kg.m^{-2}$).

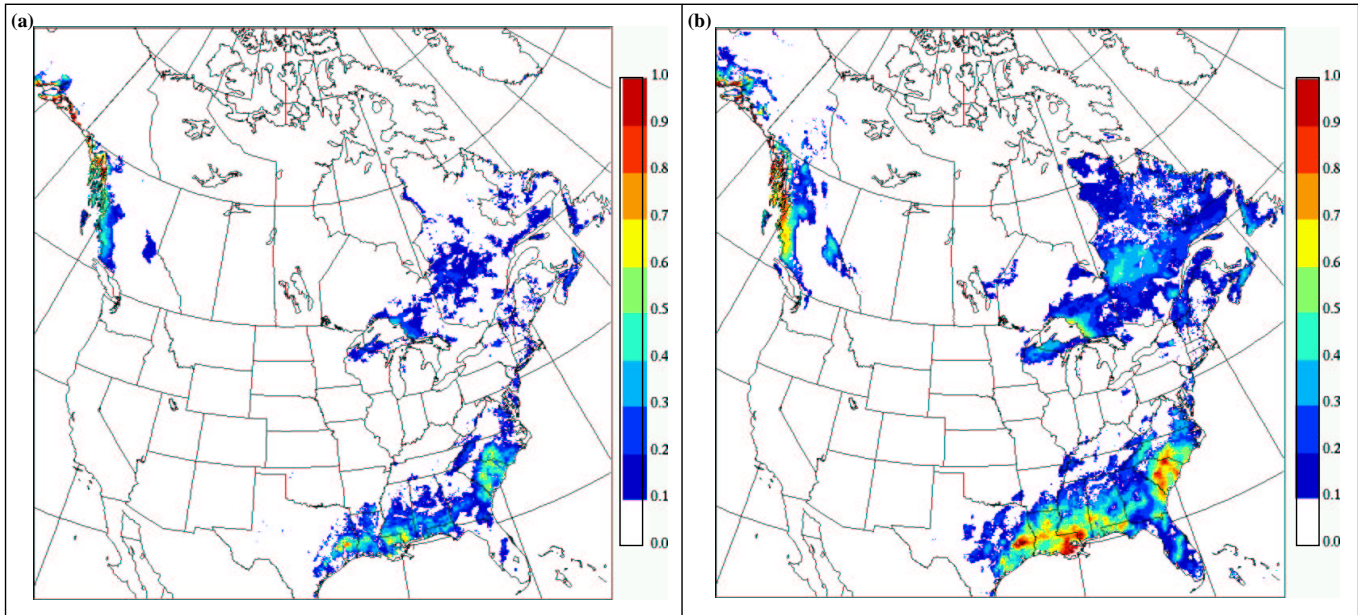


FIG. 5.4 – Moyennes sur le mois d'octobre du cumul journalier du drainage (en $kg.m^{-2}$, avec un facteur multiplicatif de 10) : (a) - ISBA et (b) - CLASS.

Finalement, que ce soit dans le cas de l'un ou l'autre des deux schémas de surface, lorsque de l'eau ruisselle, elle constitue une perte pour le bilan hydrique puisque cette quantité est éliminée de la simulation du modèle.

Nous avons vu que, dans le cas de CLASS, le ruissellement de surface se produisait à partir du moment où la capacité de rétention d'eau en surface avait atteint sa valeur limite. Il existe donc une partie de l'eau incidente qui ne sera pas éliminée du circuit hydrique et sera conservée dans les flaques. ISBA, de son côté, n'accumule pas d'eau en surface : celle-ci s'infiltre dans le sol en accord avec les flux d'eau qui atteignent la surface et le ruissellement a lieu seulement lorsque lorsqu'une fraction de maille est saturée (fraction déterminée à l'aide d'une méthode statistique).

De cette façon, après un événement précipitant (ou si de l'eau atteint le sol, provenant par exemple du réservoir d'interception de la végétation), ISBA simulera plus de ruissellement et c'est bien ce que l'on observe majoritairement, tant au niveau des moyennes spatiales que des moyennes temporelles. Dans le cas du modèle CLASS, il restera de l'eau en surface qui ne sera pas amenée à ruisseler. Celle-ci aura trois possibilités : soit elle s'infiltre dans le sol au fur et à mesure que le front d'hydratation gagne en profondeur, soit elle sera évaporée,

soit elle gèlera (cette quantité d'eau gelée se retrouvera au point de vue du bilan hydrique comme un gain pour la masse de neige).

Ainsi, cette eau retenue en surface dans les flaques devient pour CLASS une perte en ce qui concerne le ruissellement et un gain au niveau du drainage, de la quantité d'eau dans le sol ou de l'évaporation (qui seront analysés plus tard), si celle-ci ne gèle pas. Cependant, la quantité d'eau retenue en surface par CLASS étant minime (de l'ordre de $10^{-4} kg.m^{-2}$ en moyenne spatiale) vis-à-vis du ruissellement (qui est de l'ordre de $10^{-1} kg.m^{-2}$ en moyenne spatiale), on peut en déduire que le plus faible ruissellement dans CLASS s'explique par une plus grande infiltration d'eau dans le sol que dans ISBA.

Néanmoins, au niveau du bilan hydrique, la perte d'eau dans le sol occasionnée par le ruissellement et le drainage pour ISBA sera beaucoup plus importante que pour CLASS. En effet, si CLASS génère plus de drainage qu'ISBA (en moyenne sur toute la période, CLASS draine environ 1.9 fois plus), la quantité d'eau perdue par ruissellement pour ISBA dépasse largement celle perdue par drainage pour CLASS (ISBA ruisselle en moyenne environ 2.4 fois plus). Ceci se retrouvera au niveau du contenu en eau du sol, qui, comme nous allons le voir plus tard, est plus important pour le modèle CLASS. Ce comportement aura aussi un impact sur l'évapotranspiration, qui sera alors plus forte dans le cas de ce même modèle.

Le fort ruissellement observé pour ISBA peut être, cela dit, modifié. Comme nous avons pu le voir lors de la description du ruissellement et de l'infiltration de l'eau dans le sol d'ISBA (paragraphe 2.6.1), il est possible de jouer sur le paramètre de forme B de l'équation (2.12) afin de changer la quantité d'eau qui ruisselle. Ce dernier avait, en effet, été fixé à 1, lors de nos simulations, pour des raisons de simplicité. Pour diminuer le ruissellement, grâce à la paramétrisation sous-maille d'ISBA, il suffit alors de réduire simplement la valeur de ce paramètre de forme.

Il existe toutefois un seul cas, au mois de mars, où le modèle CLASS génère plus de ruissellement en moyenne, en raison de la fonte de la neige, comme nous avons pu le constater. Cela vient du fait que CLASS fait fondre la neige beaucoup rapidement qu'ISBA. Nous allons tenter d'expliquer ceci dans le paragraphe suivant.

5.2.3 Masse de neige

Sur la figure 5.5, on représente les courbes d'évolution temporelle de la masse de neige (en $kg.m^{-2}$) moyennée sur le domaine au complet dans le cas des modèles ISBA et CLASS.

Les figures 5.6 (a) et (b) représentent des différences entre les modèles ISBA et CLASS moyennées sur le mois de mai 2002 concernant, respectivement, la masse de neige (en $kg.m^{-2}$) et le flux d'évaporation en surface (positif de la surface vers l'atmosphère, en $kg.m^{-2}.jour^{-1}$). Le flux d'évaporation est positif au-dessus du domaine étudié dans le cas des deux modèles.

On peut facilement constater, sur les courbes d'évolution temporelle (figure 5.5), qu'au printemps (mois de mai 2002 et mars 2003), CLASS fait fondre la neige beaucoup plus rapidement que le modèle ISBA. Sur les figures 5.6 (a) et (b), on remarque une forte corrélation entre les zones où la quantité de neige est la plus forte dans ISBA et les zones où ce dernier génère le plus d'évaporation en surface. Ceci permet d'émettre l'hypothèse selon laquelle ces zones de plus forte évaporation sont dues en fait, à la sublimation de la neige dans le cas d'ISBA. Celle-ci est, en effet, plus importante pour ISBA car, dans ce modèle, le calcul de la température de surface englobe les températures du sol nu, de la végétation et de la

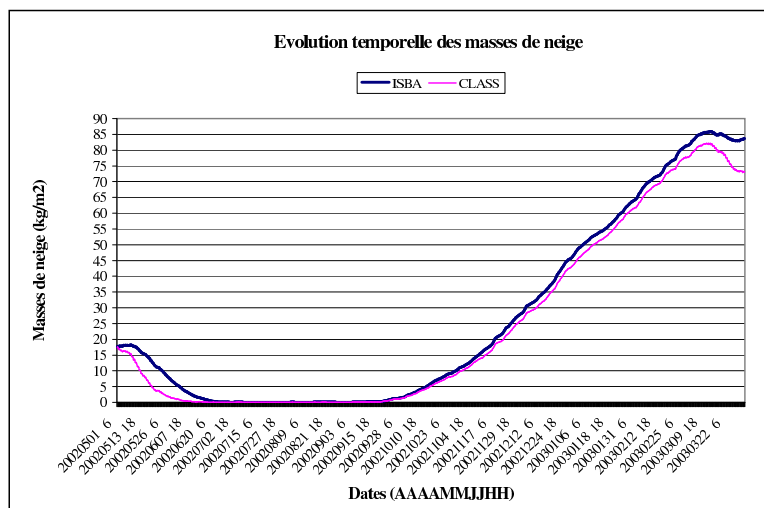


FIG. 5.5 – Evolution temporelle de la masse de neige par unité de surface (en $kg.m^{-2}$) moyennée sur la globalité du domaine d'étude pour les modèles ISBA et CLASS.

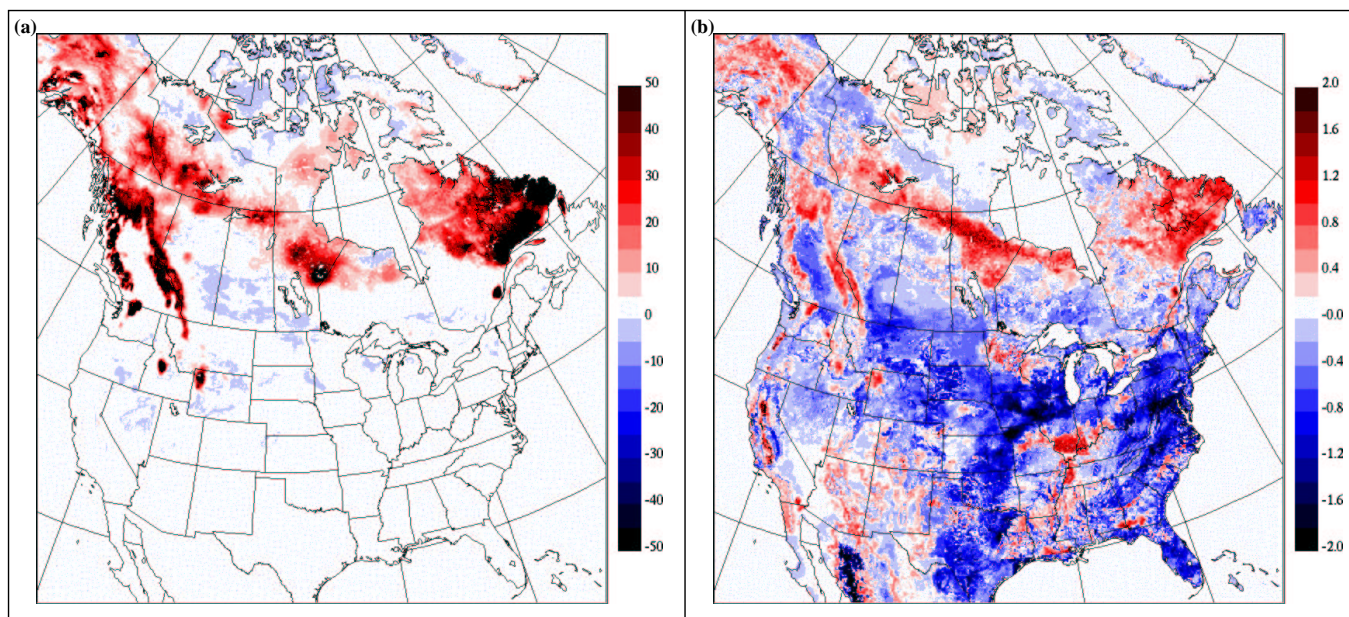


FIG. 5.6 – Différence entre ISBA et CLASS (opération effectuée = ISBA - CLASS) de la moyenne sur le mois de mai 2002 pour (a) - la masse de neige par unité de surface (en $kg.m^{-2}$), et (b) - le flux d'évaporation en surface (en $kg.m^{-2}.jour^{-1}$).

neige. Ceci permet d'avoir des températures supérieures à 0°C au-dessus de la neige, ce qui n'est pas le cas dans CLASS, pour lequel, la température au dessus de la neige est toujours inférieure ou égale à zéro (voir annexe G). La quantité d'énergie utilisée pour faire sublimer la neige est relativement importante et cela constitue une perte d'énergie dans ISBA pour la fonte de cette dernière.

