

Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Institut National Polytechnique de Toulouse (INP Toulouse)

Discipline ou spécialité :

Océan, atmosphère, climat

Présentée et soutenue par :

M. ADRIEN ANTOINE NAPOLY

le jeudi 8 décembre 2016

Titre :

Apport de paramétrisations avancées des processus liés à la végétation dans les modèles de surface pour la simulation des flux atmosphériques et hydrologiques

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers de l'Environnement et de l'Espace (SDUEE)

Unité de recherche :

Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique (CNRM-GAME)

Directeur(s) de Thèse :

M. AARON BOONE

M. ERIC MARTIN

Rapporteurs :

Mme FLORENCE HABETS, UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Mme ISABELLE BRAUD, IRSTEA

M. PHILIPPE PEYLIN, UNIVERSITE DE VERSAILLES

Membre(s) du jury :

M. GILLES BOULET, CESBIO, Président

M. AARON BOONE, ECOLE NATIONALE METEOROLOGIE TOULOUSE, Membre

M. ERIC MARTIN, IRSTEA, Membre

M. JEROME DEMARTY, UNIVERSITE MONTPELLIER 2, Membre

Remerciements

Avant de commencer le manuscrit, je souhaite remercier quelques personnes qui m'ont accompagnées et apportées leur soutien durant une partie ou l'ensemble de ces trois années.

Je tiens à commencer par remercier mes encadrants; Aaron et Éric pour m'avoir accueilli à leurs cotés. Aaron, que je remercie tout particulièrement pour m'avoir accordé sa confiance et laissé beaucoup de libertés dès le début de notre collaboration. Par cet encadrement déstabilisant au premier jour, je pense aujourd'hui avoir beaucoup appris. Sa présence rassurante et son optimisme sans faille ont su répondre à mes interrogations tout au long de ce parcours. Je remercie aussi chaleureusement Patrick qui m'a apporté son aide très appréciable lors de la dernière ligne droite pour la relecture du manuscrit.

Je remercie les différentes équipes que j'ai pu rencontrer et côtoyer : MOSAYC, VEGEO, TURBAU et bien sûr MOANA qui m'a accueilli à mon arrivé et à laquelle je suis resté attaché.

Je remercie aussi l'ensemble des thésards et des post-docs avec lesquels j'ai partagé de bon moments et qui pour certains sont devenus plus que des collègues, en particulier Laura, Marine, Maxime, François, Yann, Jessica, Sibó.

Je tenais aussi à souligner ma chance d'avoir réalisé ce travail dans une structure importante telle que le CNRM; en mesure de fournir un soutien informatique, administratif et matériel important et de qualité. Je pense en particulier à Florence, Stéphanie, Sylvie, Régine, Anita et l'équipe CTI. Je remercie aussi tout particulièrement Marc Pontaud qui en plus de m'avoir soutenu pour l'obtention de cette bourse de thèse, m'a permis d'enseigner la programmation à l'ENM, ce qui correspondait à un souhait très cher de ma part.

Je remercie aussi l'ensemble de mes nombreux co-bureaux avec lesquels j'ai toujours eu, d'excellentes relations et discussions : Mamadou, Aida, Pierre, Catherine, Vincent et Antoine.

Pour finir, j'adresse mes plus sincères remerciements à Elisabeth, témoin de mes moments de doutes les plus importants mais toujours à l'écoute et rassurante.

Résumé

La version actuelle du modèle de surface continentale ISBA représente la couche de sol superficiel et la végétation comme un composite dont les propriétés physiques résultent de pondérations entre les propriétés du sol et de la végétation (albédo, rugosité par exemple). Une nouvelle version, ISBA-MEB (multi-energy-balance), prend en compte de manière distincte le sol et la végétation. Ce développement permet notamment une approche plus réaliste de la modélisation des flux au-dessus et au-dessous de la canopée avec un traitement propre à chacune des couches et la prise en compte de nouveaux processus (effet d'ombrage de la canopée sur le sol, transfert radiatif à travers la végétation, interception de la neige par la canopée). Le sol superficiel est lui désormais caractérisé, pour les surfaces forestières, par une couche de litière agissant sur le cycle énergétique comme sur le cycle hydrologique.

Pour évaluer l'impact de ces nouveaux développements sur les forêts, quatre sites Français instrumentés sont, dans un premier temps, utilisés. Le large panel de données disponibles permet une évaluation précise permettant de mettre en évidence certaines améliorations apportées par les développements, En particulier sur le bilan d'énergie en réduisant l'amplitude du flux de chaleur par conduction dans le sol et en réinjectant tout ou partie de cette énergie dans le flux sensible, mais aussi sur le bilan d'eau en améliorant le partitionnement de l'évapotranspiration en ses différentes composantes.

Ensuite, le réseau Fluxnet, standard international, se révèle être un outil idéal confirmer ces améliorations. Celui ci contient en effet des données relatives à des sites instrumentés correspondant à un large panel de climats et de types de végétation, indispensable à la validation d'un modèle destiné à des simulations à échelle globale. 42 sites sont retenus pour procéder à l'évaluation des nouveaux développements sur la base d'un critère de fermeture du bilan énergétique. Les résultats de cette étude permettent non seulement de confirmer à grande échelle les résultats de la partie précédente, mais aussi de caractériser des améliorations plus marquées sur les forêts de conifères ainsi que les sites enneigés.

Enfin, l'impact sur le bilan hydrologique est évalué par l'utilisation de la chaîne opérationnelle SIM (SAFRAN-ISBA-MODCOU). Cette chaîne permet de modéliser le débit des rivières françaises sur une longue période, or les débits sont directement impactés par l'évaporation de l'eau de la surface vers l'atmosphère. L'impact des développements, et notamment la prise en compte de la litière dans le modèle, modifient l'amplitude annuelle moyenne de l'évaporation du sol et impacte ainsi la modélisation des débits.

Abstract

The current version of ISBA land surface model represents the superficial layer of soil and vegetation as a composite with physical properties modeled as a weighted combination between soil and vegetation properties (e.g. albedo, roughness). A new version, ISBA-MEB (Multi-Energy-Balance), represents the soil and vegetation energy budgets separately. This development consists in a more realistic modeling of the flux exchanges above, within and below the canopy with an explicit treatment of each energy budget and the associated processes (e.g. canopy shading of the forest floor, canopy radiative transfer, canopy snow interception and loading). In addition, the superficial soil layer can be characterized as being comprised of forest litter thereby modulating both thermal and hydrological processes.

In order to assess the impact of these developments, data from four French well-instrumented sites were used. The wide range of available data allowed a thorough assessment of the impact of the improvements. In particular, the reduced amplitude of the surface ground conduction flux has a profound impact on the energy budget by transferring the resulting residual energy into the sensible heat flux. The water balance was also mainly impacted by improving the partitioning of evapotranspiration into its various components and making it depend more directly on the temporal evolution of the vegetation properties.

Next, the Fluxnet network database, which is an international standard for model evaluation, proved to be ideal for confirming these improvements since it is comprised of data from instrumented sites for a wide range of climates and vegetation types. A sub-set of 42 forest sites were selected for assessing the new developments using classical energy balance closure-based criteria. The results of this study not only confirmed the results from the first part of this thesis for the three French sites, but it also helped characterize the biggest improvements which occurred for moderately open canopies, the pine forest class, and sites with significant snow cover.

The impact of MEB on the hydrological cycle is evaluated by using the SIM operational hydrometeorological chain (SAFRAN-ISBA-MODCOU). This system is used to model and evaluate river discharge over all of France over long periods of time (up to half a century), and by extension, obtain spatially distributed climatological evapotranspiration estimates. The impact of the new developments, especially the combination of the canopy and the explicit forest litter treatment, modified the temporal evolution of bare soil evaporation which had a notable impact on river flow. Finally, significantly increased snow sublimation reduced both total runoff and evapotranspiration in mountain catchments (which comprised a relatively small part of the studied domain).

Table des Matières

| | |
|--|-----------|
| 1 Introduction générale | 9 |
| 2 Introduction à la physique de la surface | 13 |
| 2.1 Processus de surface, bases physiques | 14 |
| 2.1.1 Bilan énergétique | 15 |
| 2.1.2 Bilan hydrologique | 19 |
| 2.1.3 Bilan de carbone | 20 |
| 2.2 État de l'art des modèles de surface | 20 |
| 2.2.1 Pourquoi ces modèles ? | 20 |
| 2.2.2 Bref historique | 21 |
| 2.2.3 Les modèles actuels | 23 |
| 2.3 Les échelles d'applications : du point à l'ensemble du globe | 25 |
| 2.4 L'évaluation des modèles : les différentes échelles d'évaluation | 27 |
| 2.5 L'évaluation des modèles : les projets d'inter-comparaison | 28 |
| 2.6 Conclusion | 29 |
| 3 Le modèle de surface ISBA-MEB-L | 31 |
| 3.1 SURFEX | 32 |
| 3.2 ISBA | 35 |
| 3.2.1 État de l'art du modèle ISBA | 35 |
| 3.2.2 Description du modèle | 36 |
| 3.3 MEB | 43 |
| 3.3.1 Les intérêts d'une modélisation explicite de la végétation | 43 |
| 3.3.2 Les principe théoriques de MEB | 44 |
| 3.3.3 Description du modèle | 45 |
| 3.4 ISBA-MEB-L | 65 |
| 3.5 Résumé des nouveaux paramètres | 73 |
| 3.6 Conclusion | 74 |

| | | |
|----------|--|------------|
| 4 | Évaluation à échelle locale en France | 75 |
| 4.1 | Introduction | 76 |
| 4.2 | Données de validation | 76 |
| 4.2.1 | Sites de mesures | 76 |
| 4.2.2 | Fermeture du bilan d'énergie | 77 |
| 4.3 | Simulations | 80 |
| 4.4 | Résultats | 82 |
| 4.4.1 | Bilan radiatif | 82 |
| 4.4.2 | Flux latent | 86 |
| 4.4.3 | Flux sensible | 95 |
| 4.4.4 | Flux de chaleur dans le sol | 98 |
| 4.4.5 | Température du sol | 100 |
| 4.4.6 | Contenus en eau du sol | 104 |
| 4.4.7 | Tests de sensibilité | 106 |
| 4.5 | Évolution temporelle des nouvelles variables pronostiques | 110 |
| 4.5.1 | Comportement des nouvelles variables pronostiques engendrées par la représentation de la canopée | 110 |
| 4.5.2 | Comportement des variables pronostiques liées à la litière | 111 |
| 4.6 | Conclusion | 113 |
| 5 | Évaluation à échelle locale dans le monde | 115 |
| 5.1 | Introduction | 116 |
| 5.2 | Données | 118 |
| 5.3 | Simulations | 118 |
| 5.4 | Résultats | 119 |
| 5.4.1 | Résultats généraux | 120 |
| 5.4.2 | Dépendance de l'impact de MEBL au LAI | 124 |
| 5.4.3 | Présence de neige | 124 |
| 5.4.4 | Type de forêt | 125 |
| 5.4.5 | Répartition géographique | 127 |
| 5.4.6 | Tests de sensibilité | 129 |
| 5.5 | Conclusion | 134 |
| 6 | Évaluation spatialisée de l'impact sur l'hydrologie | 135 |
| 6.1 | Introduction à la chaîne Safran-ISBA-Modcou (SIM) | 136 |
| 6.1.1 | Le système d'analyse météorologique Safran | 137 |
| 6.1.2 | Le modèle hydrologique MODCOU | 140 |
| 6.2 | Données de validation | 140 |

Table des Matières

| | | |
|----------|--|------------|
| 6.3 | Expériences | 141 |
| 6.4 | Impact des nouveaux développements sur la modélisation des débits des rivières | 143 |
| 6.4.1 | Évaluation statistique de l'impact des différentes options sur la simulation des débits | 143 |
| 6.5 | Impact de MEB-L sur le bilan hydrologique | 154 |
| 6.5.1 | Bilan d'eau | 154 |
| 6.5.2 | Analyse de l'impact de MEBL sur les principaux bassins versants français: la Seine, la Garonne, le Rhône et la Loire | 157 |
| 6.5.3 | Retour sur le flux de sublimation | 163 |
| 6.6 | Conclusion | 166 |
| 7 | Conclusion générale et perspectives | 169 |
| | Acronymes | 183 |
| A | Descriptions additionnelles du modèle MEB | 185 |
| A.1 | Fractions de neige | 185 |
| A.2 | Facteur de normalisation de la chaleur latente | 185 |
| A.3 | Modèle de transfert radiatif infra-rouge | 186 |
| A.4 | Solutions numériques pour MEB | 189 |
| A.4.1 | Discretisation des bilans énergétiques de surface | 189 |
| A.4.2 | Température et humidité spécifique atmosphérique | 190 |
| A.4.3 | Température et humidité spécifique de la canopée | 191 |
| A.4.4 | Températures du sol | 193 |
| A.4.5 | Frottement à la surface | 194 |
| B | Scores statistiques | 197 |
| C | Benchmark | 199 |
| | Bibliographie | 200 |

Chapitre 1

Introduction générale

La surface correspond à l'interface entre le sol et l'atmosphère. Cependant, selon le point de vue adopté, la définition exacte peut changer, en particulier pour ce qui est de l'épaisseur que l'on considère. En effet, vue de l'atmosphère, celle-ci est infinitésimale. Dans notre cas elle peut se limiter au premier centimètre de sol ou aller jusqu'à la profondeur racinaire. Mais pour les hydrologues, il faut au moins considérer les premiers mètres de sol. Et pour les géologues, descendre plus profondément encore. La surface joue ainsi un rôle central dans de multiples applications. Sa compréhension est déterminante dans la réponse à un certain nombre de questionnements scientifiques. C'est la cas, en particulier dans deux domaines :

- la météorologie, dans laquelle elle est couplée avec l'atmosphère pour représenter aux différentes échelles spatiales et temporelles les flux d'échanges de masse et d'énergie. Elle y constitue la condition limite basse du domaine atmosphérique. La prévision du temps et l'étude de l'évolution du climat en sont les applications directes.
- l'hydrologie, pour laquelle c'est avec le sol et le sous-sol qu'elle est couplée et où elle constitue, cette fois, la condition limite haute du domaine. Cette discipline a pour but l'étude du cycle de l'eau et a notamment pour but de mieux appréhender la gestion des ressources en eau ainsi que les risques hydrologiques.

Mais la surface joue aussi un rôle central dans de nombreuses applications plus récentes et d'intérêt grandissant. On compte parmi celles-ci, en tête d'affiche, l'étude du cycle global du carbone, qui par son dérèglement, constitue l'une des causes du changement climatique, mais aussi celui d'autres espèces chimiques tel que le NO₂ et même les COV (composés organiques volatiles).

La modélisation des processus de surface est reconnue comme un domaine à part entière pour lequel de nombreuses questions sont encore en non résolues. L'une des raisons à cela est la quantité de disciplines scientifiques impliquées, et qui a tendance à augmenter, parmi lesquelles on pourra au moins citer : la météorologie, l'hydrologie, la géologie ou encore la biologie.

Les modèles numériques utilisés pour ces études, qualifiés de SVAT (Sol Végétation Atmosphère Transfert) ou LSM (*Land Surface Model*), sont la source permanente de nouvelles études visant à améliorer leurs capacités à estimer, désormais à minima, les échanges et le stockage d'énergie, d'eau et de carbone, avec l'atmosphère et le sol. Le modèle développé par Météo France est le modèle ISBA (Interactions Sol Biosphère Atmosphère). Depuis la première version du modèle (Noilhan and Planton, 1989), ISBA a reçu de nombreux développements, en particulier pour la description du sol (Mahfouf and Noilhan, 1996 ; Boone et al., 1999 ; Boone et al., 2000 ; Decharme et al., 2011), de la glace (Boone et al., 2000 ; Girard and Bazile, 2000) et de la neige (Douville et al., 1995 ; Boone and Etchevers, 2001 ; Decharme et al., 2016). Les développements liés à l'ensemble du cycle carbone ont aussi été nombreux (Calvet et al., 1998 ; Calvet, 2000 ; Calvet and Soussana, 2001 ; Gibelin et al., 2008). Cette thèse a pour but de s'attaquer à l'amélioration d'un autre aspect essentiel du modèle : la représentation de la végétation. En effet, selon les modèles numériques, la végétation peut être représentée de différentes façons. De la manière la plus

basique, c'est-à-dire en considérant le sol et la végétation comme une couche composite où ces deux surfaces sont agrégées (i.e. ISBA, [Noilhan and Planton, 1989](#)), on passe par des représentations explicites de la végétation dites «bulk» (ex : [Dickinson, 1984](#)), ce qui est aujourd'hui le cas de la plupart des modèles, en allant jusqu'à des représentations complexes en plusieurs couches (ex : ORCHIDEE, [Ryder et al., 2016](#) ; CLM, [Bonan et al., 2014](#)). La représentation de la végétation dans ISBA est donc relativement simple en comparaison avec celle d'autres processus tels que la neige, le sol, le cycle du carbone qui sont assez avancées. Or il est important de faire évoluer les modèles de manière homogène ([Pitman, 2003](#)) et l'un des objectifs de cette thèse est de rétablir cet équilibre.

Étant donné l'enjeu principal du développement du modèle ISBA, c'est-à-dire le couplage avec un modèle atmosphérique pour la prévision du temps opérationnelle à échelle régionale et globale et les études climatiques, les nouveaux développements doivent se faire en accord avec les contraintes liées à son utilisation. En particulier celles du temps de calcul, mais aussi du nombre de paramètres nécessaires à son fonctionnement qui doivent pour chacun d'entre eux être cartographiés à échelle globale. D'autre part, les schémas d'assimilation de données pour la prévision numérique ne sont pas encore compatibles avec des représentations trop détaillées de la canopée. Pour ces raisons, c'est une représentation dite *bulk* de la végétation qui a été choisie pour cette nouvelle étape d'évolution du modèle ISBA, objet de cette thèse, tout en laissant la possibilité dans un futur proche de passer à une représentation encore plus détaillée. Cette nouvelle représentation consiste en la représentation en deux couches distinctes du sol et de la végétation, jusque-là agrégées en une seule, incluant par la suite la neige sur ou sous la végétation et permettant ainsi des bilans séparés pour chacune des surfaces considérées. Même si cette évolution concerne l'ensemble des couverts de végétation, des plus petites (ex : champs) aux plus grandes hauteurs de végétations (ex : forêts), c'est sur ces dernières que portera l'ensemble des évaluations et validations apportées dans cette thèse.