La sublimation de la neige n'est cependant pas la seule raison expliquant la fonte moins rapide de la neige dans ISBA. En effet, ce modèle prend en compte une quantité d'eau liquide à l'intérieur du réservoir de neige, ce qui n'est pas le cas du modèle CLASS. Cela introduit un processus de gel de l'eau et de fonte de la glace dans la neige qui a pour effet de ralentir la fonte de la neige, car l'eau gelée dans la neige fait partie intégrante de la masse de neige. Ainsi au printemps, les températures sont souvent au dessus de 0°C le jour, et en dessous de 0°C la nuit. Cela implique que le jour, la quantité d'eau gelée dans la neige fond, et la nuit, l'eau liquide qui n'a pas été évacuée du réservoir de neige gèle à son tour. Une expérience de sensibilité menée par Bélair et al. (2003, part. II) montre que cela aura pour effet de retarder la diminution de la masse de neige dans ISBA.

La fonte moins rapide de la neige dans ISBA serait donc liée, entre autres, à la plus importante sublimation de la neige et à l'introduction d'eau liquide au sein du réservoir de neige.

5.2.4 Contenus en eau du sol

Comme le montre la figure 5.7, qui représente l'évolution temporelle de la moyenne spatiale du contenu en eau total du sol pour les deux modèles étudiés, il apparaît que le contenu en eau total du sol (courbe noire) est plus important dans CLASS (figure 5.7 - (b)) que dans ISBA (figure 5.7 - (a)).

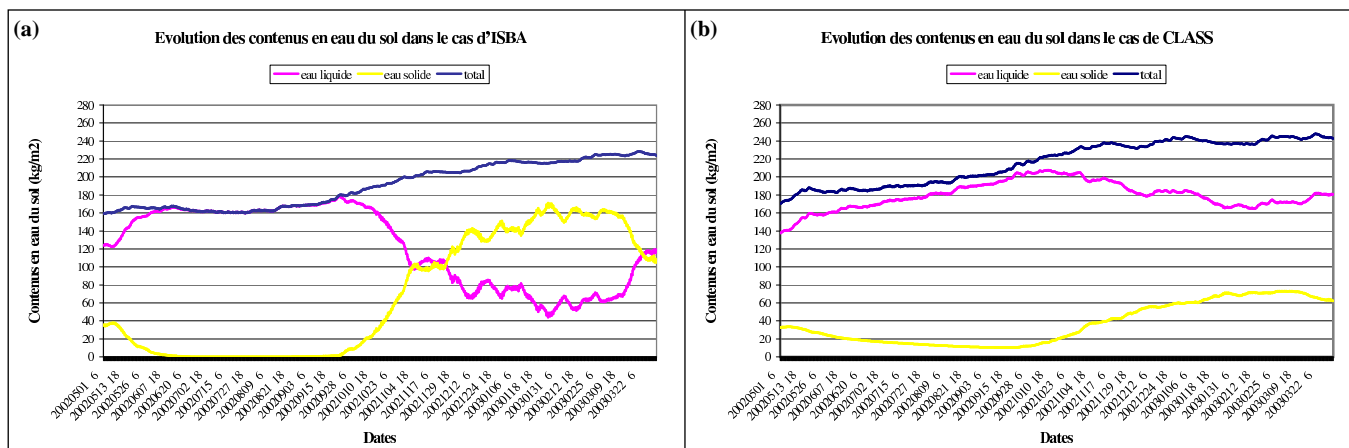


FIG. 5.7 – Evolution temporelle des contenus en eau total, liquide et solide du sol moyennés sur le domaine d'étude (kg.m^{-2}) dans le cas des deux modèles : (a) - ISBA et (b) - CLASS.

Tout d'abord, on remarque une différence dès l'initialisation de l'ordre de 10 kg.m^{-2} . Cela est dû au fait qu'un mécanisme de contrôle interne au modèle CLASS impose une valeur

minimale au contenu en eau liquide en chaque point de grille, celui-ci pouvant au contraire être nul au sein d'ISBA.

Cependant, l'écart entre CLASS et ISBA augmente au cours de l'année, particulièrement en été, atteignant alors quasiment 20 kg.m^{-2} . Il y a alors 10 % d'eau dans le sol en plus dans CLASS. Or l'analyse des cartes mensuelles révèle que le contenu en eau total du sol est plus important dans CLASS, là où il y a eu précipitation. Il est donc possible que cette divergence entre les deux modèles soit due à une infiltration plus importante dans le cas de CLASS. Cela rejoint la remarque exprimée précédemment selon laquelle le ruissellement est plus important dans ISBA que dans CLASS. Cette eau qui ne ruisselle pas dans CLASS est ainsi infiltrée dans le sol.

D'autre part, la figure 5.7 illustre également les différences très marquées de distribution de l'eau dans le sol entre eau liquide (courbes roses) et solide (courbes jaunes) selon le modèle auquel on s'intéresse. Ainsi, dans le cas d'ISBA, les contenus en eau liquide et solide varient de manière significative en fonction des saisons. Presque toute l'eau gelée dans le sol a fondu en été et inversement, l'eau liquide dans le sol diminue en hiver en raison du gel, comme le confirme l'augmentation rapide du contenu en eau solide du sol à cette même période. Ce dernier passe ainsi en moyenne d'une valeur quasiment nulle à une valeur de l'ordre de 100 kg.m^{-2} entre octobre et novembre. A l'inverse, si l'on s'intéresse aux résultats obtenus avec CLASS, il apparaît que la variation saisonnière des contenus en eau du sol est beaucoup moins marquée que dans le cas d'ISBA. Tout d'abord, il subsiste de l'eau solide dans le sol durant tout l'été alors qu'ISBA la fait quasiment disparaître. De plus, en hiver, le gel de l'eau liquide contenue dans le sol est moins rapide et intense.

Il est possible que cette divergence provienne des différences de traitement de l'énergie entre les deux modèles. En effet, la figure 5.1, qui représente les contenus en eau solide pour ISBA avant et après modification, laissait apparaître que celle-ci n'avait pas entraîné une modification significative du gel dans le sol, alors que le terme de prise en compte de l'effet du gel sur la température moyenne de surface T_2 était multiplié par 1000, masse volumique de l'eau qui avait initialement été omise.

On peut penser que cela est dû à la non prise en compte de la profondeur dans le terme $L_f \frac{\rho_w}{C_s} \frac{\partial w}{\partial t}$ de l'équation (5.1), représentant l'effet des changements de phases sur la température moyenne de surface. En effet, pour une fraction volumique d'eau donnée, la variation de T_2 dans ISBA sera la même quelle que soit la profondeur concernée. On ne prend alors pas en compte l'inertie associée à l'eau gelée en profondeur, d'où des variations très rapides de la température de surface et des contenus en eau solide du sol.

Il semble ainsi que le schéma «force-restore» soit peu approprié pour représenter le processus du gel dans le sol. Une structure multi-niveaux pourrait peut-être mieux simuler ce processus.

5.3 Evolution des paramètres thermiques et énergétiques

5.3.1 Bilan énergétique

L'équilibre du bilan énergétique à la surface est ajusté en fonction des flux de rayonnement incidents et sortants. Des flux de chaleur en surface, tels que le flux de chaleur dans le sol, le flux de chaleur latente et le flux de chaleur sensible, sont alors générés en réponse au forçage constitué par le rayonnement solaire et le rayonnement infrarouge atmosphérique reçus. Ce sont surtout les flux de chaleur latente et sensible qui vont influencer directement l'atmosphère.

5.3.2 Etude des composantes du bilan énergétique

Comparaison des flux de chaleur

Le bilan énergétique est contrôlé par l'évaporation. Celle-ci sera développée dans le paragraphe suivant, étant donné sa complexité. En effet, c'est d'abord dans l'évaporation que se répartira l'énergie disponible en priorité, car ce phénomène est le plus efficace pour refroidir la surface. Ainsi, une augmentation du flux de chaleur latente aura pour conséquence une diminution du flux de chaleur sensible, puisque le flux de chaleur dans le sol est faible, comme nous allons le voir par la suite. C'est bien ce que l'on observe sur les figures 5.8 (a) et (b), qui représentent, respectivement, l'évolution temporelle des moyennes spatiales et journalières sur le domaine d'étude des flux de chaleur latente et sensible (en $W.m^{-2}$).

Nous pouvons constater que la différence la plus importante pour les modèles ISBA et CLASS a lieu au cours de la période estivale. C'est effectivement à cette période que le mécanisme d'évapotranspiration est le plus important puisqu'alors l'ensoleillement est à son maximum et la végétation est la plus développée. La différence maximale (ISBA - CLASS) est d'approximativement $-10 W.m^{-2}$ pour le flux de chaleur latente et $-10 W.m^{-2}$ pour le flux de chaleur dans le sol, alors qu'elle est d'environ $+20 W.m^{-2}$ en ce qui concerne le flux de chaleur sensible. Ce résultat est satisfaisant puisque les différences des flux de chaleur s'équilibrent correctement.

Flux de chaleur sensible

Le flux de chaleur sensible, pendant l'été, est ainsi plus fort pour le modèle ISBA. Cette différence est en accord avec celle qu'on observe dans les températures radiatives au cours de cette période. Sur la figure 5.8 (d), on peut remarquer que les températures radiatives nocturnes sont équivalentes, mais que les températures radiatives diurnes diffèrent légèrement. Celles d'ISBA sont en effet à peine plus élevées. Cette petite différence est suffisante pour que ce schéma de surface génère un flux de chaleur sensible plus conséquent, puisque ce flux est largement dépendant de la température de surface.