Le type de couvert pour lequel la représentation composite d'ISBA semble être la moins cohérente avec la réalité sont les couverts forestiers. Or, celles-ci représentent à elles seules près de 30% de l'occupation des surfaces continentales dans le monde. Elles sont de types très différents, des forêts tropicales de la ceinture équatoriale aux forêts boréales de Russie et du Canada. D'autre part, elles jouent un rôle important dans les cycles de l'eau et de l'énergie et se distinguent tout particulièrement dans leur rôle de puits et sources des cycles biogéochimiques. Certains processus écartés jusque là dans leur représentation, comme les effets d'ombrages induits par la canopée sur le sol, l'interception de la neige par la végétation et ainsi la distinction entre la neige sous et sur la canopée, la distinction entre la rugosité de la canopée et celle de son sol pourraient avoir des conséquences, en particulier sur la modélisation des flux de masse et d'énergie qu'elles émettent. Un autre processus est source d'interrogations quant à son impact : l'existence de la litière gisant sur le sol des forêts, c'est-à-dire un ensemble de différents types de matière organique (feuilles, épines, branches, fruits) en état de décomposition faiblement avancé.

Ainsi cette thèse a pour but d'identifier si la représentation composite des surfaces forestières ainsi qu'un certain nombre de processus physiques jusque là ignorés n'impactent pas significativement la

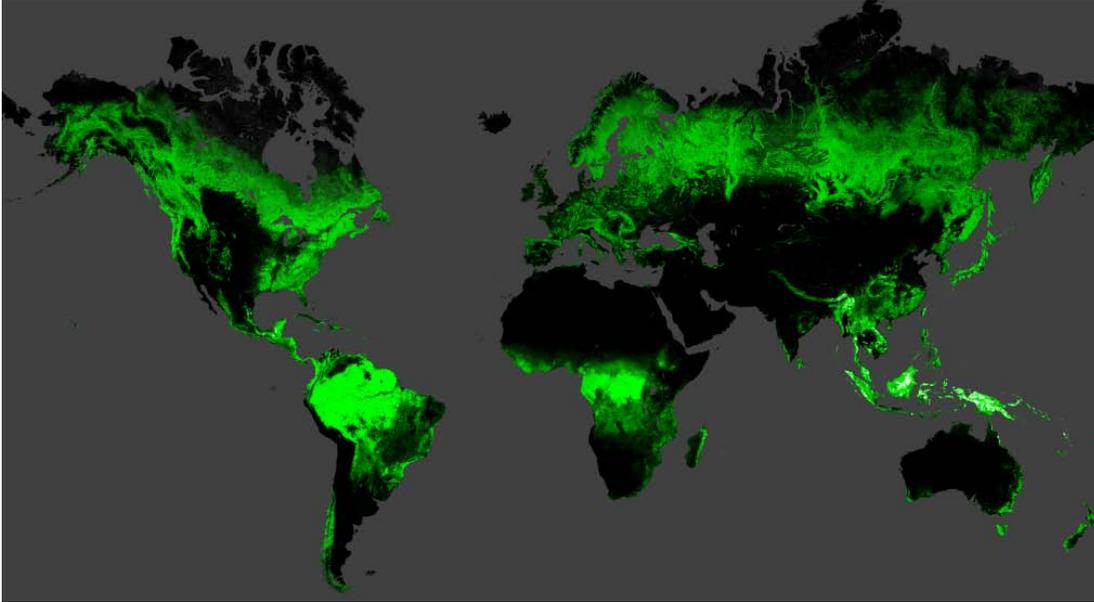


Figure 1.1: *Intensité de la couverture forestière mondiale en 2000, selon Hansen et al. (2013), <http://earthenginepartners.appspot.com/science-2013-global-forest>*

modélisation des échanges de masse et d'énergie avec l'atmosphère et le sol.

Cette thèse se déroule en cinq parties. Une première rappelle les bases de la modélisation de la surface, les applications dans lesquelles elle est impliquée et retrace l'historique du développement des modèles et de leur évaluation. Une deuxième rappelle brièvement les principes du modèle ISBA et décrit en détail l'ensemble des développements réalisés pendant cette thèse en liens pour l'amélioration de la représentation de la végétation. La troisième partie constitue la première évaluation et validation des nouvelles options développées. Elle présente les résultats de la simulation de quatre forêts françaises de types et climats différents. Les flux turbulents, le flux conductif, les rayonnements nets solaires et atmosphériques et les températures et contenus en eau du sol y sont comparées à des observations. Pour la comparaison aux flux turbulents, la fermeture du bilan énergétique fera l'objet d'une attention particulière. Une quatrième partie, constitue une nouvelle évaluation sur site, centrée sur la modélisation des flux turbulents mais sous forme d'analyse statistique permettant ainsi la considération de 42 sites de mesure du réseau Fluxnet, répartis dans le monde couvrant ainsi un grand nombre de couverts et climats. Les résultats de ces troisièmes et quatrièmes parties ont fait l'objet de la rédaction d'un article soumis dans *Geophysical Model Development*. Enfin la cinquième et dernière partie consiste en une évaluation indirecte des nouveaux développements à travers la simulation des débits des rivières en France. Cette évaluation est réalisée grâce à la chaîne opérationnelle hydrométéorologique SIM (Safran Isba Modcou, Habets et al., 2008) qui associe un système d'analyse de forçages atmosphériques, un schéma de surface et un module hydrogéologique. La modélisation des débits permet d'évaluer de manière indirecte la qualité du partitionnement du bilan hydrologique du modèle de surface.

Chapitre 2

Introduction à la physique de la surface

Sommaire

| | | |
|------------|---|-----------|
| 2.1 | Processus de surface, bases physiques | 14 |
| 2.2 | État de l'art des modèles de surface | 20 |
| 2.3 | Les échelles d'applications : du point à l'ensemble du globe | 25 |
| 2.4 | L'évaluation des modèles : les différentes échelles d'évaluation | 27 |
| 2.5 | L'évaluation des modèles : les projets d'inter-comparaison | 28 |
| 2.6 | Conclusion | 29 |

Dans ce premier chapitre, nous allons commencer par présenter succinctement les concepts permettant de mettre en équations les processus qui se jouent à la surface, initiés par le soleil, moteur du système. Puis dans un second temps, nous définirons et présenterons ce que sont les modèles de surface, à travers l'utilisation diverse qui en est faite et leur histoire. Celle-ci a débuté dans les années 60 et s'est vue ponctuée de trois grandes évolutions. Nous aborderons la notion d'évaluation de ces modèles face à des observations et des incertitudes que cela entraîne. Cela nous amènera ensuite au projet d'inter-comparaison régulièrement mis en oeuvre pour évaluer et améliorer les performances de ces modèles en utilisant leur nombre pour identifier leurs points forts et leurs points faibles. Enfin, nous finirons par évoquer les notions d'échelles d'application, la spatialisation des données de surface de type physiologique et morphologique étant à l'origine de nombreux défis en parallèle au développement des modèles.

2.1 Processus de surface, bases physiques

Tout commence par le soleil. En effet, il est le moteur de toute activité sur terre, la source d'énergie qui va permettre à de nombreux mécanismes physiques de s'actionner (ex : cycle de l'eau, croissance de la végétation). Le rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère reste quasiment constant, autour de 1360 W m^2 dans un spectre de longueurs d'ondes proche du visible et qualifié de courtes longueurs d'ondes. A l'aide de considérations géométriques (latitude, longitude) et de temps (heure, jour julien), on peut connaître assez précisément (en négligeant certains processus comme par exemple les cycles solaires) le rayonnement reçu au sommet de l'atmosphère en tout point et à tout moment. L'état de l'atmosphère et en particulier sa composition vont ensuite déterminer quelle fraction de cette énergie se propagera jusqu'à la surface à travers un jeu complexe de réflexions, d'absorptions et de transmissions par l'ensemble des éléments qui composent l'atmosphère (particules liquides, solides et gazeuses). La figure 2.1 illustre ces mécanismes (partie gauche de l'image), pour lesquels 23 % de l'énergie solaire est absorbée par l'atmosphère, 31 % est réfléchi vers l'extérieur du système et seul 46 % est ainsi absorbé par la surface.

C'est alors que vont se mettre en route les différents mécanismes prenant part à la surface à travers trois cycles d'échanges : celui de l'énergie, de l'eau et du carbone, illustrés sur la figure 2.3. Ces trois cycles sont étroitement liés, notamment avec le processus de la photosynthèse qui régule l'assimilation du carbone, la transpiration de la végétation et donc le cycle énergétique à travers le dégagement de chaleur latente, comme nous le verrons dans la section 2.1.

Les processus de surface peuvent principalement se résumer en trois bilans, un bilan d'eau, un bilan d'énergie et un bilan pour le carbone. Les bilans d'eau et d'énergie sont couplés entre eux par le flux d'évapotranspiration (dans le bilan d'eau) aussi appelé flux d'énergie latente (dans le bilan d'énergie). Le bilan de carbone est lui aussi couplé au bilan d'eau par l'intermédiaire des stomates qui régulent les échanges de carbone entre la végétation et l'atmosphère en fonction de leur ouverture. Or cette ouverture des stomates libère l'eau de la plante vers l'atmosphère régulant ainsi la transpiration de cette végétation

2.1. Processus de surface, bases physiques

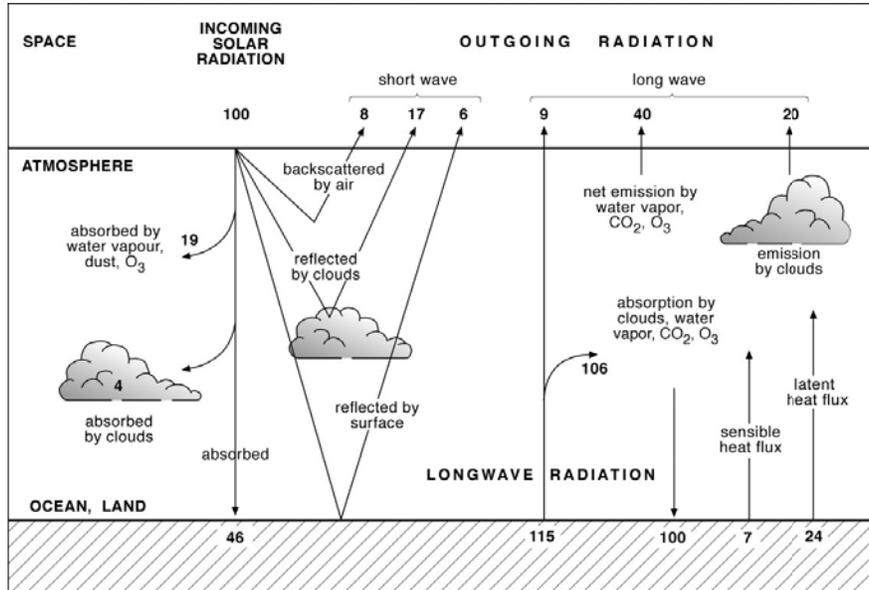


Figure 2.1: Schéma du bilan énergétique moyen annuel de l'atmosphère. Schéma issu de [Rosen \(1999\)](#)

à travers le pompage de l'eau dans le sol. Notons cependant que le bilan de carbone n'est pas le sujet de cette thèse et ne sera que brièvement abordé. Au delà de la surface à proprement parlé, c'est-à-dire l'interface entre l'atmosphère et le couvert au sol quel qu'il soit, on considère aussi lorsque l'on parle de la surface une certaine épaisseur de sol correspondant le plus souvent à la profondeur racinaire de la végétation (figure 2.2). Nous allons maintenant expliciter et détailler ces deux bilans :

2.1.1 Bilan énergétique

C'est le bilan énergétique qui est la base des processus de surface. En effet, c'est l'énergie reçue par le soleil qui est le moteur du système, et entraîne les échanges d'énergie, d'eau et de carbone qui se mettent en place. Ce bilan (figure 2.1) est le résultat du partitionnement de l'énergie reçue par le soleil et l'atmosphère en rayonnement réfléchi et tellurique (c'est à dire le rayonnement terrestre) flux de chaleur sensible et latent, flux de chaleur dans le sol et stockage dans la couche de surface (i.e. la couche superficielle de sol et la végétation). Celui s'écrit simplement :

$$R_n = LE + H + G + S \quad (2.1)$$

avec R_n le rayonnement net, LE le flux de chaleur sensible, H le flux de chaleur latente, G le flux de chaleur dans le sol et S le stockage. Le rayonnement net représente la différence entre le flux radiatif reçu et le flux radiatif réfléchi et émis. A tout instant ce bilan est vérifié. C'est d'ailleurs une condition qui doit être respectée dans la modélisation de la surface. Analysons maintenant les différents termes de cette équation.



Figure 2.2: *Illustration de l'occupation totale de la végétation. La canopée occupe l'espace visible de la végétation mais la partie cachée, constituée par la zone racinaire, occupe souvent un volume très important à bien considérer.*

Échanges radiatifs

Les échanges radiatifs se décomposent en deux types, ceux de courtes longueurs d'ondes et ceux de grandes longueurs d'onde. En effet, les corps rayonnent plus ou moins intensément selon leur température, en accord avec la loi de Wien ($\lambda_{max} \propto \frac{1}{T}$). Le soleil ayant une température d'environ 6000 K, rayonne essentiellement autour de $0.48 \mu m$, c'est à dire dans le visible, qualifié de courtes longueurs d'onde. La terre ou l'atmosphère, qui ont des températures autour de 300 K, rayonnent plutôt dans l'infrarouge, vers $10 \mu m$. Ce qui correspond en comparaison, à des grandes longueurs d'onde. Le rayonnement net s'écrit ainsi comme la somme de deux bilans radiatifs, l'un dans les grandes et l'autre dans les courtes longueurs d'onde.

$$R_n = SW_n + LW_n = SW \downarrow - SW \uparrow + LW \downarrow - LW \uparrow \quad (2.2)$$

Le rayonnement net dans le domaine des courtes longueurs d'onde est la différence entre :

- Le rayonnement solaire descendant ($SW \downarrow$). C'est le moteur du système, il est nul la nuit et atteint son maximum diurne autour de midi solaire. Au sommet de l'atmosphère, ce flux est d'environ $1360 W m^{-2}$, mais il est fortement réduit à la surface, à cause de l'absorption et de la réflexion par l'atmosphère, et atteint un maximum d'environ $900 W m^{-2}$ aux latitudes moyennes, en été par ciel clair et au niveau de la mer.
- Et le rayonnement réfléchi à la surface $SW \uparrow$ qui est le produit du rayonnement solaire descendant par l'albédo (α). L'albédo est une caractéristique de la surface. Il dépend pour une longueur d'onde

2.1. Processus de surface, bases physiques

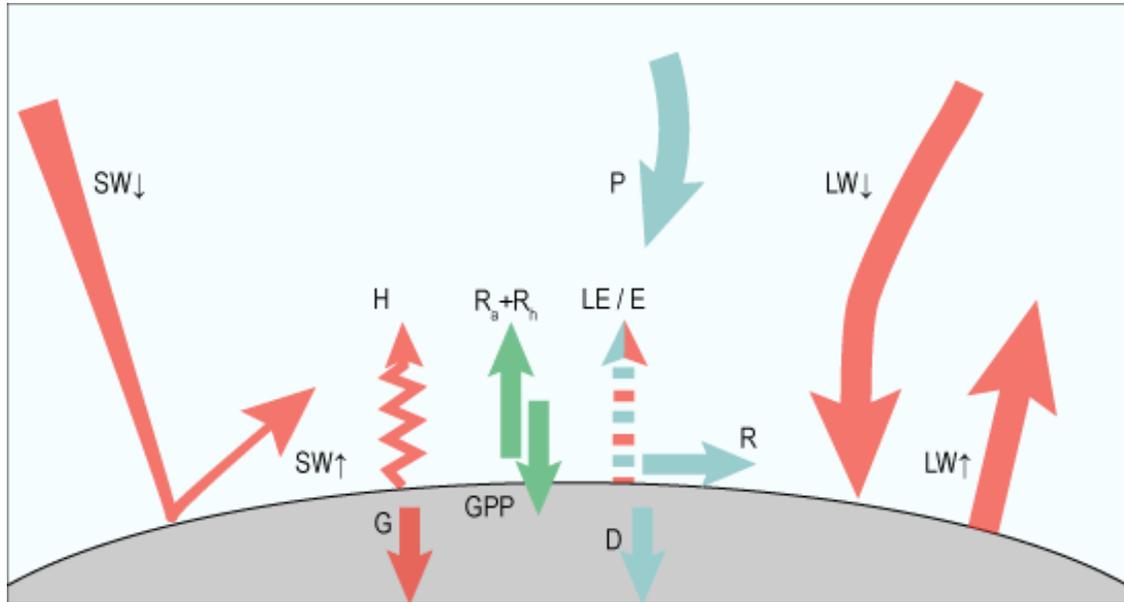


Figure 2.3: Schéma simplifié des trois bilans: énergie, eau et carbone interagissant à la surface. $SW \downarrow$ et $SW \uparrow$ correspondent au rayonnements solaires incident et réfléchi. $LW \downarrow$ et $LW \uparrow$ au rayonnement infrarouges atmosphérique incident et à la somme du rayonnement réfléchi et émis par la terre. H est le flux de chaleur sensible, LE est l'évapotranspiration et G le flux de conduction dans le sol. P correspond aux précipitations pluvieuses et neigeuses, R au ruissellement de surface et D au drainage. Enfin GPP est l'assimilation du carbone par la végétation et $R_a + R_h$ la respiration de la surface. Toutes les variables sont décrites dans le texte.

et un angle solaire donnés : du type de sol, de la végétation mais aussi de l'humidité de la surface et de la présence, ou non, de neige. Des valeurs typiques vont de 0.1 à 0.2 pour la végétation et de 0.5 à 0.9 pour la neige. On considère le plus souvent deux albédos correspondant aux deux bandes spectrales principales du rayonnement solaire : le visible (environ 0.3 à 0.7 μm) et le proche infrarouge (environ 0.7 à 1.4 μm).