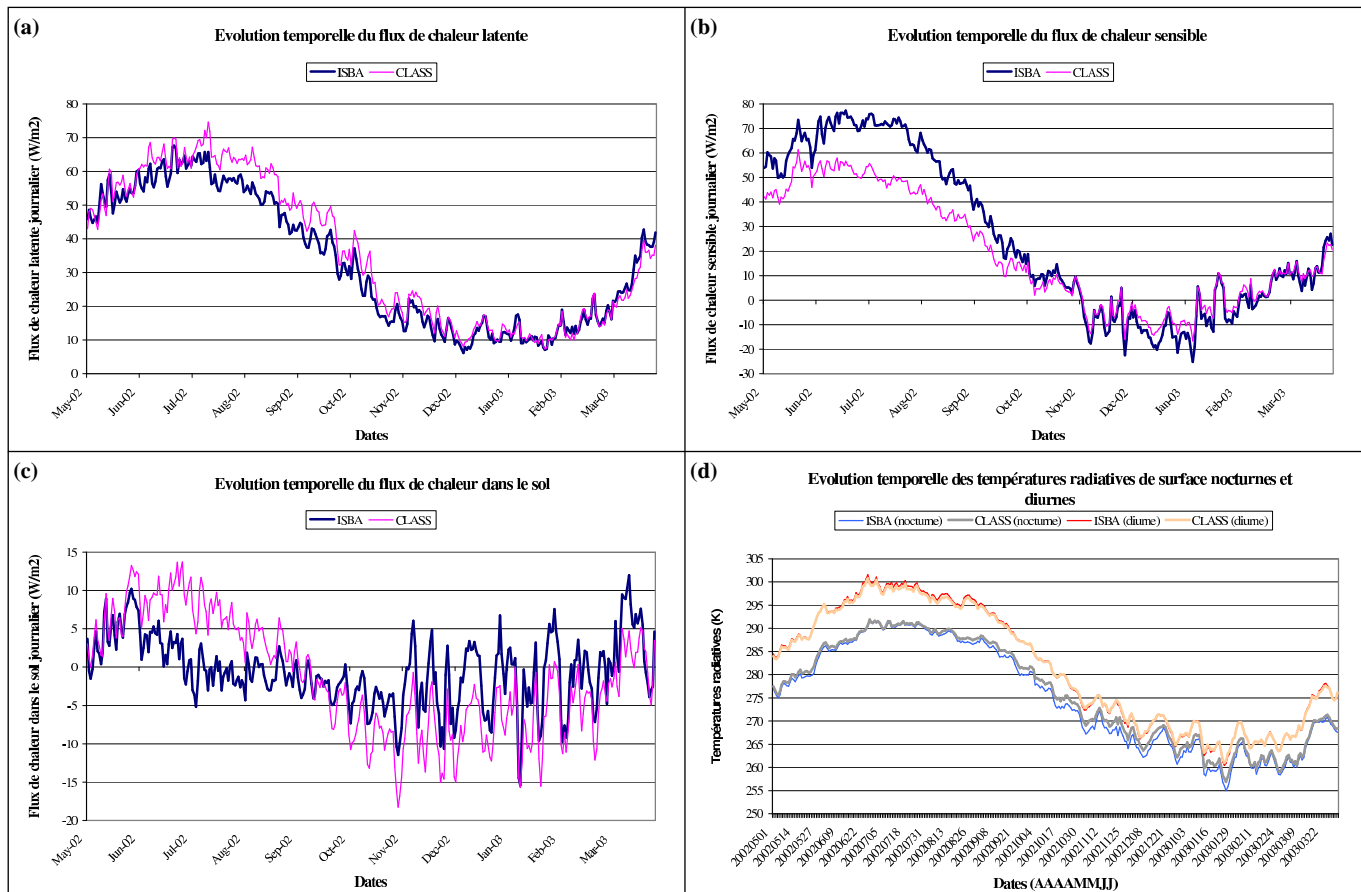


FIG. 5.8 – Evolution temporelle des paramètres relatifs au bilan énergétique moyennés sur le domaine d'étude ($W.m^{-2}$) : (a) - flux de chaleur latente, (b) - flux de chaleur sensible, (c) - flux de chaleur dans le sol et (d) températures radiatives.

Flux de chaleur dans le sol

Le flux de chaleur dans le sol est relativement faible, comparé aux flux de chaleur sensible et latente puisqu'il représente seulement 15% à 20% de ces derniers, comme nous pouvons le voir sur la figure 5.8 (c). Il suit approximativement le rythme des saisons puisqu'il est dirigé majoritairement vers le sol en été et vers l'atmosphère en hiver. Cela dit, l'amplitude saisonnière est plus faible pour ISBA que pour CLASS. En observant les températures du sol pour ISBA et CLASS qui sont représentées en figure 5.9 (a) et (b), nous allons voir comment CLASS génère plus de conduction dans le sol.

Rappelons tout d'abord que les niveaux d'ISBA et CLASS ne sont pas équivalents (voir annexe G). On ne peut donc pas comparer directement les températures entre elles. Nous allons seulement regarder le comportement de celles-ci vis à vis des couches des modèles. La structure en trois couches de CLASS permet au sol profond (troisième couche de CLASS) de garder en mémoire la chaleur emmagasinée pendant l'été et de la restituer en hiver. ISBA, quant à lui, ne simule pas ce phénomène étant donné qu'il ne calcule qu'une température de surface (représentée sur la figure 5.9 - (a) par le niveau 1) et une température moyenne de surface (niveau 2 du modèle). La conduction dans le sol est alors paramétrée. On peut

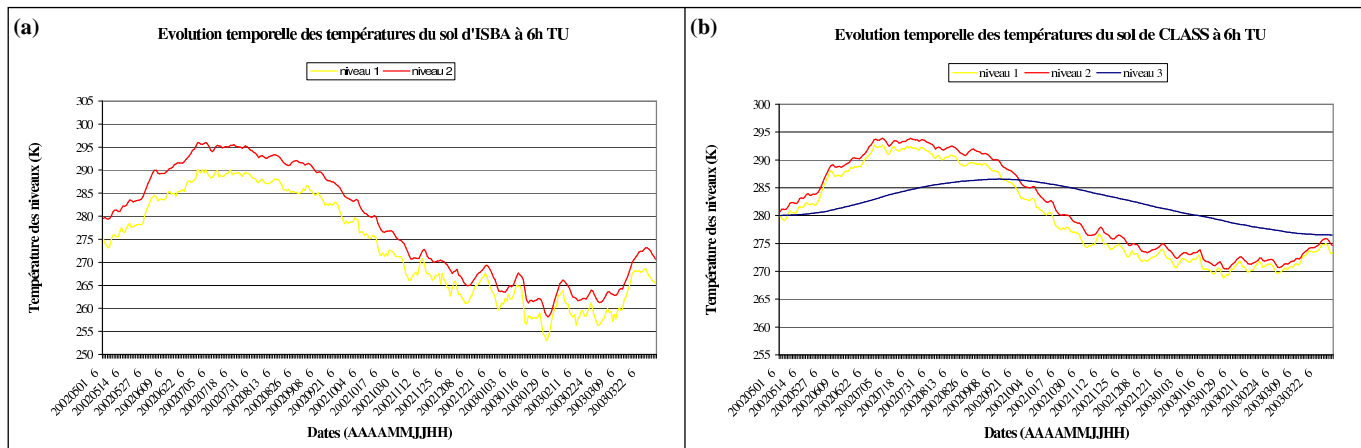


FIG. 5.9 – Températures des niveaux du sol pour ISBA (a) et CLASS (b) à 6h TU moyennées sur le domaine d'étude. Pour ISBA, les niveaux 1 et 2 représentent, respectivement, la température de surface et la température moyenne de surface. Pour CLASS, le niveau 1 est la couche du sol proche de la surface, le niveau 2, le niveau intermédiaire et le niveau 3 simule la température de la couche profonde.

remarquer cependant, que, même en résolvant l'équation de la conduction, comme dans le cas du modèle CLASS, la troisième couche (niveau 3 de la figure 5.9) a tout de même un certain impact, car on peut constater que la deuxième couche du modèle suit en général l'évolution moyenne du premier niveau, qui a une forte variation journalière (on ne montre sur la figure 5.9 que la température nocturne, c'est pourquoi le niveau 2 a une température plus élevée que le niveau 1). Ainsi, en été, la température de la troisième couche de CLASS étant plus faible que celle des niveaux supérieurs, cela contribue à diriger le flux de chaleur vers le bas. En hiver, c'est l'inverse, et le flux de chaleur sera ainsi dirigé vers le haut.

5.3.3 Evapotranspiration totale

Lors de notre étude, sont apparues des différences entre les modèles ISBA et CLASS concernant l'évapotranspiration totale. En effet, comme l'illustre la figure 5.8 - (a), l'évapotranspiration totale moyennée sur l'ensemble du domaine est plus importante dans CLASS que dans ISBA au cours de l'été et de l'automne, particulièrement aux mois d'août et de septembre. Cependant, cette tendance s'inverse sur certaines zones, comme nous le verrons plus loin.

Afin de déterminer les causes des différences observées, nous avons pu avoir accès à des données obtenues à l'aide d'un modèle colonne développé par Yves Delage. Le principe est d'exécuter les modèles CLASS et ISBA en un seul élément théorique de la grille dont on va pouvoir facilement modifier les caractéristiques. Dans le cas qui nous intéresse, l'étude a porté sur l'influence des contenus en eau liquide du sol ainsi que sur celle de la composition du sol dans des conditions estivales (insolation et flux infrarouge respectivement fixés à 500 W.m^{-2} et 330 W.m^{-2}), avec une fraction de végétation fixée à 90 %.

Pour une fraction volumique d'eau donnée, on fait ainsi varier les pourcentages de sable

et d'argile composant le sol. Il apparaît alors que, pour une fraction volumique et un pourcentage d'argile fixés, l'évapotranspiration totale varie peu en fonction du pourcentage de sable. Nous avons donc fixé celui-ci à 35 %. De plus, les régions auxquelles nous allons nous intéresser, c'est-à-dire, comme nous allons le voir plus tard, la Floride qui se distingue par une évapotranspiration plus forte dans ISBA que dans CLASS, et la partie est des Etats-Unis, balisée par une plus forte évapotranspiration dans CLASS, sont caractérisées par des pourcentages d'argile de l'ordre de 25 %. C'est pourquoi cette valeur est choisie dans notre étude. On obtient alors la figure 5.10, qui représente l'évolution de l'évapotranspiration en fonction du contenu en eau du sol, sous les conditions évoquées précédemment.

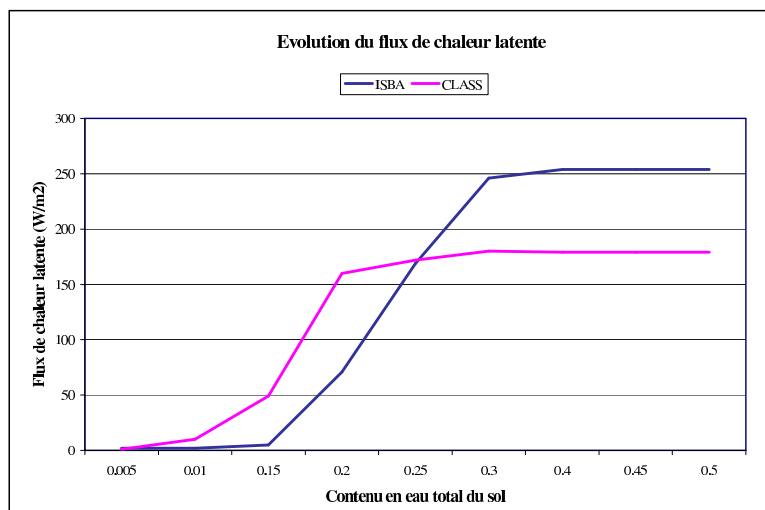


FIG. 5.10 – Evolution de l'évapotranspiration totale en fonction du contenu en eau du sol dans des conditions estivales pour un élément de maille dont le sol serait constitué de 25 % d'argile et de 35% de sable ($W.m^{-2}$).

Plusieurs hypothèses peuvent alors être avancées quant aux causes des différences observées entre CLASS et ISBA concernant l'évapotranspiration.

Contenus en eau du sol

Tout d'abord, en ce qui concerne l'évaporation globalement plus grande dans CLASS que dans ISBA, l'hypothèse principale que nous avons émise concerne la différence de contenu en eau dans le sol.