On a alors simplement

$$SW_n = SW \downarrow - SW \uparrow = SW \downarrow (1 - \alpha) \quad (2.3)$$

Quant au rayonnement des grandes longueurs d'ondes, il est la différence entre :

- Le rayonnement atmosphérique ($LW \downarrow$), dépendant du profil de température de l'atmosphère.
- Et le rayonnement tellurique, $LW \uparrow$, correspondant au rayonnement réfléchi par la surface et au rayonnement émis par celle-ci. On obtient ainsi: $\epsilon \sigma T^4 + (1 - \epsilon)LW \downarrow$. Avec ϵ l'émissivité, caractéristique de la surface traduisant sa capacité à émettre et absorber l'énergie radiative. Elle est assez peu variable (contrairement à l'albédo) et proche de l'unité. σ est la constante de Stefan Boltzman ($5.67 \cdot 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$)

On obtient alors :

$$LW_n = \epsilon(LW \downarrow - \sigma T^4) \quad (2.4)$$

Échanges conductifs

Les échanges conductifs (flux G , $W m^{-2}$) correspondent à l'énergie qui se propage dans le sol par conduction thermique, c'est à dire par transmission de proche en proche de l'agitation thermique provoquée par une différence de température entre deux régions en contact. Celui-ci s'écrit en suivant la loi de Fourier:

$$G = -\lambda \nabla T \quad (2.5)$$

avec λ la conductivité thermique ($W m^{-1} K^{-1}$), ∇ l'opérateur gradient et T la température du sol (K). La conductivité thermique est, comme son nom l'indique, la capacité du sol à conduire la chaleur et dépend de la composition du sol (i.e. minéraux, matière organique), mais aussi beaucoup de son contenu en eau. En toute rigueur, il faut aussi prendre en compte les mouvements de chaleur dans le sol à travers la circulation de l'eau et de l'air (Braud et al., 1993), mais c'est un effet du second ordre que nous omettons ici. De manière générale ce flux est assez petit, tout du moins en moyenne journalière et devant les flux turbulents décrits dans le paragraphe suivant.

Échanges convectifs

Les échanges convectifs sont de deux sortes, les échanges de chaleur latente et les échanges de chaleur sensible correspondant respectivement à des échanges d'eau et de chaleur. Ces flux sont dus à des variations d'humidité et de température et sont dépendant des caractéristiques de vent et de stabilité de l'atmosphère. Ils surpassent dans la plupart des cas les échanges conductifs. Dans le cas général, on écrit ces flux grâce aux décompositions et moyennes de Reynolds, c'est à dire moyennant les champs eux-même décomposés en une partie moyenne et une fluctuation. En négligeant l'advection et en ne considérant que les flux verticaux on obtient :

$$H = \rho_a C_p \overline{w'\theta'} \quad (2.6)$$

$$LE = \rho_a L_v \overline{w'q'} \quad (2.7)$$

avec H le flux de chaleur sensible ($W m^{-2}$), LE le flux de chaleur latente ($W m^{-2}$), ρ_a la masse volumique de l'air, L_v la chaleur latente de vaporisation de l'eau ($J kg^{-1}$), C_p la capacité thermique à pression constante de l'air ($J kg^{-1} K^{-1}$). $\overline{w'\theta'}$ ($m K s^{-1}$) et $\overline{w'q'}$ ($m s^{-1}$) sont les flux cinématiques de chaleur et d'humidité respectivement. Le "prime" désignant le fait que l'on parle de la fluctuation et la "barre" que l'on effectue une moyenne temporelle. Ces flux sont aussi appelés les tenseurs de Reynolds et sont ensuite modélisés par la théorie de similitude de Monin-Obukhov (Monin and Obukhov, 1954).

2.1. Processus de surface, bases physiques

Stockage

Le stockage correspond à la variation de chaleur comprise dans la couche de surface considérée, il est donc relié à la variation de température de cette couche. Il prend donc en compte le stockage d'énergie dans le sol, la végétation et l'air compris dans le domaine. Il s'écrit de manière générale :

$$S = C\rho\Delta Z \frac{dT}{dt} \quad (2.8)$$

avec C , ρ et ΔZ représentant respectivement la capacité thermique ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), la masse volumique (kg m^{-3}) et la hauteur (m) du système considéré. Enfin T est sa température (K) et t le temps (s). La capacité thermique ou capacité calorifique est un paramètre très important qui contrôle la résistance des changements de température aux forçages extérieurs (ex : rayonnement solaire). Celui-ci dépend de la nature du sol mais aussi beaucoup de son état de saturation, l'eau ayant une forte capacité thermique.

En toute rigueur, il faudrait aussi prendre en compte l'énergie fixée par photosynthèse mais celle-ci, représentant moins de 1 % de l'énergie absorbée par la surface [Sellers et al. \(1992\)](#), sera le plus souvent négligée ([Dolman et al., 2002](#)).

2.1.2 Bilan hydrologique

Quand on parle de bilan d'eau, on considère en général un volume composé de l'ensemble de la végétation, c'est à dire la partie extérieure (feuilles, branches), la surface du sol, mais aussi l'ensemble du sol occupé par des racines appelé la réserve utile (fig. 2.2) ainsi que le sol profond qui peut fournir de l'eau au système (ex : remontée d'une nappe). On cherche alors à quantifier le partitionnement des précipitations entre celles directement interceptées par la végétation et celles atteignant le sol, puis le partitionnement entre l'eau ré-évaporée vers l'atmosphère et celle ruisselant ou s'infiltrant dans le sol. On obtient alors en additionnant les entrées et les sorties :

$$\frac{dW}{dt} = P - E - D - R \quad (2.9)$$

avec W (kg m^{-2}) la quantité d'eau dans le volume considéré, P ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) les précipitations solides et liquides, E ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) le flux d'évapotranspiration, réponse à l'énergie incidente et présent dans le bilan d'énergie, D ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) le drainage profond, c'est à dire l'eau qui sort du volume de sol considéré par gravité et R ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) le ruissellement, c'est à dire l'eau qui ne s'infiltré pas et qui s'écoule à la surface. Le flux d'évapotranspiration se décompose principalement en quatre contributions : tout d'abord la transpiration, c'est à dire l'eau évaporée par la végétation puisée dans le sol par les racines; l'évaporation du sol, c'est à dire l'eau évaporée directement depuis le sol sous la végétation; l'évaporation de l'eau interceptée par la végétation, en particulier par ses feuilles ou aiguilles; et enfin s'il y a lieu, la sublimation de la neige ou de la glace présente sur ou sous la végétation.

2.1.3 Bilan de carbone

Ce bilan correspond aux échanges de carbone entre l’atmosphère et la surface, composée du sol superficiel et de la biosphère. On s’intéresse alors à la différence entre le carbone absorbé par la végétation, sous forme de carbone organique, grâce au mécanisme de la photosynthèse (*GPP*: gross primary production) qui correspond au terme de couplage avec le bilan d’eau à travers la conductance stomatique et à la respiration de la végétation autotrophe, c’est à dire capable de fabriquer sa propre matière organique, sous forme de CO₂ (R_A). On définit alors la production primaire nette (*NPP*: net primary production) telle que :

$$NPP = GPP - R_A \quad (2.10)$$

On prend ensuite en compte la respiration dite hétérotrophe des autres organismes vivants présents (bactéries, champignons ..), qui décomposent la matière organique dans le sol en émettant, eux aussi, du CO₂ par leur respiration R_H . On définit alors le flux net de carbone échangé (*NEE* : net ecosystem exchange) comme :

$$NEE = R_A + R_H - GPP \quad (2.11)$$

Une NEE positive correspond ainsi à une surface agissant comme une source de carbone pour l’atmosphère et une NEE négative comme un puits. La NEE représente la variation temporelle de stock de carbone dans la surface, réparti entre les différents horizons le composant. Celui-ci se concentre dans : la biomasse vivante, c’est à dire la végétation, la biomasse morte en décomposition, c’est à dire la litière, et la biomasse décomposée qui correspond à l’humus réparti dans le sol.

2.2 État de l’art des modèles de surface

2.2.1 Pourquoi ces modèles ?

Pour connaître la façon dont l’énergie reçue par la surface actionne ces différents cycles, les réseaux d’observation au sol sont un outil primordial. Mais ces mesures sont, d’une part, souvent coûteuses à mettre en place et à entretenir et ne peuvent pas, d’autre part, couvrir l’ensemble du globe de manière suffisamment homogène et dense, pourtant nécessaire aux applications dans lesquelles la surface joue un rôle décisif. Des outils numériques ont donc été développés, ne rencontrant pas ces inconvénients techniques. On les appelle les modèles de surface ou LSMs pour *land surface models* ou encore SVAT pour *sol végétation atmosphère transfert*. Ce sont des modèles numériques permettant d’estimer l’évolution d’un certain nombre de variables liées à ces trois bilans. Il existe plusieurs types de modèles qui diffèrent selon leur complexité et varient en fonction de l’utilisation qui en est faite. Les applications sont nombreuses et diverses; trois d’entre elles motivent particulièrement notre étude :

2.2. État de l'art des modèles de surface

- Tout d'abord, le couplage avec l'atmosphère pour la prévision numérique du temps. Dans ce cas, le modèle de surface constitue la condition limite basse de l'atmosphère et permet d'informer le modèle atmosphérique des flux d'énergie et de masse qui rentrent et sortent de son domaine et qui influent sur le temps. L'influence de la surface est déterminante dans de nombreux processus (ex : neige en hiver qui modifie fortement la quantité de rayonnement solaire réfléchi vers l'atmosphère ; formation de cellules convectives en été initiées à la surface, liées au gradient d'humidité à la surface, [Taylor et al., 2011](#)).
- Avec certaines similitudes, la compréhension de l'évolution de climat nécessite aussi la modélisation de la surface en passant d'échelles temporelles de quelques jours pour la prévision numérique du temps à quelques dizaines d'années. Typiquement, les simulations réalisées dans les campagnes d'inter-comparaison de modèles climatiques (CMIP) sont de l'ordre de la centaine d'année avec une fenêtre temporelle allant de la révolution industrielle et jusqu'à la fin du 21^{ème} siècle (www.wcrp-climate.org). La mémoire longue de la surface joue alors un rôle de première importance (ex : humidité du sol: [Koster and Suarez, 1999](#) ; [Dirmeier, 2000](#) ; [Douville, 2002](#)). Cette échelle de temps donne aussi un rôle majeur au troisième cycle d'échange : le cycle du carbone, qui prend ici toute son importance notamment à travers l'impact des émissions de CO₂ (ex : [Séférian et al., 2016](#)) dans l'atmosphère ou l'évolution du couvert d'occupation des sols.
- L'utilisation des LSMs est aussi présente dans les applications hydrologiques, où ils constituent cette fois la condition limite haute du domaine. Il a été montré que l'utilisation des LSMs dans le cas de couplage avec l'hydrologie menait à des résultats plus performants qu'avec les modèles conceptuels pluie-débit généralement utilisés en simulant un partitionnement du cycle hydrologique plus réaliste. D'autre part, ces modèles conceptuels (ex : GR4J, [Perrin et al., 2003](#)) sont généralement calibrés sur un bassin versant, ce qui peut rendre difficile leur spatialisation (en particulier à l'échelle globale) et leur utilisation dans le cadre d'études sur le climat futur (calibration alors basée sur les conditions passées). Ces simulations peuvent ainsi permettre de renseigner l'utilisateur sur l'état hydrique des sols (ex : la chaîne opérationnelle SAFRAN-ISBA-MODCOU ([Habets et al., 2008](#)) développée à Météo France permet notamment à travers la connaissance de l'état hydrique des sols d'aider à la gestion des ressources en eau et des risques) ou encore d'aider à la prévision des crues (ex : le couplage du modèle de surface ISBA avec TOP-MODEL, [Bouilloud et al., 2010](#)).

2.2.2 Bref historique

Les premiers modèles de surface ont été développés il y a maintenant plusieurs dizaines d'années. Jusque dans les années 80, ces modèles avaient pour but de fournir une condition limite basse à l'atmosphère pour la prévision numérique et l'étude de la circulation générale de l'atmosphère, estimant les échanges d'énergie, d'eau et de quantité de mouvement à cette interface. Depuis, ils n'ont cessé d'évoluer (ex : échange de carbone, azote, aérosols), sous l'influence de nombreuses études démontrant l'impact de la

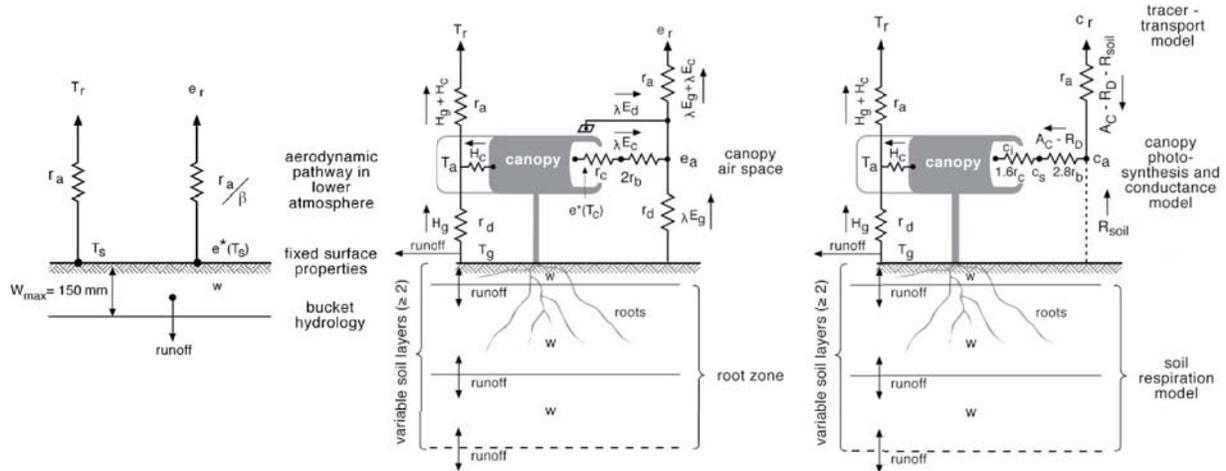


Figure 2.4: Scémas conceptuels des trois générations de modèles de surface décrites par Sellers et al. (1997). A gauche la première génération de modèles de surface, au milieu la deuxième avec la considération explicite de la canopée et un sol discrétisé. Enfin la troisième génération est représentée sur le schéma de droite avec la prise en compte d'un bilan carbone. Schémas issus de Pitman (2003)

surface sur la prévision du temps, mais aussi, et c'est ce qui a d'autant plus motivé les recherches, sur l'étude du climat (ex : Betts et al., 1996 ; Pielke et al., 1998).

Il existe plusieurs manières de représenter la surface et en particulier la canopée, objet de notre étude. Trois générations de modèles ont été identifiées par Sellers et al. (1997) même si nombre des modèles se trouvent à cheval entre ces classes :

- La première génération de modèles date de la fin des années 60 et a été initiée par Manabe (1969) dans le but de permettre des interactions entre le surface et l'atmosphère, fig.2.4, considérant une unique équation pour le bilan d'énergie, ignorant par ailleurs la diffusion de chaleur dans le sol. Le bilan d'eau y est représenté par un réservoir d'eau soumis aux précipitations, à l'évaporation et au ruissellement lorsqu'il dépasse sa capacité maximale. Par ailleurs, ces modèles tendaient à considérer les paramètres de surface constants, tels que la rugosité ou l'albédo. Cette paramétrisation simple est communément appelée le *Manabe bucket model* et a donné lieu à toute une génération de modèles.
- La deuxième génération de modèles a ensuite fait son apparition au début des années 80 lorsque l'on a compris que la végétation devait recevoir une attention particulière et devait être considérée indépendamment du sol. Deardorff (1978) fut alors le premier à proposer une représentation en deux couches pour le sol et une couche à part entière pour la végétation, fig. 2.4. Le modèle de Deardorff (1978) est, pour la partie sol, construit sur le principe du *force-restore*. Pour la partie végétation, une couche unique est représentée ; c'est l'approche *big-leaf*, c'est-à-dire que l'on considère

2.2. État de l'art des modèles de surface

toute la canopée comme une unique feuille uniforme avec des paramètres intégrés sur la verticale. Celle-ci intercepte une fraction du rayonnement, le reste étant transmis au sol. La spatialisation des paramètres fait son apparition, introduisant la télédétection, notamment à travers la spatialisation de l'albédo ainsi que de sa distinction selon les différentes gammes de longueurs d'ondes. La notion de rugosité est elle aussi mieux représentée, spécialement pour les surfaces forestières qui génèrent plus de turbulence avec leur forte rugosité, agissant alors comme un puits de quantité de mouvement. Enfin, l'interception de l'eau par la végétation est prise en compte ainsi que la régulation de la transpiration de la végétation, directement liée à la photosynthèse, le plus souvent grâce à la formule empirique développée par [Jarvis \(1976\)](#).

- Enfin, la troisième génération correspond à l'introduction du cycle du carbone dans les modèles de surface. Cet intérêt est notamment dû à l'augmentation de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère et à la mise en évidence du changement climatique ([Houghton et al., 1990](#)). Ce cycle est introduit à travers la notion d'assimilation du carbone par la photosynthèse, en lien direct avec la conductance stomatique et donc la transpiration des plantes. Ainsi, un modèle empirique donne la conductance stomatique en fonction de l'assimilation de carbone (ex : [Leuning, 1995](#)), un modèle biochimique donne l'assimilation en fonction de la concentration de CO₂ dans les feuilles (ex : [Farquhar et al., 1980](#)) et une équation de diffusion est ajoutée pour le flux de CO₂ entre l'intérieur et l'extérieur (atmosphère) de la feuille. Ce type de modèle est appelé A-gs utilisant le schéma de [Jacobs \(1994\)](#) pour la paramétrisation de la résistance stomatique et se veut ainsi plus réaliste que [Jarvis \(1976\)](#) en se basant sur des concepts biologiques.

2.2.3 Les modèles actuels

Le tableau [2.1](#) recense les principaux modèles de surface très divers dans leur complexité et le modèle actuel ISBA se situe plutôt dans les modèles les plus simples pour ce qui est de la représentation de la canopée. Mais attention, plus de complexité n'apporte par nécessairement une meilleure qualité. En effet, ajouter de la complexité dans un modèle apporte de nouvelles incertitudes à travers le choix des paramétrisations choisies. D'autre part, cela implique souvent l'ajout de nouveaux paramètres de description de la surface représentée, paramètres qui ne sont pas toujours bien connus pour tous les types de couverts (i.g. orientation ou épaisseur des feuilles de la canopée) et qui par conséquent peuvent devenir source d'erreur.

Une étude récente d'inter-comparaison de modèle de surface (PLUMBER, *Protocol for the Analysis of Land Surface Models (PALS) Land Surface Model Benchmarking Evaluation Project*, [Best et al., 2015](#)) a montré que dans un cadre de simulations réalisées en mode forcé (*offline*) sur un certain nombre de sites du réseau Fluxnet dont nous reparlerons par la suite, la majorité des modèles de surface considérés (au nombre de 8) n'étaient pas en mesure de mieux simuler les flux turbulents que des régressions linéaires

Table 2.1: *Etat de l'art et caractéristiques des principaux modèles de surface pour la description de la canopée. On rappelle que le terme "bulk" correspond à une unique couche.*

| Nom | Description Canopée | Référence |
|--------------------|------------------------|--|
| CLASS | bulk | Verseghy et al. (1993) |
| CLM4 | bulk | Lawrence et al. (2011) |
| CLM4.5 | multi couches | Bonan et al. (2014) |
| HTESSEL | hybride composite/bulk | Balsamo et al. (2009) |
| SIB | bulk | Sellers et al. (1986) |
| SSIB | bulk | Xue et al. (1991) |
| NOAH (jusqu'à 3.0) | composite | Ek et al. (2003) |
| NOAH (après 3.0) | bulk | Niu et al. (2011) |
| JULES | bulk | Best et al. (2011) |
| ISBA | composite | Noilhan and Planton (1989) |
| ISBA-MEB | bulk | Boone et al. (2016) |
| Orchidée | composite | Krinner et al. (2005) |
| Orchidée-CAN | multi-couches | Ryder et al. (2016) |
| SEtHyS | bulk | Coudert et al. (2006) |
| SEtHyS-Savannah | 2 couches | Saux-Picart et al. (2009) |
| SISPAT | bulk | Braud et al. (1995) |

effectuées sur les forçages. Cette étude montre qu'il n'est pas évident que des modèles très sophistiqués mènent à de bien meilleurs résultats, ce qui avait déjà été souligné par [Douville et al. \(1995\)](#) et [Robock et al. \(1995\)](#).

La difficulté dans l'étude des mécanismes qui se déroulent à la surface réside dans les nombreuses interactions entre les différents processus, en particulier lorsque l'on considère les interactions avec l'atmosphère. Il est en effet souvent difficile bien distinguer les causes des conséquences. Par exemple, la figure 2.5 tirée de [Pitman \(2003\)](#) illustre qu'une réduction de la rugosité va faire augmenter la résistance aérodynamique qui fera décroître les flux turbulents et ainsi diminuer la formation de nuages convectifs et donc de précipitations, ce qui réduira la croissance de la végétation, sa taille et ainsi la rugosité. Cette difficulté d'interprétation augmente dans les modèles actuels, du fait qu'ils représentent de plus en plus de processus.

Les modèles introduisent donc d'avantage de processus invitant de plus en plus de disciplines à participer à leur développement et à cohabiter, allant des sciences télédétection, de l'informatique des mathématiques, à celle de la chimie, de la biologie ou de l'écologie. Il est important de développer l'ensemble des composantes de ces modèles de manière équilibrée, non en termes de complexité mais d'importance du rôle qu'elles jouent dans les processus mis en jeu. L'un des reproches fait à certains modèles de surface est de trop développer certaines composantes clés tout en mettant d'autres de côté.

2.3. Les échelles d'applications : du point à l'ensemble du globe

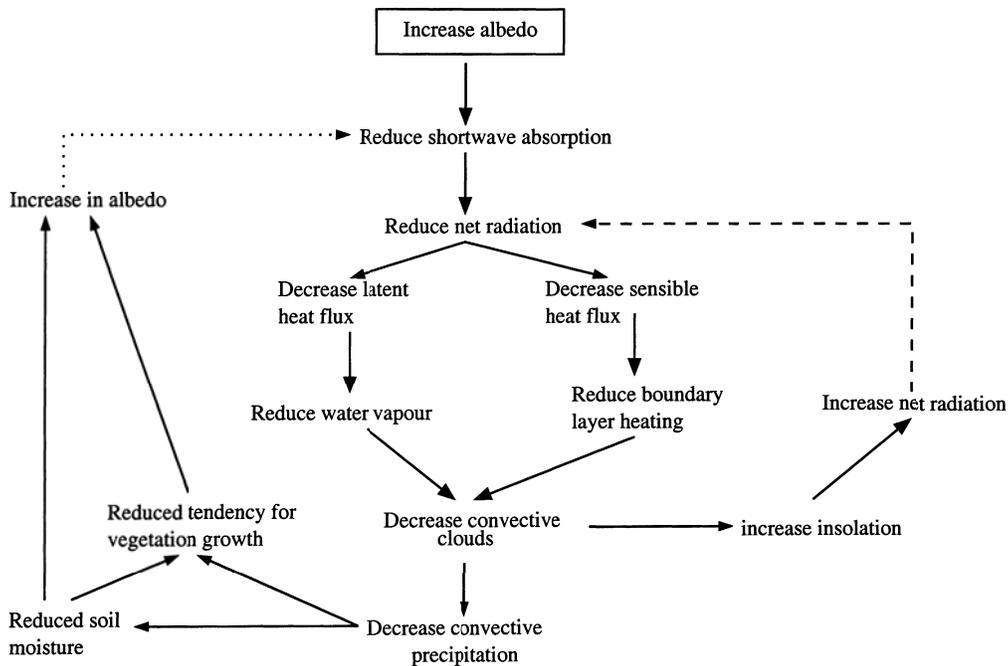


Figure 2.5: Schéma conceptuel des impacts successifs liés à une réduction de l'albédo de surface. Schéma issu de [Pitman \(2003\)](#). La ligne pointillée fine correspond à une rétroaction positive, celle en pointillés épais à une rétroaction négative.

L'un des objectifs de cette thèse est ainsi l'amélioration des processus liés à la végétation dans le modèle ISBA à travers plusieurs aspects incluant sa représentation physique. En effet, et comme nous le verrons dans le prochain chapitre, la description du sol et de la neige ont reçu de nombreux développements ces dernières années, de même que la représentation du cycle carbone. Par contre, la philosophie de représentation de la végétation n'est pas si éloignée de la représentation de celle de [Manabe \(1969\)](#).

2.3 Les échelles d'applications : du point à l'ensemble du globe

Les modèles de surface sont le plus souvent utilisés, en particulier pour les modèles couplés, sur des domaines allant de l'échelle régionale (domaine de quelques centaines de kilomètres de côté) à l'échelle globale c'est à dire sur la totalité du globe. Cependant pour évaluer et développer ces modèles, on commence le plus souvent par réaliser des simulations à échelle locale, c'est à dire sur un point de grille. Cela permet, d'une part, de réaliser des simulations à très bas coût (en terme de temps de calcul) et ainsi d'avoir une certaine liberté (pour faire des tests de sensibilité notamment), d'autre part, de prendre en compte certains processus particulier propre à un site (ex : nappe perchée, moisson) mais encore de maîtriser mieux les simulations à travers la spécification de paramètres du modèle propre à chaque site d'étude (ex : profondeur racinaire, texture du sol) mais aussi d'une meilleure qualité des forçages et des jeux de données de validation.

Ce dernier point est particulièrement important et souligne le fait qu'en dehors du développement

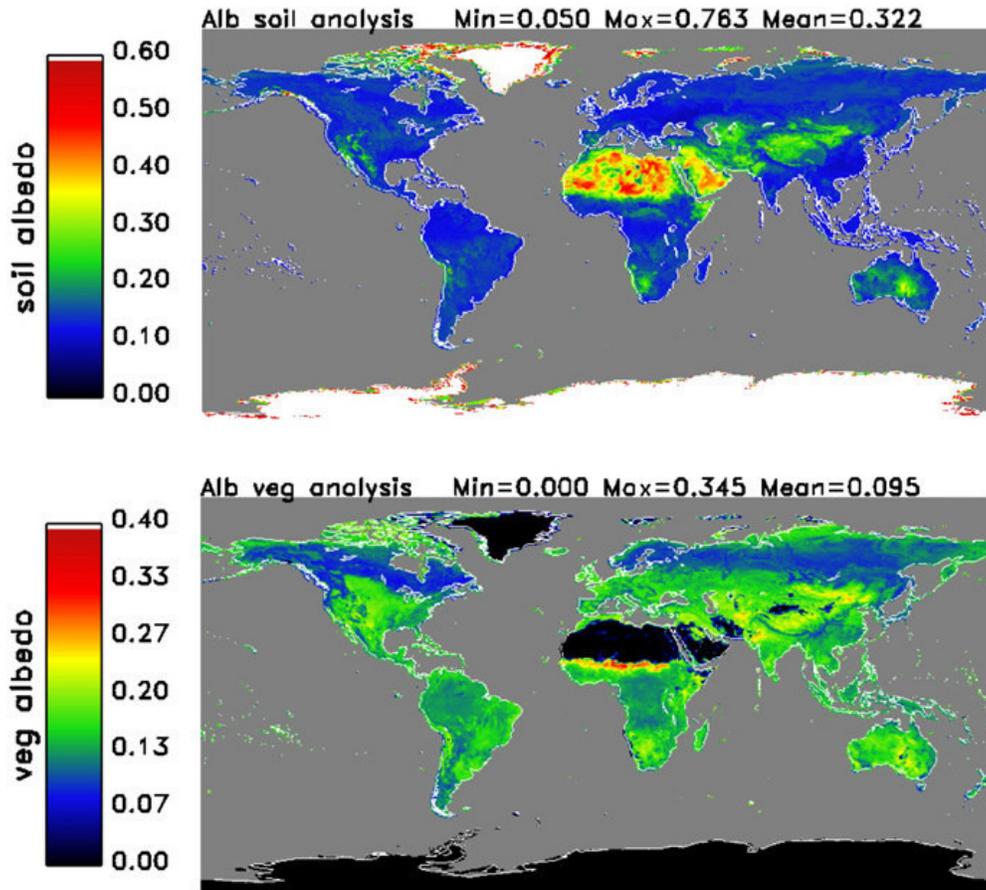


Figure 2.6: Albédo du sol (en haut) et de la végétation (en bas) vus par le satellite MODIS. Valeurs minimales, maximales et moyennes dans le titre. Carrer et al. (2014)

de nouvelles paramétrisations dans les modèles, il est très important de faire évoluer les bases de données des paramètres physiologiques ou morphologiques. En effet, même si l'évolution de la technologie a permis le développement des outils de télédétection et d'ainsi, accéder à des données globales, les données observées sont souvent intégrées sur toute l'épaisseur de la surface et des algorithmes sont nécessaires pour permettre de retrouver certains paramètres (ex : la figure 2.6 montre l'albédo capturé par le satellite MODIS (modis.gsfc.nasa.gov) dissocié entre albédo de la végétation et albédo du sol). Or ces algorithmes sont eux aussi des modèles entachés d'erreurs et ne permettent pas toujours de capturer toute la complexité de la surface. Ainsi, il faut garder en tête que même si certains modèles développent des paramétrisations très détaillées qui montrent leur intérêt sur un ou plusieurs sites bien identifiés, ceux-ci auront peu de chance de faire preuve de leur qualité dans le cas de simulations spatialisées qui nécessiteront alors une connaissance trop précise d'un domaine. Par exemple, les modèles de transfert radiatifs au sein de la végétation nécessitent aujourd'hui, pour s'approcher au plus de la réalité, la connaissance précise de l'architecture de la canopée : transparence des feuilles aux différentes gammes de longueurs d'ondes ou encore l'inclinaison des feuilles en fonction de l'heure de la journée.

2.4. L'évaluation des modèles : les différentes échelles d'évaluation

D'autre part, il faut aussi garder en tête qu'à échelle locale, les mesures sont souvent plus nombreuses et plus complètes qu'à une échelle régionale, où il y a alors de nouvelles sources d'incertitudes notamment liées aux forçages ou aux hétérogénéités de surface. Ainsi, il n'est pas garanti de retrouver les mêmes résultats après un changement d'échelle et l'on a intérêt à avoir des modèles les plus robustes possible de manière à s'affranchir autant que faire se peut, des erreurs dues aux jeux de paramètres d'entrée. D'où l'importance des tests de sensibilité qui sont effectués lors de tout développement de modèle.

2.4 L'évaluation des modèles : les différentes échelles d'évaluation

Comme mentionné dans le paragraphe précédent, l'évaluation des modèles de surface débute souvent par des validations dites *in-situ*, c'est à dire réalisées sur un ou plusieurs sites choisis. On dispose ainsi de forçages atmosphériques correspondant exactement au lieu d'étude et on qualifie alors la simulation de forcée ou *offline*, c'est à dire non couplée à un modèle atmosphérique rendant impossible toute rétroaction. On ajuste en général les paramètres du modèle pour que ceux-ci correspondent le plus possible aux caractéristiques physiques du site. Les simulations permettent ensuite de comparer certaines variables du modèle à des mesures réalisées sur le site, en particulier les flux (radiatifs, turbulents, conductif) les températures et les contenus d'eau dans le sol. Si ces deux dernières variables ne posent pas de problèmes en général, les flux turbulents, sont nettement plus complexes à mesurer. La technique de mesure la plus performante et la plus couramment utilisée est celle de la corrélation turbulente, elle constitue cependant un dispositif conséquent en particulier dans le cas des couverts forestiers qui doivent être équipés de tours instrumentées dépassant le couvert. Cette méthode est cependant source d'erreur non négligeable comme l'ont souligné de nombreuses études (ex : [Wilson et al., 2002](#)). Il semblerait en effet que la plus grande source d'erreur dans l'équation de la balance énergétique (eq. 2.1) proviennent de ces flux, leur somme étant en général sous-estimé de 10 à 30 % par rapport à l'énergie disponible quantifiée par la différence entre le rayonnement net et la somme du stockage et du flux conductif ($R_n - G - S$). Nous nous attarderons plus particulièrement sur ce problème dans le premier chapitre de résultats de cette étude en utilisant une méthode d'ajustement de ces flux pour rétablir l'équation de la balance énergétique.

Dans un second temps, on met généralement en oeuvre des simulations régionales, toujours de manière forcées, afin de s'assurer du bon fonctionnement du modèle de façon spatialisée et à tester son impact sur des régions identifiées (ex : simulation de la neige en Sibérie par [Boone et al., 2006](#) ; simulation des débits en France par [Decharme et al., 2013](#)). Ensuite on réalise des simulations à échelle globale (ex : [Decharme et al., 2012](#)) et enfin, on passe à des simulations couplées avec l'atmosphère afin de prendre en compte les rétroactions possibles avec celle-ci soit à échelle globale (ex : couplage avec ARPEGE pour la modélisation du climat, [Séférian et al., 2015a](#)) soit avec un modèle à air limitée (ex : couplage avec MESO-NH).

2.5 L'évaluation des modèles : les projets d'inter-comparaison

En parallèle aux évaluations internes des modèles de surface les développeurs cherchent à identifier de manière collaborative les axes de développement à cibler. Dans ce cadre, un certain nombre de projets d'inter-comparaison ont été organisés jusqu'à aujourd'hui. Ces campagnes proposent ainsi aux participants d'effectuer des simulations à l'aveugle, c'est à dire sans avoir à disposition les mesures sur lesquelles les modèles sont ensuite évalués. Elles ont permis de faire avancer certains sujets physiques mais aussi les méthodes numériques utilisées dans les modèles en réunissant les spécialistes de différents domaines, notamment les micrométéorologistes, physiologistes de plantes et hydrologues. Un certain nombre de ces campagnes ont eu une dimension internationale, souvent réalisées en *offline*, c'est à dire découplées de l'atmosphère, de manière à se passer des mécanismes de rétroactions entre la surface et l'atmosphère. L'un de ces premier projet internationaux d'inter-comparaison de modèles fut PILPS (*Project of Intercomparison of Land surface Parametrization Schemes*, [Henderson-Sellers et al. \(1993\)](#), [Henderson-Sellers et al. \(1995\)](#)), qui commença avec des forçages issus de simulations atmosphériques ([Pitman et al., 1993](#)) puis, dans un second temps des forçages issus d'observations locales, [Chen et al. \(1997\)](#). Les phases successives se sont aussi concentrées sur différentes problématiques (ex : paramétrisation de la neige et du gel, [Schlosser et al. \(2000\)](#) ; évaluation des débits de rivières, [Wood et al., 1998](#); [Bowling et al., 2003](#)). Dans l'esprit de PILPS, GSWP (*Global Soil Wetness Project*, [Dirmeyer, 2011](#)) fut initié avec des simulations à échelle globales. Les résultats de ce projet sont les premières simulations globales multi modèles forcées de LSMs. D'autres projets d'inter-comparaison plus spécifiques, ont été réalisés comme SnowMIP, [Etchevers et al. \(2004\)](#) pour étudier les processus liés à la neige, ALMIP, [Boone et al. \(2009\)](#), se focalisant sur les processus critiques de surface en Afrique de l'ouest à l'échelle régionale ou encore Rhône-AGGrégation ([Boone et al., 2004](#)) pour étudier le couplage avec l'hydrologie. Plus récemment, le projet PLUMBER ([Best et al., 2015](#)) essaye d'identifier la façon dont se comporte les LSM face à certaines références et de définir des critères de performances que les LSMs devraient pouvoir atteindre en fonction de l'information disponible dans les forçages atmosphériques, en s'affranchissant ainsi d'une comparaison directe avec les observations.