Il a en effet été observé précédemment que la quantité d'eau dans le sol est plus importante dans CLASS que dans ISBA initialement et que ce décalage s'accroît au cours de l'été et de l'automne (figure 5.7). Il y a ainsi moins d'eau disponible pour l'évaporation dans ISBA, qui en fournit davantage par ruissellement et drainage aux cours d'eau, comme nous l'avons vu précédemment. CLASS se trouvera donc plus fréquemment dans la gamme de contenus en eau où il évapore plus qu'ISBA (figure 5.10). C'est pourquoi on peut penser que la différence de contenus en eau dans le sol est l'une des causes principales de l'écart observé entre les évapotranspirations simulées par CLASS et ISBA. Cependant, d'autres hypothèses peuvent également être émises.

Résistance de surface

Les figures 5.11 - (a) et (b) représentent respectivement la différence entre ISBA et CLASS de l'évapotranspiration moyenne pour le mois d'août et la moyenne mensuelle des contenus en eau du sol pour ISBA, pour la même période.

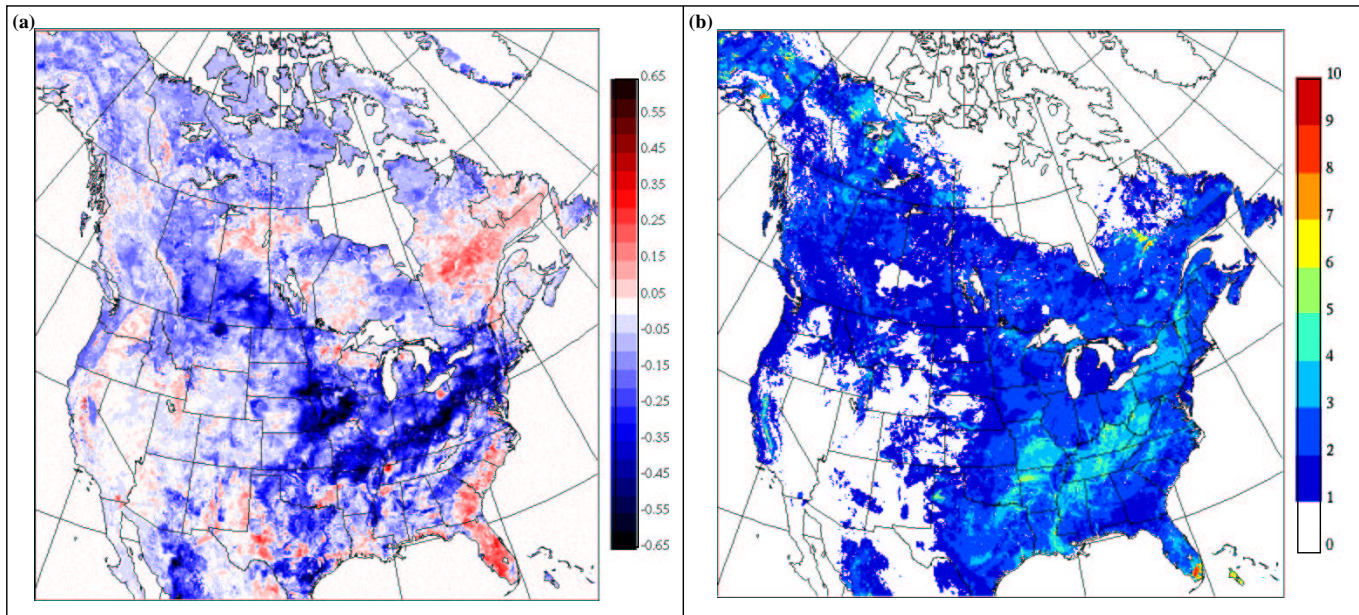


FIG. 5.11 – (a) - Différence entre ISBA et CLASS (opération effectuée : ISBA - CLASS) des moyennes d'évapotranspiration pour le mois d'août ($W.m^{-2}$, à multiplier par un facteur 100) et (b) - moyenne des contenus en eau du sol dans le cas d'ISBA, pour le mois d'août ($kg.m^{-2}$, à multiplier par un facteur 100).

On observe bien que l'évapotranspiration est globalement plus importante dans CLASS que dans ISBA (figure 5.11 - (a)). Cependant, on remarque également que cette tendance s'inverse sur certaines zones, en particulier dans le cas de la Floride et du centre du Québec.

D'après les figures 5.10 et 5.11 - (b), il semble bien que pour des fractions volumiques d'eau dans le sol modérées ce qui est le cas dans la partie est des Etats-Unis, l'évapotranspiration est plus importante dans CLASS que dans ISBA (la carte obtenue dans le cas de CLASS présente globalement les mêmes zones caractéristiques en ce qui concerne les contenus en eau que celle d'ISBA présentée dans ce document). Mais lorsque le contenu en eau augmente jusqu'à des valeurs élevées, comme c'est le cas en Floride, l'évapotranspiration croît plus vite et atteint des valeurs plus importantes dans le cas d'ISBA.

Il semblerait donc que le calcul de l'évapotranspiration soit influencé par les contenus en eau du sol d'une manière plus marquée dans le cas d'ISBA que dans celui de CLASS. Ce comportement pourrait être dû à la définition de la résistance de surface et en particulier aux différences de prise en compte du contenu en eau du sol. En effet, F_2 , qui intervient dans le calcul de la résistance de surface au sein d'ISBA, est une fonction linéaire du contenu en eau du sol tandis que G_2 , que l'on retrouve dans CLASS, est une fonction qui influence faiblement la résistance de surface, sauf lorsque la fraction en eau du sol est faible.

Cependant, la plus grande évaporation d'ISBA dans le cas des sols saturés ou quasi-saturés ne peut être complètement expliquée par la seule influence de l'eau dans le sol sur la résistance de surface. En effet, les fonctions F_2 et G_2 sont bornées à 1 pour des contenus en eau importants et ont donc alors la même influence sur la résistance de surface.

On peut alors avancer une autre hypothèse, liée à la résistance aérodynamique.

Résistance aérodynamique

Dans ISBA, la longueur de rugosité z_0 , qui intervient dans l'expression de la résistance aérodynamique (équation 2.27), est commune au sein d'un même élément de la grille. On applique alors la longueur de rugosité associée à la végétation au sol nu. À l'inverse, dans CLASS, z_0 est différente suivant que l'on se place au-dessus d'un sol nu, recouvert de neige, ou au-dessus de la végétation (équation 3.12). Or, z_0 est plus élevée dans le cas de la végétation que dans celui du sol nu, d'où une évaporation plus forte au-dessus de ce dernier pour ISBA, particulièrement lorsque les contenus en eau sont importants. Ce comportement pourrait expliquer la plus forte évaporation d'ISBA au-dessus de la Floride.

Évaporation au-dessus du feuillage

La figure 5.12 représente l'évolution temporelle de la quantité d'eau retenue par le feuillage moyennée sur l'ensemble du domaine ($kg.m^{-2}$).

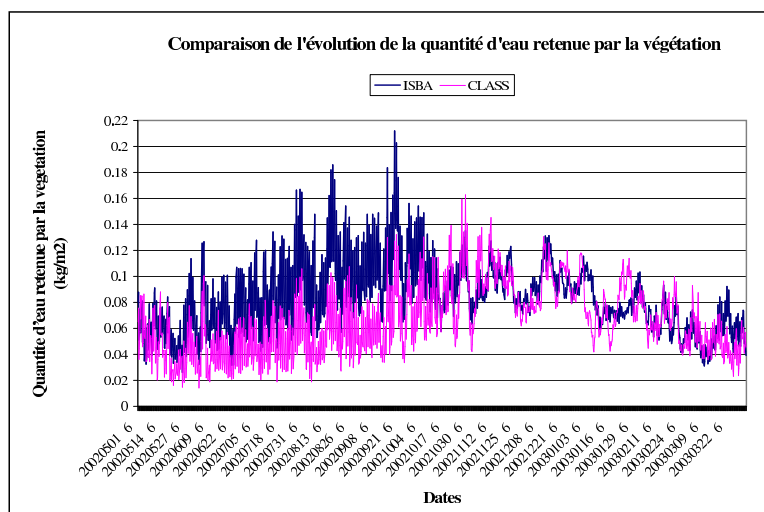


FIG. 5.12 – Evolution temporelle des quantités de précipitations retenues par la végétation moyennées sur le domaine d'étude ($kg.m^{-2}$, à multiplier par un facteur 100) dans le cas des deux modèles : (a) - ISBA et (b) - CLASS.

On remarque que cette quantité est plus importante dans le cas d'ISBA que dans celui de CLASS. Or, la capacité des réservoirs correspondant aux précipitations interceptées par la végétation est comparable entre les deux modèles, la couverture végétale étant voisine. On peut en déduire que l'évaporation des précipitations retenues par le feuillage est supérieure dans CLASS. Ce comportement serait alors lié à la différence de calcul de la fraction de végétation recouverte d'eau prise en compte dans le calcul de l'évaporation de cette eau.

Cette fraction est en effet plus faible dans ISBA que dans CLASS. Cet élément peut donc contribuer à expliquer la plus grande évapotranspiration de CLASS, cependant nous n'avons pu le quantifier faute de temps.

5.3.4 Flux solaire réfléchi par la surface

La figure 5.13 représente les évolutions temporelles moyennées sur le domaine d'étude du flux solaire réfléchi par la surface pour les modèles ISBA et CLASS. On peut assimiler ce dernier à l'albédo de surface puisque le flux solaire incident est le même pour les deux modèles.

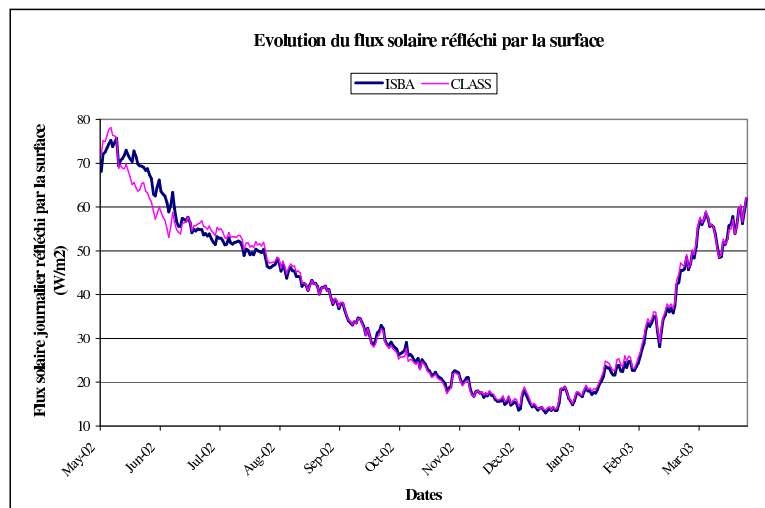


FIG. 5.13 – Evolutions temporelles moyennées sur le domaine d'étude du flux solaire journalier réfléchi par la surface ($W.m^{-2}$) pour ISBA et CLASS.