Comme illustré dans le paragraphe précédent, les modèles de surface sont validés à différentes échelles (locale, régionale, globale). Or cette notion d'échelle est particulièrement importante pour les modélisateurs. Une simulation locale et une simulation globale constituant, pour eux, deux exercices très différents.

2.6 Conclusion

Dans cette partie, nous avons présentés les grands principes permettant de comprendre les processus prenant part à la surface, synthétisés au travers des trois cycles principaux d'échanges de masse et d'énergie couplés les uns aux autres, que sont : le cycle de l'eau, celui de l'énergie et celui du carbone. Les modèles de surface qui n'ont, depuis la fin des années 80, eu cesse de se complexifier pour représenter de manière toujours plus précise ces cycles et leurs interactions prennent part à de toujours plus nombreuses applications en élargissant toujours d'avantage les communautés de chercheurs impliquées dans leur développement. Des projets d'inter-comparaisons sont régulièrement mis en oeuvre, permettant ainsi aux différents acteurs impliqués dans le développement des modèles de tester, valider et évaluer leur travail et d'identifier les axes futurs sur lesquels il leur faudra concentrer leurs efforts.

Nous allons maintenant entrer dans le coeur de cette thèse visant à améliorer la représentation de la végétation dans le modèle ISBA, qui en comparaison à d'autres aspect physiques du modèle comme le sol ou la neige reste jusqu'à aujourd'hui assez simpliste. Nous commencerons dans le chapitre suivant par présenter une description détaillée des nouvelles paramétrisations introduites dans le modèle ISBA à travers deux nouveaux développements : une représentation explicite de la canopée, ainsi que de la litière dans les forêts.

Chapitre 3

Le modèle de surface ISBA-MEB-L

Sommaire

| | |
|--|----|
| 3.1 SURFEX | 32 |
| 3.2 ISBA | 35 |
| 3.3 MEB | 43 |
| 3.4 ISBA-MEB-L | 65 |
| 3.5 Résumé des nouveaux paramètres | 73 |
| 3.6 Conclusion | 74 |

Dans ce chapitre, nous allons présenter les outils de modélisation qui ont été utilisés et développés dans cette thèse. Nous commençons par un bref aperçu de la plate-forme SURFEX (SURface EXternalisée) hébergeant les différents modèles de surface permettant de couvrir l'ensemble de la surface du globe. En particulier, nous décrirons brièvement le modèle de surface continentale ISBA (Interactions Sol Biosphère Atmosphère) développé par [Noilhan and Planton \(1989\)](#) et sans cesse enrichi depuis au CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques). Nous détaillerons ensuite les deux nouvelles options du modèle faisant l'objet de cette thèse. Tout d'abord l'inclusion d'une couche explicite, dite *bulk*, pour la végétation permettant de se détacher de la représentation composite sol-végétation utilisée jusque là dans ISBA. Ce travail de développement a été réalisé avant le début de cette thèse même si d'une part le schéma a quelque peu évolué depuis et d'autre part les évaluations successives des prochains chapitres ont mis en évidence un certain nombre de corrections techniques nécessaires qui ont été apportées et qui ont constituées une grande partie du travail. Le deuxième développement, réalisé entièrement à travers cette thèse, a consisté en l'ajout d'une couche supplémentaire au dessus du sol pour caractériser la litière gisant sur le sol des forêts. .

3.1 SURFEX

Initialement, à la fin des années 80, le modèle ISBA avait été développé par [Noilhan and Planton \(1989\)](#), simulant les échanges d'eau, d'énergie et de quantité de mouvement avec l'atmosphère dans le but d'une utilisation opérationnelle de prévision du temps, des applications de recherche méso-échelles et de la modélisation du climat. Le modèle visait à rester relativement simple, en particulier en terme du nombre de paramètres ajoutés, tout en prenant en compte les principaux processus physiques à l'interface sol/atmosphère. Le travail réalisé par la communauté de recherche du CNRM a permis de poursuivre le développement du modèle et ainsi de rester à la pointe de la modélisation de la surface dans le cadre de la prévision numérique du temps et du climat. C'est ainsi que de nombreuses évolutions sont apparues, notamment liées à l'aspect carbone introduit dans ISBA, mais également le développement d'un modèle dédié à la ville ainsi qu'un traitement spécifique pour représenter les plans d'eau tels que les océans, mers ou lacs. Afin de regrouper l'ensemble des développements faits pour la surface et pour que ceux-ci soit le plus clairement accessibles au plus grand nombre, la plateforme SURFEX a été créée.

SURFEX ([Masson et al., 2013](#)) reçoit de l'atmosphère les forçages nécessaires à son fonctionnement : rayonnement solaire et infrarouge, pluie, neige, vent, pression, température, humidité, et renvoie en effectuant une pondération en fonction de chacune des quatre tuiles considérées, c'est-à-dire des quatre types de surface distinguées parmi les surfaces continentales naturelles, les villes, les lacs, les mers et les océans (fig. 3.1), les informations nécessaires au modèle atmosphérique : flux de quantité de mouvement, chaleur latente, chaleur sensible pour le schéma de turbulence et variables décrivant les caractéristiques radiatives (e.g. albédo, température de surface) pour le schéma de rayonnement. Ces quatre

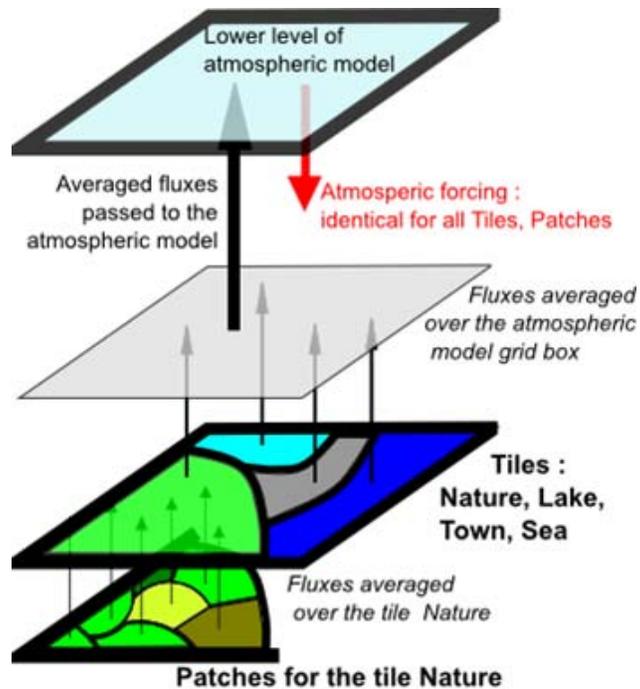


Figure 3.1: Schéma de principe du couplage entre le modèle atmosphérique et la plate-forme SURFEX. De bas en haut : les flux issus des différents couverts du modèle de surface continental ISBA sont moyennés et ajoutés aux contributions des autres types de surface (tiles). Les flux sont ensuite moyennés et communiqués au premier niveau atmosphérique.

tuiles sont :

- pour les lacs; tuile *lake*, on utilise le modèle FLake (Mironov et al., 2005) qui permet d'avoir une température de surface évoluant dans le temps et une bonne description des échanges d'énergie dans l'eau et entre l'eau et l'atmosphère,
- pour les zones urbanisées; tuile *town*, c'est le modèle TEB (town energy balance) qui est utilisé (Masson, 2000). Le modèle est basé sur le principe de rues canyon, la ville étant alors schématisée par un toit une rue et deux murs en regard. Ce modèle fait l'objet d'un grand intérêt et de nouveaux développements sont régulièrement intégrés, notamment la prise en compte de la végétation dans les villes (parcs, jardins, toits végétalisés),
- pour ce qui est des mers et océans; tuile *sea*, on peut utiliser différentes paramétrisations, la plus simple étant celle basée sur l'approche de Charnock utilisant une température de surface (SST) prescrite pour la simulation des flux de surface,
- Enfin pour les surfaces continentales naturelles, tuile *nature*, le modèle ISBA distingue plusieurs types de couvert (figure 3.1). En effet, contrairement aux mers, lacs ou villes, les surfaces continentales peuvent être extrêmement diverses (champ, forêt, sol nu) et l'on classe alors en 19 cou-

Table 3.1: Les 19 types de couverts (ou patch) désormais distingués dans ISBA, incluant notamment 8 couverts pour les forêts (en gras).

| Numéro | Nom | Description |
|--------|-------------|------------------------------------|
| 1 | NO | Sol nu |
| 2 | ROCK | Roche |
| 3 | SNOW | Neige ou glace permanente |
| 4 | TEBD | Feuille tempéré |
| 5 | BONE | Conifère boréal persistant |
| 6 | TRBE | Feuille tropical persistant |
| 7 | C3 | Culture C3 |
| 8 | C4 | Culture C4 |
| 9 | IRR | Culture irriguée |
| 10 | GRAS | Prairie |
| 11 | TROG | Prairie tropicale |
| 12 | PARK | Tourbière, parc, jardin |
| 13 | TRBD | Feuille tropical |
| 14 | TEBE | Feuille tempéré persistant |
| 15 | TENE | Conifère tempéré persistant |
| 16 | BOBD | Feuille boréal |
| 17 | BOND | Conifère boréal |
| 18 | BOGR | Prairie boréale |
| 19 | SHRB | Arbustes |

verts appelés *patches* (Tableau 3.1) ces différentes surfaces de façon à utiliser des paramètres spécifiques à chaque type de couvert (ex : longueur de rugosité, fraction de végétation). L'ensemble de ces paramètres est interne au code. Par contre les paramètres spatialement distribués sont lus dans des bases de données globales à résolution kilométrique. C'est le cas pour la texture des sols (HWSD, [Nachtergaele and Batjes, 2012](#)), la topographie (SRTM, GTOPO30) et l'occupation du sol (ECOCLIMAP, [Faroux et al., 2013](#)).

Nous allons décrire à présent les trois configurations du modèle ISBA qui seront utilisées dans cette étude :

- la version standard que nous nommerons simplement ISBA avec le module diffusif (DIF) pour la représentation des transferts d'eau et de chaleur dans le sol et le modèle A-gs pour le calcul de la résistance stomatique,
- ensuite viendra la description du modèle MEB (*multi energy balance*) permettant la représentation explicite de la canopée et des processus physiques qui y sont liés,
- enfin nous expliciterons le modèle décrivant la prise en compte d'une couche de litière sous la canopée.

Les schémas utilisés par la suite sont volontairement simplifiés pour faire apparaître le plus clairement possible les différences entre les trois configurations.

3.2 ISBA

3.2.1 État de l'art du modèle ISBA

Depuis la première version d'ISBA par [Noilhan and Planton \(1989\)](#), basée sur les principes des modèles de seconde génération décrits par [Sellers et al. \(1997\)](#), initiés par les travaux de [Deardorff \(1978\)](#), de nombreux développements ont été apportés au modèle. En particulier, quelques développements essentiels, qui seront dans la suite de la thèse utilisés par défaut dans les simulations effectuées, sont à souligner :

- La représentation du sol qui était initialement basée sur le principe du force-restore de [Deardorff \(1978\)](#) en deux couches, puis trois ([Boone et al., 1999](#)) est maintenant une représentation de type multi-couche basée sur la forme mixte des équations de Richards (option DIF, [Boone et al., 2000](#) ; [Decharme et al., 2011](#)). Le nombre de couches est de 12 par défaut et peut-être prescrit par l'utilisateur.
- La prise en compte de la matière organique dans le sol est possible à travers la modification des caractéristiques thermiques et hydrologiques des différentes couches qui le constitue ([Decharme et al., 2016](#)). Deux couches distinctes sont considérées, la couche de surface (0-30 cm) et une couche plus profonde (30-100 cm). La base de données HWSD, [Nachtergaele and Batjes \(2012\)](#), fournit une carte globale de concentration en matière organique.
- La résistance stomatique calculée dans la première version par le modèle de [Jarvis \(1976\)](#) est abandonnée pour un calcul intégrant la notion de photosynthèse à travers une méthode de type A-gs décrite par [Calvet et al. \(1998\)](#). Ce module présente lui même plusieurs options comme par exemple, le calcul du LAI interactif ou celui du cycle du carbone, mais nous nous limiterons à la plus simple appelée AST qui permet seulement un calcul plus physique de la résistance stomatique.
- Le schéma de neige était à l'origine basé sur le principe du *bucket* de [Manabe \(1969\)](#), il a ensuite évolué vers un schéma plus détaillé ([Douville et al., 1995](#)) pour finalement être remplacé par un schéma multi-couches fonctionnant tout d'abord sur 3 puis plus récemment, 12 couches (ISBA-ES, [Boone and Etchevers, 2001](#); [Decharme et al., 2016](#))
- le transfert radiatif au sein de la végétation pour l'assimilation du carbone et pour le partitionnement de l'énergie solaire incidente entre la canopée et le sol (uniquement dans le cas de l'activation de l'option MEB, c'est-à-dire de canopée explicite, voir description du modèle plus loin) est effectué par le modèle CANOPUS ([Carrer et al., 2013](#)) prenant en compte un certain nombre de paramètres morphologiques de la canopée et distinguant différentes gammes de longueurs d'ondes ainsi que les notions de rayonnements incidents direct et diffus.

Table 3.2: Options des processus physiques représentés dans ISBA. La colonne défaut correspond au jeu d'option utilisé pour les simulations de référence qui seront réalisées.

| | Nom | Référence | Défaut |
|--------------------------------|-----------------------------------|----------------------------|--------|
| Sol | Force restore 2 couches | Noilhan and Planton (1989) | |
| | Force restore 3 couches | Boone et al. (1999) | |
| | Diffusion N couches | Decharme et al. (2011) | ✓ |
| Canopée | composite | Noilhan and Planton (1989) | ✓ |
| | bulk (MEB) | Boone et al. (2016) | |
| | bulk + litière (MEBL) | Napoly et al. (2016) | |
| Photosynthèse Cycle Carbone | Non (Jarvis) | Noilhan and Planton (1989) | |
| | Ag-s LAI prescrit (AST) | Calvet et al. (1998) | ✓ |
| | Ag-s LAI dynamique (NIT) | Calvet and Soussana (2001) | |
| Neige | Ag-s CC (cycle carbone) | Gibelin et al. (2008) | |
| | 1 couche | Douville et al. (1995) | |
| | ES - 3 couches | Boone and Etchevers (2001) | |
| Hydrologie | ES - 12 couches | Decharme et al. (2016) | ✓ |
| | Pas de processus sous maille | Noilhan and Planton (1989) | |
| | Ruissellement Dunne (VIC) | Habets et al. (1999) | |
| | Ruissellement Dunne (topographie) | Decharme (2007) | ✓ |

3.2.2 Description du modèle

Bilan d'énergie

L'évolution de la température de surface correspond à l'équilibre du bilan d'énergie à la surface, c'est-à-dire :

$$\frac{1}{C_T} \frac{dT_s}{dt} = R_n - LE - H - G + \Phi_{g,1} \quad (3.1)$$

avec T_s la température de surface (K), R_n le rayonnement net, LE le flux de chaleur latente, H le flux de chaleur sensible, G le flux de chaleur par conduction dans le sol, $\Phi_{g,1}$ l'énergie libérée par les changements de phase de la première couche de sol (W m^{-2}) et C_T la capacité thermique de la couche de surface définie comme suit :

$$C_T = 1 / \left(\frac{(1 - veg)(1 - p_{sn})}{C_g} + \frac{(1 - p_{sn})veg}{C_v} + \frac{p_{sn}}{C_s} \right) \quad (3.2)$$

avec veg la fraction de végétation, p_{sn} la fraction de neige et C_g , C_v , C_s ($\text{J k}^{-1} \text{m}^{-2}$), les capacités thermiques du sol de la végétation et de la neige respectivement.

Le rayonnement net est défini comme :

$$R_n = R_G(1 - \alpha) + \epsilon(R_A - \sigma T_s^4) \quad (3.3)$$

avec R_G le rayonnement solaire total entrant (direct et diffus), R_A le rayonnement atmosphérique entrant, α l'albédo moyen de la surface et ϵ son émissivité.

Avec :

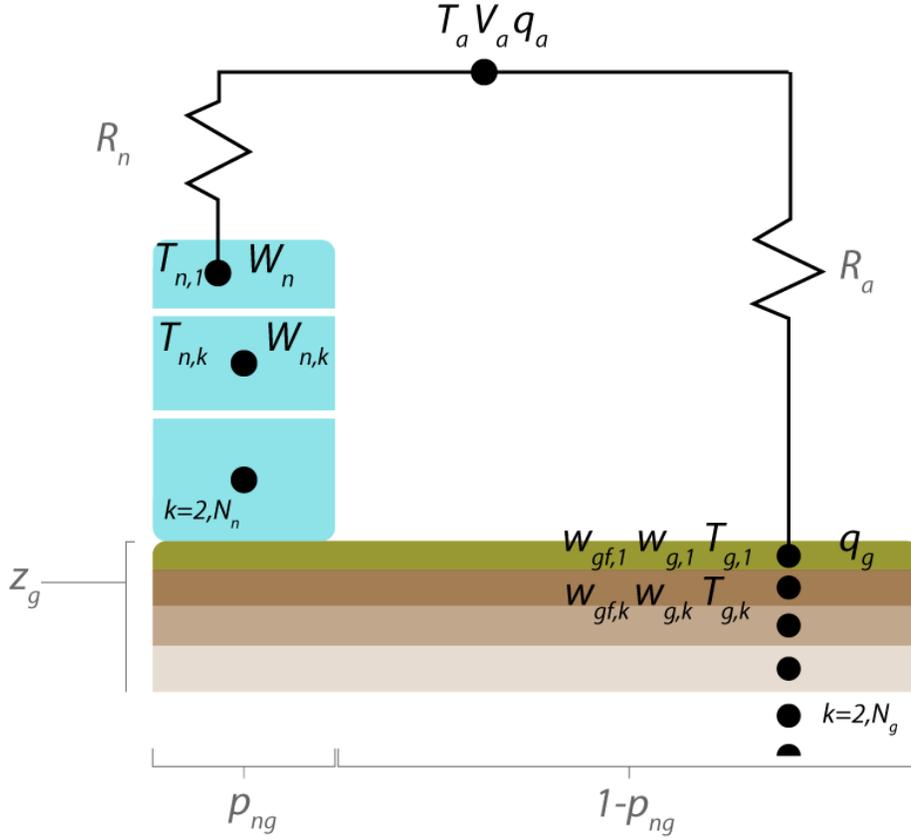


Figure 3.2: Schéma de principe du modèle de surface ISBA pour le bilan d'énergie, la couche superficielle du sol (indice 1) représente un composite du sol et de la végétation. La température associée représente donc la température du médium : sol, branches, troncs, feuilles, air.

$$\alpha = veg(1 - p_{sn})\alpha_v + (1 - veg)(1 - p_{sn})\alpha_g + p_{sn}\alpha_n \quad (3.4)$$

α_g , α_v , α_n étant respectivement les albédos du sol, de la végétation et de la neige. Il en va de même pour l'émissivité.

Le flux de chaleur sensible H est calculé selon la formule classique :

$$H = \rho_a c_p C_H V_a (T_s - T_a) \quad (3.5)$$

avec ρ_a (kg m^{-3}) la masse volumique de l'air, c_p ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) la capacité thermique de l'air, V_a (m s^{-1}) la vitesse du vent, T_a (K) la température de l'air et C_H un coefficient d'échange sans dimension dépendant

de la stabilité thermique de l'atmosphère et de la rugosité de la surface. Notons, qu'en réalité, on utilise non pas la température mais la température potentielle ou l'énergie statique sèche.

Le flux de chaleur latente (LE) est constitué de la somme de quatre termes que sont, le flux de transpiration $L_v E_{tr}$, le flux d'évaporation de l'eau interceptée par la canopée $L_v E_r$, le flux d'évaporation du sol $L_v E_g$ et le flux de sublimation de la neige et de la glace du sol, $L_s E_s$ et $L_s E_{gf}$, respectivement :

$$L_v E_{tr} = L_v veg \rho_a (1 - p_{snv}) \frac{1 - \delta}{R_a + R_s} (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (3.6)$$

$$L_v E_r = L_v veg \rho_a (1 - p_{snv}) \frac{\delta}{R_a} (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (3.7)$$

$$L_v E_g = L_v (1 - veg) (1 - p_{sng}) (1 - \delta_i) \rho_a C_H V_a (h_u q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (3.8)$$

$$L_s E_s = L_s p_{sn} \rho_a C_H V_a (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (3.9)$$

$$L_s E_{gf} = L_s (1 - veg) (1 - p_{sng}) \delta_i \rho_a C_H V_a (h_{ui} q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (3.10)$$

avec L_v et L_s ($J \text{ kg}^{-1}$) les chaleurs spécifique de vaporisation et de sublimation respectivement, veg la fraction de végétation, δ_i la fraction de sol gelé, $q_{sat}(T_s)$ (kg kg^{-1}) l'humidité spécifique à saturation à la température T_s , q_a (K) l'humidité spécifique de l'air et p_{sn} , p_{snv} et p_{sng} les fractions de neige totale, couvrant la végétation et couvrant le sol telles que :

$$p_{sn} = veg p_{snv} + (1 - veg) p_{sng} \quad (3.11)$$

δ est une fonction puissance de la quantité d'eau interceptée par la canopée (Deardorff, 1978) et représente la fraction de feuillage couverte d'eau :

$$\delta = \left(\frac{W_r}{W_{r,max}} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (3.12)$$

avec W_r et $W_{r,max}$ les quantités d'eau interceptées au temps t et maximales dans la canopée (kg m^{-2}).

La résistance aérodynamique R_a (s m^{-1}) vaut $(C_H V_a)^{-1}$ et la résistance stomatique R_s (s m^{-1}) traduisant la résistance des plantes à l'évaporation est calculée par le module A-gs (section 3.2.2).

Enfin, le flux de chaleur dans le sol vaut :

$$G = \frac{\overline{\lambda_1}}{\Delta \bar{z}_1} (T_s - T_2) \quad (3.13)$$

avec $\overline{\lambda_1}$ la conductivité thermique définie comme :

$$\overline{\lambda_1} = \frac{\Delta z_{g,1} + \Delta z_{g,2}}{\frac{\Delta z_{g,1}}{\lambda_1} + \frac{\Delta z_{g,2}}{\lambda_2}} \quad (3.14)$$

3.2. ISBA

Δz_1 l'épaisseur entre le centre de la première couche et celui de la deuxième, $\Delta z_{g,1}$ et $\Delta z_{g,2}$ l'épaisseur des couches 1 et 2, T_s la température de la première couche (c'est-à-dire la température de surface) et T_2 la température de la deuxième couche.

Bilan d'eau

Le bilan d'eau à la surface est constitué du bilan d'eau du réservoir de la végétation et du bilan d'eau de la première couche de sol à travers les équations suivantes :

$$\frac{\delta W_r}{\delta t} = veg P_r - E_r - D_r \quad (3.15)$$

veg la fraction de végétation, P_r la pluie ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), E_r l'évaporation de la canopée définie précédemment ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) et D_r le drainage de la canopée ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) c'est-à-dire l'eau excédant W_{rmax} , la quantité maximale d'eau que peut contenir la canopée, telle que :

$$W_{rmax} = 0.2 veg LAI \quad (3.16)$$

puis, pour la couche de sol superficielle :

$$\rho_w \Delta z_{g,1} \frac{\delta w_{g,1}}{\delta t} = (1 - veg) P_r + D_r - E_g - R - F_{g,1} - \frac{\Phi_{g,1}}{L_m} \quad (3.17)$$

Avec $w_{g,1}$ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) la quantité d'eau volumique dans la première couche de sol, ρ_w (kg m^{-3}) la masse volumique de l'eau, E_g ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) la quantité d'eau évaporée depuis le sol et définie précédemment, R le ruissellement de surface ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Celui-ci prend notamment en compte les hétérogénéités sous-mailles ainsi que les cas d'infiltration trop forte, menant à un débordement ; la paramétrisation est décrite dans [Decharme and Douville \(2006\)](#). Enfin, $F_{g,1}$ ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) est le flux d'eau vertical entre les couches 1 et 2 régi par la loi de Darcy.

Sol Multi-Couche (DIF)

La paramétrisation se base sur la forme mixte de l'équation de Richards comprenant la teneur en eau et le potentiel matriciel. Cette forme permet de considérer des sols non homogènes sur la verticale. Ainsi le sol est considéré comme un tableau à N dimensions (12 par défaut). Le calcul de la température des couches de sol est régi par l'équation du bilan d'énergie de surface 3.1 pour la première couche et par l'équation suivante pour les autres :

$$\frac{\delta T_i}{\delta t} = \frac{1}{c_{g,i} \Delta z_{g,i}} \left[\frac{\bar{\lambda}_{i-1}}{\Delta \tilde{z}_{i-1}} (T_{i-1} - T_i) - \frac{\bar{\lambda}_i}{\Delta \tilde{z}_i} (T_i - T_{i+1}) \right] \quad \forall i = 2, N \quad (3.18)$$

avec T_i la température de la couche i (K) et $\Delta z_{g,i}$, $\bar{\lambda}_i$ et $\Delta \tilde{z}_i$ définis de la même manière que dans l'équation 3.13

Pour le calcul de l'humidité des couches de sol, on utilise pareillement l'équation 3.17 pour la première couche et l'équation suivante pour les autres:

$$\rho_w \Delta z_{g,i} \frac{\delta w_{g,i}}{\delta t} = F_{g,i} - F_{g,i+1} - \frac{\Phi_{g,i}}{L_m} \quad (3.19)$$

Où $F_{g,i}$ représente le flux vertical d'eau liquide entre les couches i et $i + 1$ et est donné par la loi de Darcy. $\Phi_{g,i}$ est l'énergie dégagée par le gel de l'eau de la couche i , $\frac{\Phi_{g,i}}{L_m}$ correspond ainsi à l'eau qui gèle (kg m^{-2}).

L'évolution de la glace dans le sol est elle, essentiellement dictée par le changement de phase Φ_g même s'il y a quelques pertes depuis la couche de sol de surface :

$$\rho_w \Delta z_{g,i} \frac{\delta w_{gf,i}}{\delta t} = \frac{\Phi_{g,i}}{L_m} \quad (3.20)$$

Résistance stomatique R_s (Ag-s)

La résistance stomatique peut être calculée de différentes manières. On citera en particulier, la méthode de Jarvis (1976) considérant une résistance minimale augmentée par différents facteurs, notamment le stress hydrique ou la température de l'air. Des méthodes plus physiques existent, basées sur le principe d'assimilation du carbone par la végétation à travers le mécanisme de la photosynthèse. Elles ont été développées dans ISBA (Calvet et al., 1998 ; Calvet and Soussana, 2001 ; Gibelin et al., 2008). Dans cette thèse nous allons nous restreindre, pour tout ce qui relève de la notion du cycle carbone, à l'utilisation de ces développements uniquement pour la modélisation de la résistance stomatique, c'est-à-dire en utilisant l'option AST du modèle. La résistance de la canopée à l'évaporation ou résistance stomatique est ainsi calculée avec la méthode A-gs considérant l'assimilation du CO₂ par la végétation à travers le mécanisme de photosynthèse.

Neige Multi-couche

La quantité d'énergie requise pour faire fondre une couche de neige est définie de la façon suivante:

$$\mathcal{H}_{ni} = c_{ni} D_{ni} (T_{ni} - T_f) - L_f (W_{ni} - W_{nli}) , \quad (3.21)$$

où \mathcal{H}_n s'exprime en J m^{-2} . La quantité d'eau liquide contenue dans la couche de neige et l'équivalent en eau liquide de neige (SWE) sont respectivement W_{nli} et W_n (kg m^{-2}). L'épaisseur de la neige est D_n (m) et s'exprime grâce à la densité de celle-ci ainsi que du SWE de cette façon : $W_n = \rho_n D_n$

Le contenu en chaleur est utilisé pour diagnostiquer la température de la neige en utilisant l'équation 3.21 et en supposant qu'il n'y a pas d'eau liquide dans la couche de neige (i.e. $W_{nli} = 0$).

$$T_{ni} = T_f + (\mathcal{H}_{ni} + L_f W_{ni}) / (c_{ni} D_{ni}) \quad (W_{li} = 0) \quad (3.22)$$

Si la température calculée dépasse le point de fusion, on force celle-ci à T_f et on fait fondre la neige en utilisant l'équation 3.21

$$W_{nli} = W_{ni} + (\mathcal{H}_{ni}/L_f) \quad (T_{ni} = T_f) \quad (3.23)$$

Le rayonnement solaire reçu par le manteau neigeux décroît de manière exponentielle avec la profondeur. L'équation régissant l'évolution de la température est :

$$c_{ni}D_{ni}\frac{\delta T_{ni}}{\delta t} = G_{ni-1} - G_{ni} - S_{ni} \quad (3.24)$$

où S_s représente l'absorption de rayonnement solaire et la chaleur latente due aux éventuelles changements de phase. D'autres ajustement de T_n sont fait dus aux changements de la matrice de neige impliquant des échanges de masse, de la sublimation et des précipitations neigeuses. Le flux de conduction dans la neige est calculé $G_n = \lambda_n \partial T_n / \partial z$, où λ_n représente la conductivité thermique de la neige. L'hydrologie dans le manteau neigeux est modélisé comme un réservoir avec trop plein tel que si $W_{nl} > W_{nl,max}$, l'excès d'eau tombe dans la couche du dessous où il re-gèle où tombe dans la suivante jusqu'à éventuellement quitter le manteau neigeux. Le modèle de neige est décrit en détail par [Boone and Etchevers \(2001\)](#) et [Decharme et al. \(2016\)](#)

Ruissellement de surface (SGH)

Le ruissellement de surface est tout d'abord produit par la saturation en eau du sol en surface entraînant alors, après de nouvelles précipitation, un écoulement de l'eau à la surface. Ce ruissellement est appelé le ruissellement de Dunne. Dans ce travail, et en particulier dans le dernier chapitre traitant d'une évaluation spatialisée, on utilisera la paramétrisation SGH (sub grid hydrology, [Decharme and Douville, 2006](#)) prenant en compte explicitement la topographie du terrain contrairement à la paramétrisation précédente VIC (variable infiltration capacity) et ne nécessitant pas de calibration. Ce ruissellement est défini tel que :

$$R_0^{Dunne} = f_{sat} P_g \quad (3.25)$$

Avec f_{sat} la fraction saturée de la maille considérée et P_g la somme des contribution d'eau à la surface (pluie non interceptée par la canopée, chute d'eau depuis le réservoir d'interception de la canopée et fonte de la neige).

D'autre part, le ruissellement de surface peut aussi être produit en cas de taux de précipitation important dépassant la capacité d'infiltration de l'eau dans le sol. Ce ruissellement est appelé le ruissellement de Horton.

On a donc au final :

$$R_0 = R_0^{Dunne} + R_0^{Horton} \quad (3.26)$$

Schéma de transfert radiatif

Un schéma de transfert radiatif dans la végétation a été introduit récemment dans ISBA. Celui-ci a été motivé par la modélisation des flux de carbone et en particulier du flux d'assimilation (GPP, *gross primary production*), contrôlé par le mécanisme de photosynthèse et dépendant directement de la partie de l'énergie solaire incidente absorbée par la végétation. Ce modèle est décrit en détail dans Carrer et al. (2013) et intervient dans le modèle ISBA uniquement dans le calcul des flux de carbone et de la résistance stomatique. On y distingue 10 couches de végétation, réparties en deux classes : la partie haute de la canopée et la partie basse. D'autre part, on distingue aussi les feuilles à l'ombre des feuilles au soleil, le rayonnement diffus du rayonnement direct et la partie du rayonnement solaire active pour la photosynthèse (PAR photosynthetically active radiation) du reste.

Outre le calcul du PAR absorbé par la végétation pour alimenter la photosynthèse, ce schéma permet de calculer, même si cela n'est pas utilisé dans ISBA, la fraction de rayonnement solaire total réfléchi et absorbé ainsi que celle transmise à travers la canopée. Or l'un des développements majeurs de ce travail consiste à désagréger le sol de la canopée dans le modèle ISBA permettant ainsi une représentation verticale plus réaliste. Pour mener à bien ce projet nous aurons besoin de déterminer dans le modèle quelle fraction du rayonnement solaire incident est absorbée par la végétation et quelle fraction est absorbée par le sol. Pour cela nous utiliserons donc ce modèle.

L'énergie transmise au sol est calculée après avoir déterminé pour chacune des 10 couches les coefficients de transmission pour le diffus (df) et le direct (dr) et en distinguant l'étage supérieur (sup) de la canopée de l'étage inférieur (inf). Ceux-ci sont définis ainsi :

$$T_{dr}^{\text{sup/inf}} = \exp\left(-g_{\text{sup/inf}} b_{dr}^{\text{sup/inf}} \Omega_{dr}^{\text{sup/inf}} LAI \Delta x_i / \mu_s\right) \quad (3.27)$$

$$T_{df}^{\text{sup/inf}} = \exp\left(-b_{df}^{\text{sup/inf}} \Omega_{df}^{\text{sup/inf}} LAI \Delta x_i\right) \quad (3.28)$$

avec g traduisant l'inclinaison des feuilles, Ω correspondant au taux de recouvrement de celles-ci et μ étant le cosinus de l'angle zénithal. Enfin b est un coefficient de diffusion du feuillage.

Enfin, en sommant les contributions des rayonnements réfléchis vers l'atmosphère, on calcul aussi le rayonnement solaire réfléchi total proche mais toutes fois différent de celui obtenu par la formule usuelle et désormais obsolète :

$$SW \uparrow = (veg \alpha_v + (1 - veg) \alpha_g) SW \downarrow \quad (3.29)$$

veg étant la fraction de végétation, α_v et α_g les albédos respectifs de la végétation et du sol.