On peut remarquer que les deux modèles ont des valeurs proches tout au long de la période d'étude, sauf vers les mois de mai et juin, où l'albédo paraît plus important pour le modèle ISBA. La recherche d'une cause éventuelle à cette différence a abouti à la conclusion suivante : au printemps, la neige fond de façon différente pour CLASS et ISBA (on a vu que dans CLASS, la neige fond plus rapidement), ainsi, puisque la quantité de neige est peu importante au mois de mai (voir figure 5.5), la répartition de la couverture de neige pour les deux modèles va s'en retrouver différente également (cela est visible sur la figure 5.6 - (a)). Ceci aura une forte influence sur l'albédo de surface (puisque l'albédo de la neige est assez élevé) et par conséquent, le flux solaire réfléchi par la surface sera plus élevé pour ISBA à cette période de l'année. Sur la figure 5.5, on remarque aussi que la neige fond plus rapidement dans le cas de CLASS aux mois de février et mars, cela dit, la quantité de neige étant relativement plus élevée, la fonte aura, certes, un impact sur l'épaisseur de la neige, mais la répartition de celle-ci en sera moins affectée. C'est pourquoi, on n'observe presque pas de différence entre ISBA et CLASS à cette époque pour ce flux.

5.3.5 Températures radiatives

La figure 5.8 - (d) représente l'évolution temporelle des températures radiatives nocturnes et diurnes moyennées sur l'ensemble du domaine pour ISBA et CLASS. Les courbes obtenues sont d'allure très similaire. Cependant, on note des différences entre les deux modèles, particulièrement dans le cas des températures nocturnes. En effet, on remarque un décalage en moyenne de l'ordre d'un degré, CLASS étant globalement plus chaud qu'ISBA la nuit, principalement en automne et au début de l'hiver.

On peut avancer une hypothèse expliquant ces comportements différents. Il a été évoqué précédemment que le fait que CLASS et ISBA n'aient pas la même structure dans le sol, influence le flux de chaleur dans le sol. Ce flux est généralement plus faible dans le cas d'ISBA car celui-ci ne prend pas en compte le réservoir d'énergie que représente la couche profonde. Cette différence est particulièrement marquée la nuit durant l'automne, car alors la différence de température entre la surface (plus froide) et le sol profond (plus chaud) est la plus grande, comme on peut l'observer sur la figure 5.9 - (b). Le flux de chaleur nocturne (du sol vers la surface) étant ainsi plus élevé dans le cas de CLASS, les températures radiatives associées à ce modèle sont plus élevées la nuit que dans ISBA.

Cependant, cette tendance devrait s'inverser au printemps et en été, puisqu'alors, la couche profonde devient plus froide que les couches supérieures, ce qui devrait surtout être traduit au niveau des températures radiatives diurnes. Or, ce n'est pas le cas, les courbes d'ISBA et CLASS étant très proches en été. En effet, durant le jour, l'action du flux de chaleur dans le sol sur les températures radiatives est moins importante que celle du rayonnement solaire et de l'évapotranspiration.

Une autre explication peut être avancée, en se fondant sur la température de la troisième couche de CLASS. En effet, l'initialisation de la température du sol au sein des différentes couches de CLASS a été réalisée à partir de celle de la couche superficielle d'ISBA, comme on peut le voir, toujours sur la figure 5.9 - (b). Or si l'on extrapole la température du niveau 3, on peut penser que celle-ci sera inférieure au mois de mai 2003 à la valeur d'initialisation en mai 2002. Il est donc possible que la température initiale du troisième niveau de CLASS soit trop élevée et qu'ainsi on ne prenne pas en compte le "passé" de la couche lié à l'hiver précédent.

Conclusion

Les modèles de surface sont notamment destinés à être couplés à des modèles atmosphériques de manière à prendre en compte l'interaction existant entre la surface et l'atmosphère. Notre étude a ainsi consisté à comparer deux de ces modèles. Il s'agissait de la version disponible d'ISBA, schéma initialement développé à Météo-France, puis adapté aux besoins du CMC, et du modèle canadien CLASS.

En dépit des fondements théoriques identiques sur lesquels ils se basent, les conceptions employées pour déterminer les différents paramètres caractéristiques de la surface terrestre diffèrent d'un modèle à l'autre.

D'une part, ISBA modélise le sol à l'aide de deux couches, où les variables sont estimées par le biais de la méthode «*force restore*». Cette méthode est fondée sur la paramétrisation de certains phénomènes tout en limitant le nombre de paramètres utilisés. D'autre part, dans CLASS, la structure du sol présente trois couches et la résolution des différentes équations fait appel à moins de paramétrisations que dans le cas d'ISBA.

Ces différences ont permis de mener la présente étude qui a eu pour but d'observer la sensibilité des variables météorologiques aux structures des modèles de surface. Nous avons examiné les sorties de modèles sur une période qui s'étend du 1^{er} mai 2002 au 31 mars 2003 au dessus du continent Nord Américain en excluant les glaciers, les lacs et les océans. Les simulations des modèles ont été exécutées selon le mode OFF LINE. Cela signifie que le forçage atmosphérique est le même pour les deux modèles et que ceux-ci ne peuvent pas influencer les variables de l'atmosphère.

L'étude des données en sortie des premières expériences a permis de mettre en évidence des erreurs de codage. Les analyses effectuées par la suite ont révélé plusieurs divergences de résultats dues aux caractéristiques propres des modèles.

Nous avons ainsi pu constater, en premier lieu, des comportements assez différents en ce qui concerne le ruissellement. ISBA fait en effet majoritairement ruisseler plus d'eau que CLASS, sauf en hiver, où la fonte de la neige augmente le ruissellement pour CLASS. Néanmoins, la quantité de ruissellement d'ISBA peut être diminuée en modifiant un paramètre de forme dans le schéma de capacité d'infiltration qu'il utilise. CLASS, quant à lui, génère un drainage plus important. Cela semble être dû à une plus grande infiltration de l'eau dans le sol pour ce modèle. Au final, la perte d'eau la plus considérable est observée pour ISBA, ce qui affectera le contenu en eau du sol pour ce modèle. En effet, nous avons constaté une différence significative en ce qui concerne les contenus en eau dans le sol, ceux-ci étant plus importants dans CLASS. Néanmoins, cette différence est également en partie due à une initialisation différente des deux modèles.

De plus, l'évolution des contenus en eau solide dans le sol traduit la faible influence

de l'action du gel et du dégel sur les paramètres du sol et de la surface au sein d'ISBA, la profondeur de la couche d'eau gelée n'étant pas prise en compte dans le schéma «*force restore*».

La fonte de la neige au printemps est moins rapide dans le cas du modèle ISBA. Les causes de cette fonte plus lente seraient liées d'une part, à l'introduction d'eau liquide dans la neige pour le modèle français, qui, en gelant ne s'écoule pas en dehors de la masse de neige, et d'autre part, à une sublimation de la neige plus importante pour ISBA, qui laisse moins d'énergie disponible pour la fonte.

Les différences observées, en ce qui concerne le flux de chaleur dans le sol, sont elles aussi la conséquence de traitements propres à chaque modèle. Ainsi, en raison de sa structure en trois couches, CLASS modélise, à l'aide de l'équation de conduction, une amplitude saisonnière plus marquée que celle d'ISBA, dont le flux est paramétré. Par ailleurs, cette structure propre à CLASS explique aussi les différences observées lors de l'analyse des températures radiatives, CLASS étant plus chaud qu'ISBA la nuit, durant l'hiver et l'automne.

Par ailleurs, l'évapotranspiration plus importante dans CLASS est probablement due au plus grand contenu d'eau dans le sol simulé par ce modèle. D'autres hypothèses reposent sur les différences de résistances de surface et aérodynamique entre les deux schémas.

Enfin, le flux solaire réfléchi par la surface est sensiblement le même dans le cas des deux modèles, mis à part au début de la période d'étude, où ce dernier est plus fort pour le modèle ISBA. Il traduit en effet, une différence de répartition de la neige en période de fonte, qui laisse apparaître la surface du sol et de la végétation de façon plus marquée dans CLASS, pour lequel la fonte est plus rapide, ce qui diminue son albédo.

Il ressort donc en particulier de notre analyse que les différences observées à propos du ruissellement ont une influence sur de nombreux paramètres de surface. Notamment, il entraîne des divergences au niveau des contenus en eau dans le sol, ce qui affecte l'évapotranspiration, qui elle-même agit sur d'autres paramètres. De plus, il semble que le schéma «*force restore*» soit peu adapté à la modélisation du gel dans le sol.

Néanmoins, faute de temps, nous n'avons pu confirmer toutes nos hypothèses. Cependant, il serait intéressant de valider certaines d'entre elles en modifiant les codes des modèles et en exécutant à nouveau ceux-ci sur le domaine et la période d'étude. Ce pourrait notamment être le cas en ce qui concerne les causes de différences entre ISBA et CLASS que nous avons reliées aux initialisations des deux modèles.

Enfin, l'étude que nous avons réalisée a uniquement consisté à comparer le comportement des deux modèles ISBA et CLASS. Il pourrait à présent être intéressant de confronter les résultats obtenus avec des données d'observation disponibles sur le domaine d'étude afin de pouvoir comparer objectivement les deux modèles. Une suite logique serait également de mesurer l'impact de ces différences sur le modèle atmosphérique (en mode IN LINE), travail plus complexe à réaliser.

Annexes

Annexe A

Listes des variables utilisées pour décrire la théorie sur laquelle sont fondés les modèles de surface

Les variables sont classées par ordre alphabétique.

Variables	Définitions	Unités
C	Capacité calorifique volumique du sol	$J.K^{-1}.m^{-3}$
E	Flux de chaleur latente	$W.m^{-2}$
G	Flux de chaleur vertical dans le sol	$W.m^{-2}$
G_0	Flux de chaleur dans le sol à l'interface surface-atmosphère	$W.m^{-2}$
H	Flux de chaleur sensible	$W.m^{-2}$
K_s	Conductivité thermique du sol	$W.m^{-1}.K^{-1}$
K_w	Conductivité hydraulique du sol	$m.s^{-1}$
LE	Flux de chaleur latente	$W.m^{-2}$
Ψ	Terme de succion	m
Q	Flux vertical d'eau dans le sol	$kg.s^{-1}.m^{-2}$
ρ_w	Masse volumique de l'eau	$kg.m^{-3}$
R_n	Rayonnement net à la surface	$W.m^{-2}$
S_T	Terme puits	$K.s^{-1}$
S_W	Terme puits	$m^3.m^{-3}.s^{-1}$
T	Température du sol	K
W	Contenu en eau volumique du sol	$m^3.m^{-3}$
z	profondeur considérée	m

Annexe B

Listes des variables utilisées pour décrire le modèle ISBA

Les variables sont classées par ordre alphabétique.