3.3 MEB

3.3.1 Les intérêts d'une modélisation explicite de la végétation

Tout d'abord, rappelons que l'une des limitations de l'utilisation des modèles géophysiques est une limite d'ordre technique. En effet, leur coût en terme de temps de calcul est un paramètre essentiel à surveiller lors des développements. Or cette disponibilité de temps a considérablement évolué depuis les premiers modèles et en particulier depuis la première version d'ISBA par [Noilhan and Planton \(1989\)](#). De plus comme rappelé précédemment, l'augmentation de la complexité des modèles doit se faire en accord avec la qualité et la disponibilité des paramètres d'entrée nécessaires à leur fonctionnement et ce de manière spatiale et dépendante du type de couvert représenté, en particulier pour les modèles utilisés à échelle régionale ou globale tel qu'ISBA. Et justement, deux éléments viennent repousser cette limitation. Tout d'abord l'augmentation du nombre de données locales notamment grâce au nombreux sites instrumentés. Et ensuite, l'explosion du nombre de satellites dédiés à la récolte de données de surface, ainsi que des algorithmes permettant d'exploiter au mieux leurs données, constituent d'autres raisons du développement des modèles avec plus de réalisme. On pourra citer parmi de nombreux exemples :SMOS et Sentinel-1 pour le contenu en eau du sol superficiel, MODIS pour la température de surface ainsi que l'observation de la végétation ou encore GRACE pour les variations de stock d'eau.

Ensuite, la représentation de phénomènes bio-chimiques au sein de la végétation (ex : émissions par la végétation des composés organiques volatiles) est une thématique récente qui ne cesse de recevoir de nouveaux développements de plus en plus sophistiqués et la vision composite de la surface, telle qu'elle est représentée dans ISBA, arrive à ses limites pour correctement représenter ces processus. En particulier, les développements liés au cycle du carbone ainsi que ceux de la végétation dynamique, maintenant disponible dans SURFEX, nécessitent plus de réalisme.

En réponse à ces nouvelles possibilités et nécessités, une collaboration a débuté en 2008 pour le développement d'une végétation explicite dans ISBA rassemblant notamment le CNRM (Centre National de Recherche Météorologiques) et le SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute) sous la coupelle du consortium international HIRLAM (High Resolution Limited Area Model) ainsi que le CES-BIO (Centre d'Etude Spatiales de la Biosphère). Le développement de cette paramétrisation est alors devenu essentiel pour plusieurs raisons :

- pour l'assimilation de données, il est admis qu'il est plus pertinent de distinguer les températures de végétation, sol et neige puisqu'elles peuvent être très différentes aussi bien en terme d'amplitude que de phase.
- la simulation du manteau neigeux, afin de prendre en compte certains processus comme l'interception de la neige par la canopée et les chutes associées, la position de la neige par rapport à la canopée, en particulier pour les végétations basses (non recouvrante, partiellement recouvrante, totalement

recouvrante). Mais aussi l'impact sur la fonte du manteau neigeux sous la canopée du à la protection que celle-ci offre du rayonnement solaire (Rutter et al., 2009).

- la modélisation du transfert radiatif dans la végétation et son impact direct sur le calcul des flux turbulents et notamment leur partitionnement entre les différentes surfaces (sol, canopée, neige).
- l'amélioration de la modélisation du cycle carbone du cycle phénologique de la végétation avec notamment la considération d'une température propre à la végétation (la température de la végétation est un facteur majeur pour l'assimilation du carbone) et un meilleur réalisme du partitionnement de l'évapotranspiration (la transpiration de la végétation est directement liée à la photosynthèse et donc à l'assimilation du carbone).
- le traitement explicite de la litière gisant sur le sol des forêts ayant un rôle important à la fois sur le cycle hydrologique et thermique, en particulier lorsque les canopées sont peu denses et laisse une fraction importante du rayonnement solaire atteindre le sol.
- l'inclusion de futurs processus au sein de la végétation nécessitant une canopée détaillée comme par exemple, une deuxième strate pour la végétation basse, la modélisation des flux de sève ou bien encore, la distinction de la température des feuilles exposées au rayonnement solaire direct avec celles à l'ombre.

3.3.2 Les principes théoriques de MEB

Le modèle MEB (multi energy balance) tire son nom du fait que l'on représente dans cette version la canopée, le sol et la neige de manière explicite, c'est-à-dire avec des variables pronostiques propres (température, humidité) en interaction, contrairement au schéma composite où la température et l'humidité de surface représentent une "moyenne verticale" de l'ensemble de la surface en l'absence de neige.

En l'absence de neige, MEB est conçu comme un modèle classique double source, c'est-à-dire avec des bilans énergétiques explicites pour le sol et la végétation. La partie végétation est modélisée avec la méthode dite "big-leaf" qui considère l'ensemble de la canopée comme une unique feuille. Cette méthode a été largement utilisée et validée, notamment dans le modèle SiSPAT (Braud et al., 1995) à de multiples reprises pour des simulations locales forcées (Boulet et al., 2004 ; Velluet et al., 2014) mais aussi dans des modèles couplés avec l'atmosphère comme SIB (Xue et al., 1991) ou CLM4 (Bonan et al., 2014).

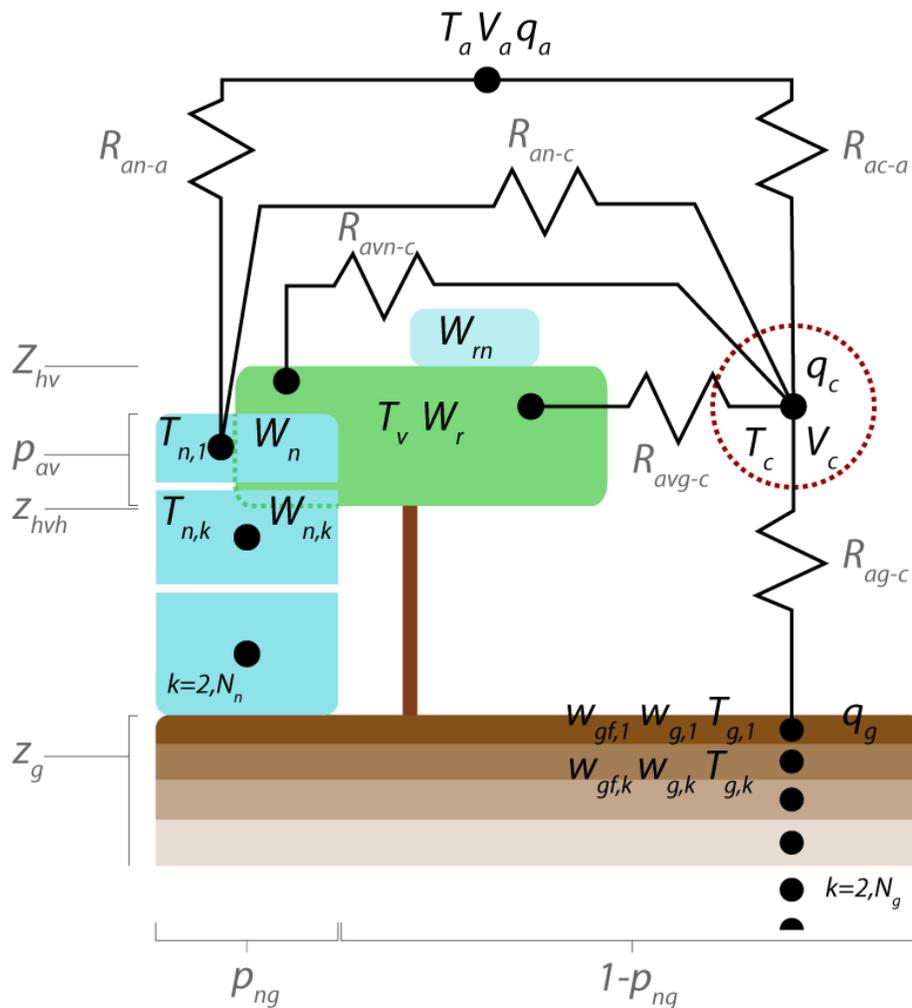


Figure 3.3: Schéma de principe du modèle MEB. En comparaison avec le modèle ISBA standard (fig.3.2) on représente ici de manière explicite la canopée, désormais distincte du sol. On ajoute d'autre part un réservoir pour la neige interceptée par la végétation et on permet au pack de neige d'être sous la canopée ou bien de la recouvrir partiellement voire même totalement. Exceptée pour le pack de neige recouvrant entièrement la canopée, l'ensemble des contributions de chaque surface aux flux de masse et d'énergie transitent par le point C correspondant à l'air de la canopée. Ce dernier point est alors directement en lien avec le premier niveau atmosphérique.

3.3.3 Description du modèle

Dans ce qui suit, on fera attention à faire la distinction entre les deux réservoirs de neige avec, d'une part, la neige ayant traversé la canopée et reposant sur le sol et d'autre part, celle interceptée par la canopée. Le premier réservoir qui peut éventuellement dépasser la hauteur de la canopée (dans le cas de l'herbe par exemple) sera référé avec le qualificatif "neige" ou "pack de neige". Pour le second, on utilisera la

dénomination "neige interceptée". En outre, on utilisera "végétation" pour parler de la couche de végétation, c'est-à-dire de l'ensemble: feuilles, troncs, branches, tiges intégrant aussi un éventuel sous-bois. Nous utilisons le qualificatif "air dans la canopée" ou "canopée" pour parler du noeud C du schéma 3.3 (cercle rouge). Celui-ci résulte d'une construction mathématique, sa température et son humidité associée sont diagnostiquées en pondérant les différentes variables pronostiques issues de la végétation, du sol et de la neige. Enfin on parlera du "sol" et du "sol superficiel" lorsqu'on travaillera sur la première couche de celui-ci. En effet, on rappelle que l'on utilisera toujours l'option de sol multi-couches (voir section 3.2.2).

La description des modifications intégrées pour représenter de manière explicite la canopée est très complète et parfois un peu ardue. Cependant le lecteur pourra noter qu'une grande partie de cette complexité est issue de la considération de la neige et en particulier des notions de fraction de recouvrement horizontale et verticale de la neige (fig. 3.3). En cas d'absence de neige, les équations se simplifient fortement et il sera utile au lecteur de garder cette notion en tête.

Enfin, on rappelle qu'une liste des symboles disponible en fin de manuscrit pourra participer à faciliter la lecture.

Bilan énergétique

Les équations couplées du bilan d'énergie pour les trois surfaces considérées dans le modèle (canopée, sol et neige) s'expriment de la façon suivante:

$$C_v \frac{\partial T_v}{\partial t} = R_{nv} - H_v - LE_v + L_f \Phi_v \quad (3.30)$$

$$C_{g,1} \frac{\partial T_{g,1}}{\partial t} = (1 - p_{ng}) (R_{ng} - H_g - LE_g) + p_n (G_{gn} + \tau_{n,N_n} SW_{nn}) - G_{g,1} + L_f \Phi_{g,1} \quad (3.31)$$

$$p_{ng} C_{n,1} \frac{\partial T_{n,1}}{\partial t} = (R_{nn} - H_n - LE_n - \tau_{n,1} SW_{nn} + \xi_{n,1} - G_{n,1} + L_f \Phi_{n,1}) p_{ng} \quad (3.32)$$

où $T_{g,1}$ correspond à la température du sol superficiel (couche supérieure), $T_{n,1}$ la température de la neige à la surface (couche supérieure), et T_v la température de la végétation (K). Que ce soit dans le cas de la neige ou du sol, l'indice 1 correspond à la couche supérieure, considérée dans le calcul des flux turbulents. Dans le cas de la végétation, on ne considère qu'une unique couche et il n'y a donc pas d'indexation. L_f représente la chaleur latente de fusion ($J \text{ kg}^{-1}$). La fraction de neige au sol, appelée p_{ng} , est définie en annexe A.1. Les termes de changement de phase, pour l'équivalent en eau liquide de la neige interceptée par la végétation, l'eau contenue dans couche de sol de surface, et celle de la couche de neige de surface sont représentés respectivement par Φ_v , $\Phi_{g,1}$ et $\Phi_{n,1}$ ($\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), en adoptant la convention de signe positive pour le gel et négative pour la fonte. Tous les termes de changement

3.3. MEB

de phase sont calculés comme des ajustements de la température de surface (après que les flux aient été calculés), ainsi seuls les termes de stockage d'énergie sont modifiés par les changements de phase à chaque pas de temps. Le terme de l'équation 3.32, $\xi_{n,1}$, représente la chaleur causée par les échanges d'enthalpie entre la première et deuxième couche de neige lorsque la grille verticale est recalculée (en effet, la grille verticale du modèle de neige varie dans le temps de manière à ce que les couches supérieures restent toujours plus fine que les couches inférieures).

Les capacités thermiques effectives pour le sol, la neige de surface et la végétation sont respectivement $C_{g,1}$, $C_{n,1}$ et C_v ($\text{J m}^{-2} \text{K}^{-1}$) et définies comme suit :

$$C_{g,1} = \Delta z_{g,1} c_{g,1} \quad (3.33)$$

$$C_{n,1} = D_{n,1} c_{n,1} \quad (3.34)$$

$$C_v = C_{vb} + C_i W_{r,n} + C_w W_r \quad (3.35)$$

L'épaisseur de la couche superficielle de sol est $\Delta z_{g,1}$ (m), avec une capacité thermique volumique associée $c_{g,1}$ ($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$). L'épaisseur de cette couche est fixée à 1 cm par défaut et peut être choisie par l'utilisateur. Ses propriétés thermiques dépendent de la texture (sable, argile) et de la matière organique présente dans le sol ; elles sont décrites dans [Decharme et al. \(2016\)](#).

La canopée est caractérisée par une faible capacité thermique, cela se traduit par des réponses rapides de la température aux forçages radiatifs. Ainsi pour simuler correctement les flux de surface et la température à deux mètres, cet effet doit être pris en compte. [Sellers et al. \(1986\)](#) a défini cette capacité thermique comme celle de 0.2 kg m^{-2} d'eau par unité de LAI, ce qui correspond à des valeurs de l'ordre de $1 \times 10^4 \text{ J m}^{-2} \text{K}^{-1}$. Lorsque l'on réalise des simulations, la capacité thermique de la végétation est attribuée par la base de données ECOCLIMAP conçue pour le schéma composite. Pour rester cohérent avec la remarque précédente, on multiplie par le facteur 0.2 cette capacité thermique, ce qui lui permet d'être plus représentatif de la végétation. Le stockage d'énergie dans la canopée est de l'ordre de grandeur de 10 W m^{-2} à midi, correspondant aux valeurs typiques atteintes pour les forêts de moyennes latitudes. La capacité thermique minimale de la végétation est fixée à $1 \times 10^4 \text{ (J m}^{-2} \text{K}^{-1})$ de façon à prendre en compte d'une manière simple la biomasse (troncs, branches et tiges) présente, même en l'absence de feuilles quantifiées par le LAI. Les contributions des précipitations liquides et solides interceptées sont aussi prises en compte avec $W_{r,n}$ et W_r (kg m^{-2}) correspondant respectivement à l'équivalent liquide de neige interceptée et à la pluie interceptée. C_i et C_w ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) représentent respectivement les capacités thermiques massiques pour l'eau sous sa forme solide ($2.106 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) et liquide ($4.218 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$). Enfin, l'épaisseur de la couche superficielle de neige est représentée par $D_{n,1}$ (m) et sa capacité thermique par $c_{n,1}$ ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$). Le schéma de neige est détaillé dans [Boone and Etchevers \(2001\)](#).

Flux turbulents

Cette section décrit les équations permettant de calculer les flux turbulents (sensible et latent) et en particulier le partitionnement de ces flux selon les différentes couches (végétation, sol, neige).

Flux sensible

Les flux sensibles sont définis comme suit :

$$H_v = \rho_a \frac{(\mathcal{T}_v - \mathcal{T}_c)}{R_{av-c}} \quad (3.36)$$

$$H_g = \rho_a \frac{(\mathcal{T}_g - \mathcal{T}_c)}{R_{ag-c}} \quad (3.37)$$

$$H_n = \rho_a \left[(1 - p_{n\alpha}) \frac{(\mathcal{T}_n - \mathcal{T}_c)}{R_{an-c}} + p_{n\alpha} \frac{(\mathcal{T}_n - \mathcal{T}_a)}{R_{an-a}} \right] \quad (3.38)$$

$$H_c = \rho_a \frac{(\mathcal{T}_c - \mathcal{T}_a)}{R_{ac-a}} \quad (3.39)$$

$$H = \rho_a \left[(1 - p_{n\alpha} p_{ng}) \frac{(\mathcal{T}_c - \mathcal{T}_a)}{R_{ac-a}} + p_{n\alpha} p_{ng} \frac{(\mathcal{T}_n - \mathcal{T}_a)}{R_{an-a}} \right] \quad (3.40)$$

avec ρ_a qui représente la masse volumique de l'air du plus bas niveau atmosphérique (kg m^{-3}). Le flux entre la végétation et l'air de la canopée est H_v , celui entre le sol et la canopée est H_g et celui depuis le pack de neige est H_n . Ce dernier est composé de deux termes fonctions de la fraction verticale du pack de neige qui recouvre la végétation, $p_{n\alpha}$ (définition en annexe A.1). Le premier terme correspond à l'échange de la neige vers la canopée et le second de la neige directement vers l'atmosphère. Cette dernière composante est essentiellement présente dans le cas de végétation basse (e.g. champs) voire de petits arbres (arbustes). Ces trois flux correspondent à ceux des équations 3.30 à 3.32.

Le flux sensible entre la canopée et l'atmosphère est H_c . Il correspond à la somme des flux vers la canopée. Enfin le total de tous les flux est H . Il est composé du flux allant de la canopée à l'atmosphère et du flux allant de la partie du pack de neige recouvrant la canopée vers l'atmosphère. La variable thermodynamique \mathcal{T}_x (J K kg^{-1}) est une fonction linéaire de la température :

$$\mathcal{T}_x = A_{T_x} + B_{T_x} T_x \quad (3.41)$$

où x correspond à l'une des trois surfaces (canopée, sol, neige), ou à l'air de la canopée, ou encore à l'air au-dessus de la canopée, correspondant au premier niveau atmosphérique. Les définitions de A_{T_x} (J kg^{-1}) et B_{T_x} ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) dépendent du modèle atmosphérique couplé avec SURFEX et sont adaptés pour que la variable thermodynamique représente l'énergie statique sèche ou le produit de la température potentielle par la capacité thermique spécifique. On utilise cette écriture et non directement le produit de la capacité thermique par la température par soucis de précision, les hauteurs du sol, de la végétation

et du premier niveau atmosphérique pouvant être sensiblement différentes.