Variables	Définitions	Unités
$A(i)$	Fraction de maille pour laquelle la capacité d'infiltration i est inférieure à la capacité d'infiltration intégrée sur toute la maille	
A_s	Fraction de maille saturée	
α	coefficient intervenant dans la formulation α	
α	Albédo terrestre	
α_s	Albédo de la neige	
B	Paramètre de forme (égal à 1 dans la présente simulation)	
C_1	Coefficient «force restore» dépendant des propriétés hydriques du sol.	
C_2	Coefficient «force restore» caractérisant la vitesse à laquelle le profil d'eau revient à son équilibre. C_2 augmente avec la conductivité hydraulique.	
C_3	Coefficient pour le drainage par gravité dépendant de la texture du sol. Il caractérise la vitesse à laquelle le profil d'eau w_2 est rappelé vers la capacité au champ w_{fc} .	
C_H	Coefficient décharge entre la surface et l'atmosphère	
χ_m	fonction de stabilité statique associée au vent	
χ_t	fonction de stabilité statique associée à la température et à l'humidité	
$CLAY$	Pourcentage d'argile contenu dans le sol	
C_T	Coefficient thermique de surface prenant en compte les effets du sol nu, de la végétation et de la neige	$K.m^2.J^{-1}$
d_1	Profondeur du réservoir superficiel	m
d_2	Profondeur du réservoir profond	m
δ	fraction du feuillage recouverte par l'eau qu'il intercepte	

tournez SVP

Variables	Définitions	Unités
E	Evapotranspiration totale	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
E_g	Evaporation à la surface d'un sol nu	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
ϵ	Emissivité	
E_r	Evaporation directe de l'eau interceptée par la végétation	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
E_s	Sublimation de la neige	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
E_{tr}	Transpiration de la végétation	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
E_v	Evapotranspiration de la végétation. Si E_v est positive, elle inclut l'évaporation directe E_r et la transpiration E_{tr} de la végétation. Dans ce cas, si l'on considère une fraction de feuillage δ comme étant la portion de végétation recouverte par une fine épaisseur d'eau, alors une partie δ de l'eau recouvrant le feuillage va évaporer, tandis que la partie restante du feuillage ($1 - \delta$) va transpirer. Si E_v est négative, elle correspond au flux de rosée (et $E_{tr} = 0$).	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
$freez_g$	Flux de congélation de l'eau du sol	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
$freez_s$	Flux de congélation de l'eau contenue dans la neige	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
F_w	Flux de fusion de la glace ou de congélation de l'eau du sol	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
H	Flux de chaleur sensible de l'atmosphère	$W.m^{-2}$
h_v	Coefficient de Halstead	
i	Capacité d'infiltration	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
i_0	Capacité d'infiltration pour une quantité d'eau W_0	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
i_m	Capacité d'infiltration maximale	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
κ	Constante de Karman	
L	Longueur de Monin-Obukhov	m
LAI	Indice foliaire ou densité verticale de végétation, c'est la surface de feuille par unité de surface de sol. Elle est déduite de la classification de Henderson-Sellers (1987) suivant le type de végétation dominant.	mm
L_f	Chaleur latente de fusion	$J.kg^{-1}$
L_v	Chaleur latente de condensation	$J.kg^{-1}$
$melt_g$	Flux de fusion de l'eau gelée du sol	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
$melt_s$	Flux de fonte de la neige	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
M_s	Flux de fonte de la neige	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
P	Précipitations	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
P_s	Précipitations neigeuses	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
p_{sng}	Proportion de sol nu couverte par la neige	
p_{snv}	Proportion de vegetation couverte par la neige	
q_a	humidité spécifique de l'air à la hauteur de référence	$kg.kg^{-1}$
q_{sat}	humidité spécifique à saturation	$kg.kg^{-1}$
<i>tournez SVP</i>		

Variables	Définitions	Unités
R_A	Rayonnement infrarouge atmosphérique	$kg.m^{-2}$
R_a	Résistance aérodynamique au-dessus de la surface	$s.m^{-1}$
R_g	Rayonnement solaire direct	$kg.m^{-2}$
ρ_a	Masse volumique de l'air	$kg.m^{-3}$
ρ_s	Densité relative de la neige	
ρ_w	Masse volumique de l'eau liquide	$kg.m^{-3}$
R_2	Ruissellement du réservoir profond	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
R_n	Rayonnement net à la surface : $R_n = R_g(1 - \alpha) + \epsilon(R_A - \sigma T_s^4)$. Il correspond à la somme de la partie absorbée du rayonnement solaire direct R_g (α représente l'albédo terrestre) et de la partie du rayonnement infrarouge atmosphérique reçue ϵR_A (ϵ est l'émissivité), moins le rayonnement infrarouge tellurique $\epsilon \sigma T_s^4$ (où $\sigma = 5,67.10^{-8}W.m^{-2}.K^{-4}$ est la constante de Stefan-Boltzman).	$W.m^{-2}$
$R_{réservoir}$	Ruissellement du réservoir considéré	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
R_s	Résistance de surface	$s.m^{-1}$
R_{smin}	Résistance de surface minimale	$s.m^{-1}$
R_{snow}	Ruissellement d'eau dû à la fonte de la neige	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
R_{surf}	Ruissellement de surface	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
R_{veg}	Ruissellement de l'eau interceptée par la canopée. Celui-ci se produit lorsque W_r atteint une valeur critique W_{rmax} telle que $W_{rmax} = 0.2vegLAI$, où LAI (Leaf Area Index) est l'indice foliaire (mm).	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
τ	Constante de temps égale à 1 jour, soit 86400 secondes.	s
T_2	Température moyenne de surface	K
T_S	Température de surface	K
V_a	vitesse du vent à la hauteur z_a	$m.s^{-1}$
veg	Fraction du couvert végétal	
w	Humidité volumique quelconque du sol	$m^3.m^{-3}$
W_0	Quantité d'eau arbitraire	$kg.m^{-2}$
w_2	Humidité volumique du réservoir profond	$m^3.m^{-3}$
W_c	Quantité d'eau maximale du réservoir profond (à saturation)	$kg.m^{-2}$
W_f	Quantité totale d'eau gelée dans le sol	$kg.m^{-2}$
$W_{finalréservoir}$	Quantité d'eau totale atteignant un réservoir	$kg.m^{-2}$
w_{fc}	Humidité volumique à la capacité au champ	$m^3.m^{-3}$
w_g	Humidité volumique du réservoir superficiel	$m^3.m^{-3}$
w_{geq}	Humidité volumique du réservoir superficiel à l'équilibre	$m^3.m^{-3}$
W_L	Quantité d'eau liquide contenue dans la neige	$kg.m^{-2}$
$W_{maxréservoir}$	Quantité d'eau maximale pouvant être assimilée par un réservoir	$kg.m^{-2}$

tournez SVP

ANNEXE B. LISTES DES VARIABLES UTILISÉES POUR DÉCRIRE LE MODÈLE ISBA57

Variables	Définitions	Unités
W_r	Quantité d'eau liquide retenue par le feuillage	$kg.m^{-2}$
W_{rmax}	Quantité d'eau liquide maximale pouvant être retenue par le feuillage	$kg.m^{-2}$
W_s	Masse de neige par unité de surface	$kg.m^{-2}$
w_{sat}	Humidité volumique à saturation	$m^3.m^{-3}$
z_a	Hauteur de référence	m
z_0	longueur de rugosité pour le vent	m
z_{0t}	longueur de rugosité pour la température	m

Annexe C

Listes des variables utilisées pour décrire le modèle CLASS

Les variables sont classées par ordre alphabétique.

Variables	Définitions	Unités
β	Coefficient intervenant dans la formulation β	
C_i	Capacité thermique volumique de la couche i	$J.K^{-1}.m^{-3}$
C_x	Coefficient de transmission du rayonnement solaire	
χ_m	fonction de stabilité statique associée au vent	
χ_t	fonction de stabilité statique associée à la température et à l'humidité	
δ	Fraction de feuillage recouverte d'eau ou de neige	
Δz_i	Epaisseur de la couche i	m
Δt	Pas de temps	s
E	Evaporation au-dessus du sol nu	$W.m^{-2}$
E_g	Evapotranspiration total	$W.m^{-2}$
E_r	Evaporation directe de l'eau interceptée par la végétation	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
E_s	Sublimation de la neige	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
E_{tr}	Transpiration de la végétation	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
E_v	Evapotranspiration de la végétation	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
F	Flux d'eau liquide dirigé vers le bas	$m.s^{-1}$
G	Flux de chaleur dirigé vers le bas	$W.m^{-2}$
$G(0)$	Flux de chaleur dans le sol à la surface	$W.m^{-2}$
H	Hauteur de la couche d'eau considérée lors du calcul de l'infiltration	m
I	taux d'infiltration	$m.s^{-1}$
κ	Constante de Karman	
k	Conductivité hydraulique	$m.s^{-1}$
K_*	Rayonnement net dû aux courtes longueurs d'onde absorbé à la surface	$W.m^{-2}$

tournez SVP

ANNEXE C. LISTES DES VARIABLES UTILISÉES POUR DÉCRIRE LE MODÈLE CLASS59

Variables	Définitions	Unités
λ	Conductivité thermique	$W.m^{-1}.K^{-1}$
L_*	Rayonnement net dû aux grandes longueurs d'onde absorbé à la surface	$W.m^{-2}$
LAI	Indice foliaire ou densité verticale de végétation	
Ψ	Succion de l'eau contenue dans le sol	m
Ψ_f	Succion au niveau du front d'hydratation	m
Q_E	Flux de chaleur latente	$W.m^{-2}$
Q_H	Flux de chaleur sensible	$W.m^{-2}$
q_a	Humidité spécifique de l'air à la hauteur z_a	$kg.kg^{-1}$
$q_{sat}(T)$	Humidité spécifique à saturation à la température T	$kg.kg^{-1}$
ρ_a	Masse volumique de l'air	$kg.m^{-3}$
$R_{a,g}$	Résistance aérodynamique au-dessus du sol nu	$s.m^{-1}$
$R_{a,s}$	Résistance aérodynamique au-dessus de la neige	$s.m^{-1}$
$R_{a,v}$	Résistance aérodynamique au-dessus de la végétation	$s.m^{-1}$
$R_{a,x}$	Résistance aérodynamique au-dessus du type de surface x	$s.m^{-1}$
R_s	Résistance de surface	$s.m^{-1}$
$R_{s,min}$	Résistance de surface minimale	$s.m^{-1}$
σ_s	Fraction de la surface recouverte de neige	
σ_v	Fraction de la surface recouverte de végétation	
S_i	Terme de correction pour la couche i	K
$S_{l,i}$	Terme de correction pour la couche i	$m^3.m^{-3}$
T_i	Température moyenne de la couche i	K
T_g	Température à la surface du sol nu	K
t_p	Instant où le taux d'infiltration devient inférieur au taux de précipitations	s
T_s	Température à la surface de la neige	K
T_v	Température du feuillage	K
$\theta_{f,i}$	Contenu moyen en eau solide de la couche i	$m^3.m^{-3}$
$\theta_{l,i}$	Contenu moyen en eau liquide de la couche i	$m^3.m^{-3}$
V_a	Vitesse du vent à la hauteur de référence z_a	$m.s^{-1}$
x	Type de surface (g pour le sol nu, s pour la neige et v pour la végétation)	
z_a	Hauteur de référence (environ 40 m)	m
$z_{0,x}$	Longueur de rugosité pour le vent, associée au type de surface x	m
$z_{0t,x}$	Longueur de rugosité pour la température, associée au type de surface x	m
z_f	Profondeur atteinte pas le front d'hydratation	m

Annexe D

Classification de la végétation et du sol pour le modèle GEM

Végétation

1	Eau
2	Glace
3	Lacs continentaux
4	Forêts d'arbres à aiguilles persistantes
5	Forêts d'arbres à aiguilles caduques
6	Forêts d'arbres à feuilles larges persistantes
7	Forêts d'arbres à feuilles larges caduques
8	Forêts d'arbres à feuilles larges tropicales
9	Arbres caducs des régions sèches
10	Arbustes à feuilles larges persistantes
11	Arbustes caducs
12	Arbustes épineux
13	Herbe courte
14	Herbe haute
15	Cultures, récoltes ou moissons
16	Riz
17	Sucre
18	Maïs
19	Coton
20	Cultures irriguées
21	Milieus urbains
22	Toundra
23	Marais, marécage
24	Désert
25	Arbustes mixtes
26	Forêts d'arbres mixtes

Annexe E

Liste des variables d'entrée pour les modèles CLASS et ISBA

La première colonne (**C**) indique les champs spécifiques au modèle de surface CLASS et la deuxième colonne (**P**), les variables pronostiques.

Le niveau «**surface**» représente le niveau qui se situe à l'interface sol-atmosphère. Le niveau «**toit**» représente le niveau qui se situe au toit du modèle atmosphérique. Les niveaux «**jan, fév, ... déc**» correspondent aux douze mois de l'année. Les niveaux «**1,2,3...**» peuvent représenter soit des classes, soit des niveaux dans le sol ou la glace. Le niveau «**0.9950sg**» est exprimé en coordonnées verticales «sigma» et représente le rapport de la pression au niveau considéré sur la pression de surface.

C	P	Variables	Niveaux	Unités	Définitions
Climatologie → un champ unique pour la période d'étude					
		CLAY	1, 2, 3, 4, 5	%	pourcentage d'argile dans le sol
		DLAT	surface	°N	latitude
		DLON	surface	°E	longitude
		GLACEN	surface		fraction de la couverture de glace sur les continents
		ICEDP	jan, fév, ... déc	m	épaisseur de la glace
		LHTG	surface	m	écart type de la topographie sous-maille
		MG	surface		masque terre-mer
		MT	surface	m	topographie
		SAND	1, 2, 3, 4, 5	%	pourcentage de sable dans le sol
		VEGFEN	1, 2, ...26		indices de végétation
		Z0EN	surface	m	longueur de rugosité
Forçage atmosphérique → un champ disponible toutes les trois heures					
		FDSI	surface	$W.m^{-2}$	flux d'énergie infra rouge vers le sol
<i>tournez SVP</i>					

ANNEXE E. LISTE DES VARIABLES D'ENTRÉE POUR LES MODÈLES CLASS ET ISBA62

C	P	Variables	Niveaux	Unités	Définitions
		FLUSOLIS	<i>surface</i>	$W.m^{-2}$	flux visible vers le sol
		HU	0.9950 <i>sg</i>	$kg.kg^{-1}$	humidité spécifique
		P	<i>surface</i>	<i>mb</i>	pression de surface
		PC	<i>surface</i>	<i>m</i>	accumulation de précipitations convectives
		PR	<i>surface</i>	<i>m</i>	accumulation de précipitations
		TT	0.9950 <i>sg</i>	$^{\circ}C$	température de l'air
		UU	0.9950 <i>sg</i>	<i>kt</i>	composante zonale de vent (force et direction)
		VV	0.9950 <i>sg</i>	<i>kt</i>	composante méridienne de vent (force et direction)
Conditions initiales des champs de surface → <i>un seul champ par jour</i>					
		ALVIS	<i>surface</i>		albédo de surface
		GLSEAEN	<i>surface</i>		fraction de la couverture de glace sur les océans
	*	ISOIL	1, 2, 3 ¹	$m^3.m^{-3}$	contenu en eau gelée du sol
*	*	IVEG	<i>surface</i>		quantité de neige interceptée par la canopée
		PT	<i>surface</i>		pression au toit du modèle atmosphérique
	*	SNOAL	<i>surface</i>		albédo de la neige
*	*	SNODEN	<i>surface</i>	$kg.m^{-3}$	densité de la neige
		SNODP	<i>surface</i>	<i>cm</i>	épaisseur de la neige
*	*	SNOMA	<i>surface</i>	$kg.m^{-2}$	masse de neige par unité de surface
*	*	TBASE	<i>surface</i>	<i>K</i>	température de la base de la colonne d'eau contenue dans le sol
		TGLACIER	1, 2	<i>K</i>	température des glaciers
		TMICE	1, 2, 3	<i>K</i>	température de la glace de mer
*	*	TPOND	<i>surface</i>	<i>K</i>	température de l'eau étendue sur la surface
*	*	TSNOW	<i>surface</i>	<i>K</i>	température de la neige au sol
	*	TSOIL	1, 2, 3 ²	<i>K</i>	température du sol et de la surface
*	*	TVEG	<i>surface</i>	<i>K</i>	température de la canopée
		TWATER	<i>surface</i>	<i>K</i>	température de la surface de la mer
*	*	VEGGRO	<i>surface</i>		facteur de croissance de la végétation
<i>tournez SVP</i>					

¹Niveaux 2 et 3 utiles uniquement pour CLASS²Niveau 3 utile uniquement pour CLASS

ANNEXE E. LISTE DES VARIABLES D'ENTRÉE POUR LES MODÈLES CLASS ET ISBA63

C	P	Variables	Niveaux	Unités	Définitions
	*	WSNOW	<i>surface</i>	$kg.m^{-2}$	quantité d'eau contenue dans la neige
	*	WSOIL	1, 2, 3 ¹	$m^3.m^{-3}$	contenu en eau liquide du sol
	*	WVEG	<i>surface</i>	$kg.m^{-2}$	quantité d'eau retenue par la végétation
*	*	ZPOND	<i>surface</i>	<i>m</i>	hauteur d'eau étendue sur la surface (flaques)

Annexe F

Liste des variables de sortie pour les modèles CLASS et ISBA

La première colonne (**A/I**) indique si les variables sont instantanées (**I**) ou accumulées (**A**). A12 signifie que les sorties sont des variables accumulées sur 12 heures et A24, des variables accumulées sur 24 heures. I6 signifie que les sorties sont des variables instantanées évaluées toutes les 6 heures.

La signification des niveaux est définie en annexe E

A/I	Variables	Niveaux	Unités	Définitions
A24	DRAINAF	surface	$kg.m^{-2}$	drainage
A24	FCAF	surface	$W.m^{-2}.s$	flux de chaleur sensible montant
A12	FIRUPAF	surface	$W.m^{-2}.s$	flux infrarouge tellurique montant
A24	FLAF	surface	$W.m^{-2}.s$	flux de chaleur dans le sol
A12	FSOLUPAF	surface	$W.m^{-2}.s$	flux solaire montant réfléchi par la surface
A24	FVAF	surface	$W.m^{-2}.s$	flux de chaleur latente montant
I6	ISOIL	1, 2, 3 ¹	$m^3.m^{-3}$	fraction volumique d'eau gelée du sol
A24	OVERFLAF	surface	$kg.m^{-2}$	ruissellement de surface
I6	QDIAG	surface	$kg.kg^{-1}$	humidité spécifique à 1.5m
I6	SNOMA	surface	$kg.m^{-2}$	masse de neige par unité de surface
I6	TDIAG	surface	K	température à 1.5m
I6	TSOIL	1, 2, 3 ²	K	température du sol et de la surface
A12	WFLUXAF	surface	$kg.m^{-2}$	flux de vapeur d'eau de la surface vers l'atmosphère
I6	WSNOW ³	surface	$kg.m^{-2}$	quantité d'eau liquide contenue dans la neige
I6	WSOIL	1, 2, 3 ¹	$m^3.m^{-3}$	fraction volumique d'eau liquide du sol
I6	WVEG	surface	$kg.m^{-2}$	quantité d'eau retenue par la végétation
<i>tournez SVP</i>				

¹Niveaux 2 et 3 uniquement pour CLASS

²Niveau 3 uniquement pour CLASS

³Cette sortie ne s'applique qu'à ISBA

ANNEXE F. LISTE DES VARIABLES DE SORTIE POUR LES MODÈLES CLASS ET ISBA65

A/I	Variables	Niveaux	Unités	Définitions
I6	ZPOND ⁴	<i>surface</i>	<i>mm</i>	hauteur d'eau étendue sur la surface (flaques)

⁴Cette sortie ne s'applique qu'à CLASS

C	R _{smin} (<i>s.m</i> ⁻¹)	Albédo			D2 (<i>m</i>)	Z ₀ (<i>m</i>)	Indice foliaire		Veg		ISBA			CLASS				ANNEE ET LIEU
		ISBA	CLASS				ISBA	CLASS	ISBA	CLASS	CV 10 ⁻⁵	GGL	G?	massveg (<i>kg.m</i> ⁻²)	clasveg	QA50	VPDA	
			VIS	PIR														
4	250	0.14	0.03	0.19	1.0	1.5	2	1.6->2	0.90	0.90	1.0	30	0.04	25	C	30	0.54	1987
5	250	0.12	0.03	0.23	3.0	3.5	10		0.99	0.90	1.0	30	0.04	50	F	30	0.5	1987
6	263	0.14	0.03	0.19	1.0	1.0	0.1->5	0.5->2	0.90	0.90	1.0	30	0.04	15	C	30	0.5	1987
7	130	0.18	0.05	0.29	2.0	2.0	0.1->5	0.5->6	0.90	0.90	1.0	30	0.04	20	F	50	0.6	1987
8	130	0.13	0.03	0.23	3.0	3.0	10		0.99	0.90	1.0	30	0.04	40	F	30	0.45	1987
9	122	0.17	0.05	0.29	3.0	0.8	4		0.90	0.90	1.0	30	0.04	15	F	30	0.5	1987
10	323	0.14	0.03	0.19	0.3	0.05	2		0.50	0.60	2.0	100	0	2	H	30	0.5	1987
11	855	0.18	0.05	0.22	1.0	0.15	0.5->3	0.5->4	0.50	0.60	2.0	100	0	8	H	30	0.5	1987
12	500	0.19	0.06	0.32	5.0	0.15	3		0.50	0.60	2.0	100	0	8	H	30	0.5	1987
13	150	0.20	0.06	0.34	1.2	0.02	3		0.85	0.60	2.0	100	0	1.5	H	35	0.5	1987
14	150	0.19	0.05	0.31	1.2	0.08	0.5->2	4	0.30	0.60	2.0	100	0	3	H	30	0.5	1987
15	100	0.20	0.06	0.34	1.2	0.08	0.1->4	0->4	0.05->0.90	0.70	2.0	100	0	2	A	30	0.5	1987
16	120	0.21	0.06	0.36	1.2	0.08	0.1->6	0->6.5	0.05->0.90	0.70	2.0	100	0	2	A	30	0.5	1987
17	248	0.18	0.05	0.31	1.0	0.35	0.1->5	0->5	0.05->0.90	0.70	2.0	100	0	5	A	30	0.5	1987
18	90	0.18	0.05	0.31	1.5	0.25	0.1->4	0->4	0.05->0.90	0.70	2.0	100	0	5	A	30	0.5	1987
19	112	0.25	0.07	0.43	2.0	0.10	0.1->5	0->5	0.05->0.90	0.70	2.0	100	0	2	A	30	0.5	1987
20	86	0.18	0.06	0.36	3.0	0.08	4	0->4	0.85	0.70	2.0	100	0	2	A	30	0.5	1987
21	0	0.12	0.09	0.15	0.3	1.35	1	0->1.35	0.10	0	2.0	100	0	0	N	30	0.5	1987
22	200	0.17	0.05	0.29	0.3	0.01	0.5->2	1.5	0.50	0.60	2.0	100	0	0.2	H	30	0.62	1987
23	200	0.12	0.03	0.25	3.0	0.05	1.5		0.60	0.60	2.0	100	0	1	H	30	0.5	1987
24	0	0.30	0.30	0.30	0.3	0.01	0		0	0	2.0	100	0	0	N	30	0.5	1987
25	855	0.15	0.04	0.26	1.2	0.10	3->5	3	0.90	0.60	2.0	100	0	8	H	30	0.5	1987
26	165	0.15	0.04	0.26	1.2	1.2	3->5	1->5.5	0.90	0.90	2.0	100	0	20	F	30	0.4	1987

ANNEE ET LIEU

Annexe G

Synthèse des différences entre ISBA et CLASS

	ISBA	CLASS
<i>Aspect thermique</i>		
Bilan	Paramétrisation de la conduction de chaleur dans le sol par le biais de la méthode «force restore» (Blackadar, 1976 et Deardorff, 1977) sur deux niveaux.	Le calcul de la température est effectué à partir de l'équation de diffusion thermique sur trois couches fixes.
Température	ISBA calcule une température de surface unique qui englobe le sol nu, la végétation et la neige.	CLASS distingue quatre sous-régions pour le calcul de la température de surface : il détermine la température du feuillage, du feuillage avec neige, du sol nu et du sol nu couvert de neige. Pour le feuillage, il évalue la température au niveau des feuilles et à la surface du sol ou de la neige. Il y a donc six équations pour le calcul de la température, soit six bilans énergétiques.
<i>Fermeture</i>		
	<i>le bilan énergétique néglige les variations saisonnières de la température du sol</i>	<i>bilan énergétique conservé</i>
<i>Aspect hydrique</i>		
Humidité volumique	L'équation d'évolution du contenu en eau pour la couche superficielle est dérivée de la méthode «force restore» (Deardorf, 1977).	Le calcul des contenus en eau est effectué sur chacune des trois couches à partir de l'équation de Darcy.
Infiltration - Ruissellement	Infiltration d'eau dans le sol selon la méthode de Nanjing (1992) : évaluation de la capacité d'infiltration sous-maile du sol et ruissellement paramétré dès qu'une partie de la maile est saturée.	Infiltration d'eau dans le sol selon la méthode de Green-Ampt (1911) : génération de flaques lorsqu'une maile de sol est saturée et ruissellement de l'eau de surface au-delà d'un certain seuil.
Drainage	Le drainage est paramétré au sein des équations d'évolution de contenu en eau du sol par un terme de retour à capacité au champ.	Le drainage est résolu à l'aide d'une équation de résolution des transferts d'eau dans le sol suivant la loi de Darcy.
<i>Fermeture</i>		
	<i>bilan hydrique conservé</i>	<i>bilan hydrique conservé</i>
<i>tournez SVP</i>		

	ISBA	CLASS
<i>Neige</i>		
Eau liquide dans la neige	oui	non
Température de surface	peut être ≥ 0	toujours ≤ 0
<i>Résistance de surface</i>		
Effet de la température de l'air	La résistance est contrainte par une fonction quadratique de la température de l'air centrée sur $20^{\circ}C$ (où la résistance est minimale).	La résistance a sa valeur minimale entre $5^{\circ}C$ et $30^{\circ}C$. En-dessous de $5^{\circ}C$, elle est contrainte par une fonction linéaire décroissante; au-dessus de $30^{\circ}C$, elle est contrainte par une fonction linéaire croissante.
Effet du contenu en eau du sol	La résistance est contrainte par une fonction linéaire décroissante du contenu en eau du sol entre le point de flétrissement et la capacité au champ.	La résistance est contrainte par une fonction non linéaire : elle est moindre que dans ISBA lorsque le contenu en eau est faible.

Annexe H

Calcul du contenu en eau

L'expression de W , qui représente le contenu en eau ($kg.m^{-2}$) dans l'évaluation de l'équilibre du bilan hydrique (équation 5.2) diffère selon le modèle de surface considéré.

ISBA

Dans le cas d'ISBA, en ce qui concerne l'humidité, on ne considère qu'une seule couche. On a alors :

$$W = W_L + W_S + W_r + \rho d_2(w_{liq} + w_{ice}) \quad (H.1)$$

avec,

- W_L , quantité d'eau dans la glace ($kg.m^{-2}$);
- W_S , quantité de neige au sol ($kg.m^{-2}$);
- W_r , quantité de précipitations interceptées par la canopée ($kg.m^{-2}$);
- w_{liq} , contenu en eau liquide de la couche ($m^3.m^{-3}$);
- w_{ice} , contenu en eau solide de la couche ($m^3.m^{-3}$);
- ρ , masse volumique de l'eau liquide ($kg.m^{-3}$);
- d_2 , profondeur de la couche (m).

CLASS

En raison de la structure à trois couches considérées dans le traitement de l'humidité de CLASS, l'expression de W devient :

$$W = W_p + W_{ri} + W_S + W_{rl} + \rho_w \sum_{i=1}^3 d_i w_{liq}(i) + \rho_s \sum_{i=1}^3 d_i w_{ice} \quad (H.2)$$

avec,

- W_p , quantité d'eau s'accumulant en flaques à la surface ($kg.m^{-2}$);
- W_{rl} , quantité de précipitations liquides interceptées par la canopée ($kg.m^{-2}$);
- W_{ri} , quantité de précipitations solides interceptées par la canopée ($kg.m^{-2}$);
- $w_{liq}(i)$, contenu en eau liquide de la couche i ($m^3.m^{-3}$);
- $w_{ice}(i)$, contenu en eau solide de la couche i ($m^3.m^{-3}$);
- ρ_s , masse volumique de l'eau solide ($kg.m^{-3}$);
- $d(i)$, profondeur de la couche i (m).

Table des figures

4.1	Domaine d'étude (masque)	31
5.1	Evolution temporelle du contenu en eau solide du sol ($kg.m^{-2}$) moyenné sur le domaine d'étude avant et après modification des modèles : (a) - ISBA et (b) - CLASS.	34
5.2	Evolutions temporelles des moyennes effectuées sur tout le domaine d'étude (en $kg.m^{-2}$) : (a) - cumul journalier du ruissellement, (b) - cumul journalier du drainage.	36
5.3	Moyennes sur le mois de mars (en $kg.m^{-2}$) : (a) - cumul journalier des précipitations (quantités à multiplier par un facteur 10) et (b) - différences des cumuls journaliers de ruissellement entre ISBA et CLASS (opération effectuée = ISBA - CLASS).	36
5.4	Moyennes sur le mois d'octobre du cumul journalier du drainage (en $kg.m^{-2}$, avec un facteur multiplicatif de 10) : (a) - ISBA et (b) - CLASS.	37
5.5	Evolution temporelle de la masse de neige par unité de surface (en $kg.m^{-2}$) moyennée sur la globalité du domaine d'étude pour les modèles ISBA et CLASS.	39
5.6	Différence entre ISBA et CLASS (opération effectuée = ISBA - CLASS) de la moyenne sur le mois de mai 2002 pour (a) - la masse de neige par unité de surface (en $kg.m^{-2}$), et (b) - le flux d'évaporation en surface (en $kg.m^{-2}.jour^{-1}$).	39
5.7	Evolution temporelle des contenus en eau total, liquide et solide du sol moyennés sur le domaine d'étude ($kg.m^{-2}$) dans le cas des deux modèles : (a) - ISBA et (b) - CLASS.	40
5.8	Evolution temporelle des paramètres relatifs au bilan énergétique moyennés sur le domaine d'étude ($W.m^{-2}$) : (a) - flux de chaleur latente, (b) - flux de chaleur sensible, (c) - flux de chaleur dans le sol et (d) températures radiatives.	43
5.9	Températures des niveaux du sol pour ISBA (a) et CLASS (b) à 6h TU moyennées sur le domaine d'étude. Pour ISBA, les niveaux 1 et 2 représentent, respectivement, la température de surface et la température moyenne de surface. Pour CLASS, le niveau 1 est la couche du sol proche de la surface, le niveau 2, le niveau intermédiaire et le niveau 3 simule la température de la couche profonde.	44
5.10	Evolution de l'évapotranspiration totale en fonction du contenu en eau du sol dans des conditions estivales pour un élément de maille dont le sol serait constitué de 25 % d'argile et de 35% de sable ($W.m^{-2}$).	45
5.11	(a) - Différence entre ISBA et CLASS (opération effectuée : ISBA - CLASS) des moyennes d'évapotranspiration pour le mois d'août ($W.m^{-2}$, à multiplier par un facteur 100) et (b) - moyenne des contenus en eau du sol dans le cas d'ISBA, pour le mois d'août ($kg.m^{-2}$, à multiplier par un facteur 100).	46
5.12	Evolution temporelle des quantités de précipitations retenues par la végétation moyennées sur le domaine d'étude ($kg.m^{-2}$, à multiplier par un facteur 100) dans le cas des deux modèles : (a) - ISBA et (b) - CLASS.	47

5.13 Evolutions temporelles moyennées sur le domaine d'étude du flux solaire journalier réfléchi par la surface ($W.m^{-2}$) pour ISBA et CLASS. 48

Liste des sigles

ARPEGE	A ction de R echerche P etite E chelle G rande E chelle
CCmaC	C entre C anadien de la m odélisation et de l' a nalyse du C limat
CLASS	C anadian L And S urface S cheme
CMC	C entre M étéorologique C anadien
GEM	G lobal E nvironmental M ultiscale
ISBA	I nteractions S ol- B iosphère- A tmosphère
LAI	L ea F A rea I ndex
Méso-NH	M éso-échelle N on H ydrostatique
PILPS	P roject for I ntercomparison of L and- S urface P arameterization S chemes
PBL	P lanetary B oundary L ayer
RDAS	R egional D ata A ssimilation S ystem
RPN	R echerche en P révision N umérique
SMC	S ervice M étéorologique du C anada
SVAT	S urface- V egetation- A tmosphere T ransfer
VIC	V ariable I nfiltration C apacity

Bibliographie

Articles

- [1] Bélair S., L-P. Crevier, J. Mailhot et al. *Operational Implementation of the ISBA Land Surface Scheme in the Canadian Regional Weather Forecast Model. Part I : Warm Season Results*. soumis au Journal of Hydrometeorology, 2003.
- [2] Bélair S., L-P. Crevier, J. Mailhot et al. *Operational Implementation of the ISBA Land Surface Scheme in the Canadian Regional Weather Forecast Model. Part II : Cold Season Results*. soumis au Journal of Hydrometeorology, 2003.
- [3] Bélair S., Y. Delage, J. Mailhot et al. *First steps toward an off-line surface (soil moisture) assimilation system at the meteorological service of Canada*.
- [4] Bélanger J.-M. *Documentation de la version 2.5 de CLASS (Schéma d'échange sol/végétation/ atmosphère)*. Décembre 1996/janvier 1997.
- [5] Douville, H., J.-F. Royer et J.-F. Mahfouf. *A new snow parametrization for the Météo France climate model. Part I : validation in stand-alone experiments*. Climate Dynamics, 1995. 21-35.
- [6] Giard, D. et E. Bazile. *Implementation of a new assimilation scheme for soil and surface variables in a global NWP model*. American Meteorological Society, 1999. 997-1015.
- [7] Noilhan, J. et J.-F. Mahfouf. *The ISBA land surface parametrization scheme*. Global and Planetary Change, 1995. vol. 13, 145-159.
- [8] Noilhan, J. et S. Planton. *A simple parametrization of land surface processes for meteorological models*. Monthly Weather Review, 1988. vol. 117, 536-549.
- [9] Verseghy D.L. *CLASS-A Canadian Land Surface Scheme for GCMs. I. Soil Model*. International Journal of Climatology, 1991. vol. 11, 111-133, p.111-133.
- [10] Verseghy D.L., N.A. McFarlane et M. Lazare. *CLASS-A Canadian Land Surface Scheme for GCMs. II. Vegetation Model and Coupled Runs*. International Journal of Climatology, 1993. vol. 13, 347-370, p.347-370.
- [11] Verseghy D.L. *The Canadian Land Surface Scheme (CLASS) : Its History and Future*. Atmosphere-Ocean, mars 2000. vol. 38, No 1, p.1-13.
- [12] Wilson, M.-F. et A. Henderson-Sellers. *Cover and soil datasets for use in general circulation models*. Journal of Climatology, 1985. vol. 5, 119-143.

Documentation internet

- [13] CMC. *The GEM model and physics*
URL <http://riemann.cmc.ec.gc.ca/fr/index.html>
- [14] Météo France. *Paramétrisations physiques ARPEGE-ALADIN*. Documentation scientifique, version cycle 18, 1999.
URL http://www.cnrm.meteo.fr/aladin/MODELES/JMP/arpege_phys_francais.ps
- [15] Giard, D., E. Bazile, F. Bouyssel et al. *A review of the available snow schemes in ARPEGE/ALADIN*. ALADIN Newsletters 22. 2002.
URL http://www.cnrm.meteo.fr/aladin/newsletters/news22/Article_n/Texte.html
- [16] Slater A. *The Landsurface and Global Change*
URL <http://www.cic.mq.edu.au/pilps-rice/publications/soilm/node5.html>