Plusieurs papiers décrivant ISBA (Noilhan and Planton, 1989; Mahfouf and Noilhan, 1991) expriment les flux turbulents en utilisant un coefficient C_H sans dimension. Cependant, il est plus aisé pour la description de MEB d'utiliser la notation de résistance avec la relation simple $R_a = 1 / (V_a C_H)$.

La résistance totale de la canopée (R_{av-c}) est une pondération entre les résistances dans les cas avec neige (R_{avn-c}) et sans neige (R_{avg-c}) telle que :

$$R_{av-c} = \left[\frac{(1 - p_{n\alpha}) p_{ng}}{R_{avn-c}} + \frac{(1 - p_{ng})}{R_{avg-c}} \right]^{-1} \quad (3.42)$$

La séparation des résistances est réalisée pour prendre en compte les différences de longueur de rugosité entre les fractions recouvertes et non recouvertes de la canopée. Ainsi l'effet premier ordre de la neige est d'augmenter fortement la résistance aérodynamique du fait d'une plus faible rugosité ($R_{avn-c} \geq R_{avg-c}$). La formulation permet aussi une transition continue dans le cas où la canopée devient entièrement recouverte par la neige. Dans ce cas, les différentes équations du bilan d'énergie se réduisent alors à une unique équation de couplage entre la neige et l'atmosphère. Les résistances entre la surface et l'atmosphère, R_{an-a} et R_{ac-a} sont basées sur Louis (1979), modifiées par Mascart et al. (1995a) pour prendre en compte différentes valeurs de longueurs de rugosité selon que l'on parle d'échanges de chaleur ou de quantité de mouvement. Les expressions sont données dans Mahfouf and Noilhan (1996). Le calcul de la température de l'air de la canopée, T_c , est réalisé en combinant les équations 3.36 à 3.40, puis l'équation 3.41. La formulation des différentes résistances sera décrite en détail dans la section 3.3.3.

Flux latent

Les flux évaporatifs s'expriment de la manière suivante :

$$E_v = \rho_a h_{sv} \frac{(q_{satv} - q_c)}{R_{av-c}} \quad (3.43)$$

$$E_g = \rho_a \frac{(q_g - q_c)}{R_{ag-c}} \quad (3.44)$$

$$E_n = \rho_a h_{sn} \left[(1 - p_{n\alpha}) \frac{(q_{satin} - q_c)}{R_{an-c}} + p_{n\alpha} \frac{(q_{satin} - q_a)}{R_{an-a}} \right] \quad (3.45)$$

$$E_c = \rho_a \frac{(q_c - q_a)}{R_{ac-a}} \quad (3.46)$$

$$E = \rho_a \left[(1 - p_{n\alpha} p_{ng}) \frac{(q_c - q_a)}{R_{ac-a}} + p_{n\alpha} p_{ng} h_{sn} \frac{(q_{satin} - q_a)}{R_{an-a}} \right] \quad (3.47)$$

avec, de façon analogue aux expressions des flux sensibles, le flux d'évapotranspiration de la végétation vers la canopée, E_v ; le flux d'évaporation du sol vers la canopée, E_g ; le flux de sublimation depuis la neige, E_n , pouvant se décomposer entre les flux de sublimation de la neige sous la canopée vers la

canopée et celui de la neige recouvrant la canopée directement vers l'atmosphère. Puis le flux entre la canopée et l'atmosphère, E_c ; et enfin le flux d'évapotranspiration total vers l'atmosphère, E . L'humidité spécifique de l'atmosphère est représentée par q_a (kg kg^{-1}) et q_{sat} et q_{sati} représentent respectivement les humidités spécifiques à saturation au-dessus de l'eau liquide et solide fonctions de la pression et de la température de la couche indiquée par l'indice. L'humidité de l'air dans la canopée est calculée en résolvant l'équation A.27 pour q_c .

L'humidité spécifique du sol est définie comme :

$$q_g = h_{sg} q_{satg} + (1 + h_a) q_c \quad (3.48)$$

où $q_{satg} = q_{sat}(T_{g,1})$ et les facteurs h_{sg} et h_a sont définis comme :

$$h_{sg} = \delta_g h_{ug} (1 - p_{gf}) \left(\frac{L_v}{L} \right) + \delta_{gf} h_{ugf} p_{gf} \left(\frac{L_s}{L} \right) \quad (3.49)$$

$$h_a = \delta_g (1 - p_{gf}) \left(\frac{L_v}{L} \right) + \delta_{gf} p_{gf} \left(\frac{L_s}{L} \right) \quad (3.50)$$

L_s et L_v (J kg^{-1}) correspondent respectivement aux chaleurs latentes de sublimation et de vaporisation. La chaleur latente L (annexe A.2) est un facteur de normalisation variant de L_s à L_f en fonction de la couverture de neige et de la glace dans la couche superficielle de sol. p_{gf} correspond à la fraction d'eau gelée dans le sol c'est-à-dire :

$$p_{gf} = \frac{w_{gf,1}}{w_{gf,1} + w_{g,1}} \quad (3.51)$$

Le coefficient δ_g des équations 3.49 et 3.50 est défini ainsi :

$$\delta_g = \left(\frac{R_{ag-c}}{R_{ag-c} + R_g} \right) \delta_{gcor} \quad (3.52)$$

où la résistance de sol R_g sera définie dans la section 3.3.3 et constitue une option activable ou non du modèle. La fonction δ_{gcor} est un terme de correction numérique nécessaire à la linéarisation de q_{satg} . Il vaut 1 sauf si $h_{ug} q_{satg} < q_c$ et $q_{satg} > q_c$, auquel cas, il vaut 0. De même on définit δ_{gfc} en utilisant h_{ugf} au lieu de h_{ug} .

Le facteur pour l'humidité de surface est le même que celui classiquement utilisé dans ISBA (Noilhan and Planton, 1989) et vaut :

$$h_{ug} = \frac{1}{2} \left[1 - \cos \left(\frac{w_{g,1}}{w_{fce,1}} \pi \right) \right] \quad (0 \leq h_{ug} \leq 1) \quad (3.53)$$

Avec $w_{fce,1}$ la capacité au champ ajustée par la capacité à saturation normalisée :

$$w_{fce,1} = w_{fc,1} \frac{w_{sat,1} - w_{gf,1}}{w_{sat,1}} \quad (3.54)$$

Dans le cas de la condensation ($q_{satg} < q_a$), $h_{ug} = 1$ (Mahfouf and Noilhan, 1991). On utilise une forme analogue pour le facteur d'humidité au-dessus d'une surface gelée (h_{ugf}) en remplaçant $w_{g,1}$ et $w_{fce,1}$ par $w_{gf,1}$ et $w_{fcfe,1}$ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$). $w_{fcfe,1}$ étant défini de la même manière que $w_{fc,1}$ mais en retranchant le contenu en eau liquide su sol au lieu du contenu en glace. Il serait par contre plus précis d'utiliser q_{sati} au lieu de q_{sat} mais cela complique fortement les équations de linéarisation et l'on négligera ce point ici.

Le facteur pour la neige vaut $h_{sn} = L_s/L$. Il peut être modifié de façon à ce que E_n inclut à la fois la sublimation et l'évaporation (Boone and Etchevers, 2001), mais l'impact de la prise en compte d'un flux d'évaporation depuis l'eau liquide contenue dans le pack de neige est quasiment négligeable et n'a donc pas été pris en compte ici.

Le coefficient pour l'évapotranspiration de la canopée est :

$$h_{sv} = (1 - p_{nv}) h_{svg} (L_v/L) + p_{nv} h_{svn} (L_s/L) \quad (3.55)$$

où p_{nv} est défini par l'équation 3.117. Quand une partie de la végétation est recouverte (i.e. $p_{n\alpha} > 0$), c'est une rugosité et un LAI différents qui sont ressentis par l'air de la canopée. Ainsi une nouvelle résistance est calculée pour la partie couverte comme cela est fait pour le flux sensible.

Cela est pris en compte en définissant :

$$h_{svg} = p_{ng} (1 - p_{n\alpha}) \left(\frac{R_{av-c}}{R_{avn-c}} \right) h_{vn} + (1 - p_{ng}) \left(\frac{R_{av-c}}{R_{avg-c}} \right) h_{vg} \quad (3.56a)$$

$$h_{svn} = p_{ng} (1 - p_{n\alpha}) \left(\frac{R_{av-c}}{R_{avn-c}} \right) + (1 - p_{ng}) \left(\frac{R_{av-c}}{R_{avg-c}} \right) \quad (3.56b)$$

Les coefficients de Halstead de l'équation Eq. 3.56a sont définis comme :

$$h_{vg} = \left(\frac{R_{avg-c}}{R_{avg-c} + R_s} \right) (1 - \delta) + \delta \quad (3.57a)$$

$$h_{vn} = \left(\frac{R_{avn-c}}{R_{avn-c} + R_{sn}} \right) (1 - \delta) + \delta, \quad (3.57b)$$

R_s est la résistance stomatique et a déjà été décrite dans la présentation du modèle ISBA dans la section 3.2.2. D'autre part, on a :

$$R_{sn} = R_s / [1 - \min(p_{n\alpha}, 1 - R_s/R_{s,max})] \quad (3.58)$$

De cette façon, l'effet du recouvrement de canopée par la neige est bien d'augmenter la résistance. Enfin, la fraction de la végétation qui est recouverte d'eau est δ et est décrite par l'équation 3.126. Lorsqu'il n'y a pas de neige interceptée ou atteignant la canopée, c'est-à-dire quand p_{na} et p_{nv} , on retrouve l'expression de Mahfouf and Noilhan (1991) :

$$h_{sg} = \left(\frac{R_{av-c}}{R_{av-c} + R_s} \right) (1 - \delta) + \delta \quad (3.59)$$

La fraction de végétation recouverte par de l'eau, δ , est décrite par l'équation 3.126.

L'évapotranspiration depuis la canopée E_v , se décompose en trois composantes telles que :

$$E_v = E_{tr} + E_r + E_{rn} \quad (3.60)$$

où la transpiration, l'évaporation de l'eau interceptée et la sublimation de la neige interceptée par la canopée sont respectivement E_{tr} , E_r , et E_{rn} . Un utilisant les définitions des équations 3.55 à 3.57b, ces flux s'expriment :

$$E_{tr} = \rho_a \left(\frac{L_v}{L} \right) (q_{satv} - q_c) \left[\frac{p_{ng}(1-p_{na})}{R_{avn-c} + R_{sn}} + \frac{1-p_{ng}}{R_{avg-c} + R_s} \right] (1-p_{nv}) (1-\delta) \quad (3.61)$$

$$E_r = \rho_a \left(\frac{L_v}{L} \right) (q_{satv} - q_c) \left[\frac{p_{ng}(1-p_{na})}{R_{avn-c}} + \frac{1-p_{ng}}{R_{avg-c}} \right] (1-p_{nv}) \delta \quad (3.62)$$

$$E_{rn} = \rho_a \left(\frac{L_s}{L} \right) (q_{satv} - q_c) \left[\frac{p_{ng}(1-p_{na})}{R_{avn-c}} + \frac{1-p_{ng}}{R_{avg-c}} \right] p_{nv} \quad (3.63)$$

Les expressions des résistances (termes entre crochets) semblent relativement complexes mais se simplifient fortement dans le cas où le pack de neige ne recouvre pas la canopée ($p_{na} = 0$) car alors $R_{avn-c} = R_{avg-c}$ et $R_{sn} = R_s$ et ainsi les termes de résistance entre parenthèse se simplifient en $1/(R_{avg-c} + R_s)$ pour l'équation 3.61 et en $1/R_{avg-c}$ pour les équations 3.62 et 3.63. Le partitionnement entre la neige interceptée et la canopée se fait grâce à la fraction p_{nv} (équation 3.117) qui représente la fraction de remplissage du réservoir de neige sur la canopée.

Le flux d'évaporation depuis le sol se décompose entre la contribution de la glace sublimée E_{gf} et celle de l'eau liquide évaporée E_{gl} de la manière suivante :

$$E_{gl} = \rho_a \left(\frac{L_v}{L} \right) (h_{ug} q_{satg} - q_c) \left[\frac{\delta_{gcor}}{R_{ag} + R_g} \right] (1-p_{gf}) \quad (3.64)$$

$$E_{gf} = \rho_a \left(\frac{L_v}{L} \right) (h_{ugf} q_{satg} - q_c) \left[\frac{\delta_{gcor}}{R_{ag} + R_{gf}} \right] p_{gf} \quad (3.65)$$

avec R_g et R_{gf} les résistances spécifiques pour l'évaporation du sol décrites par l'équation 3.105.

Flux radiatifs

Le terme R_n des équations 3.30-3.32 représente la somme du rayonnement net infra-rouge (grandes longueurs d'onde) et du solaire (petites longueurs d'onde); c'est-à-dire :

$$R_{nx} = SW_{net,x} + LW_{net,x} \quad (3.66)$$

où $x = n, g$ ou v . Le flux radiatif net à la surface est alors :

$$R_n = R_{nn} + R_{ng} + R_{nv} = SW \downarrow - SW \uparrow + LW \downarrow - LW \uparrow \quad (3.67)$$

où les rayonnements solaires et atmosphériques incidents au sommet de la canopée où à la surface de la neige (si celle-ci recouvre entièrement la canopée) sont représentés respectivement par $SW \downarrow$ et $LW \downarrow$. Les rayonnements totaux émis depuis la surface sont $SW \uparrow$ dans les courtes longueurs d'ondes et $LW \uparrow$ dans les grandes. L'albédo effectif de la surface ainsi que la température radiative (et l'émissivité) peuvent alors être diagnostiqués (voir section 3.3.3) pour être ensuite couplés avec l'éventuel modèle atmosphérique. Le coefficient τ_n représente la transmission du rayonnement solaire à travers les couches de neige. De cette façon le terme $\tau_{n,1}SW_{nn}$ de l'équation 3.32 correspond au rayonnement solaire qui traverse la première couche de neige. Pour des épaisseurs de neige suffisamment fines, de l'énergie peut pénétrer le sol sous la neige quantifiée par $\tau_{n,N_n}SW_{nn}$ avec N_n le nombre de couches de neige.

Flux radiatif des courtes longueurs d'onde (SW)

Le bilan d'énergie radiatif des courtes longueurs d'ondes à la surface satisfait :

$$SW \downarrow = SW_{netg} + SW_{netv} + SW_{netn} + SW \uparrow \quad (3.68)$$

où SW_{netg} , SW_{netv} et SW_{netn} représentent les termes net du bilan radiatif des courtes longueurs d'ondes pour le sol, la végétation et la neige respectivement. L'albédo effectif (nécessaire au modèle atmosphérique dans le cas d'un couplage ou pour les comparaisons avec des données satellites, etc.) est simplement défini comme :

$$\bar{\alpha}_s = \frac{SW \uparrow}{SW \downarrow} \quad (3.69)$$

Le schéma de transfert radiatif est un schéma multi-couches pour les rayonnements direct et diffus. Il est décrit dans Carrer et al. (2013). La distinction est faite entre les longueurs d'ondes visibles (0.3 à 0.7 m^{-6}) et du proche infra-rouge (0.7 à 1.4 m^{-6}). Les deux bandes spectrales sont considérées pour le sol et la végétation. Les valeurs des albédos sont fournies par la base de donnée ECOCLIMAP (Faroux et al., 2013) et dépendent du type de couvert et de climat.

L'albédo effectif du sol est défini comme suit :

$$\bar{\alpha}_{gn} = p_{ng} \alpha_n + (1 - p_{ng}) \alpha_g \quad (3.70)$$

où α_g représente l'albédo du sol. L'albédo de neige, α_n , est une variable pronostique du modèle et dépend de la taille des grains de neige. L'albédo effectif de la canopée, $\bar{\alpha}_v$, représente une combinaison des albédos de la végétation et de ceux de la neige interceptée. Cependant, nous considérons pour l'instant $\bar{\alpha}_v = \alpha_v$, comme suggéré par [Pomeroy and Dion \(1996a\)](#). Leurs recherches ont en effet montré que dans le cas des forêts, la neige interceptée par la canopée n'avait pas d'influence significative sur l'albédo effectif total. Même si cela peut paraître contre intuitif, la neige n'influence en réalité significativement l'albédo de la végétation que sur une très courte durée après qu'elle s'y soit déposée.

En plus de la prise en compte des albédos dans différentes bandes spectrales, le modèle considère de manière différente le rayonnement solaire direct et diffus. Si la distinction n'est pas prescrite en entrée, le modèle utilise une méthode proposée par [Erbs et al. \(1982\)](#) qui partitionne le rayonnement total en direct et diffus, s'appuyant un calcul du rayonnement maximal pouvant être reçu fonction de l'angle zénithal de la position du point considéré.

Flux radiatif infra-rouge (LW)

Le schéma de transfert radiatif infra-rouge est basé sur le principe des surfaces parallèles (fig. 3.4). Une réflexion est autorisée sur chacune des trois surfaces, on néglige les réflexions suivantes puisqu'elles sont proportionnelles à $1 - \epsilon$ du flux incident, c'est-à-dire de quelques pourcents uniquement. Chacune des surfaces émet à son tour dans l'infra-rouge, avec encore une fois une unique réflexion prise en compte lorsqu'il y a lieu. Le détail de tous le flux de la figure 3.4 est donné en annexe A.3

Le bilan vérifie l'équation suivante :

$$LW \downarrow = LW_{netg} + LW_{netv} + LW_{netn} + LW \uparrow \quad (3.71)$$

où LW_{netg} , LW_{netv} , LW_{netn} représentent le flux radiatif net des grandes longueurs d'ondes pour le sol, la végétation et la neige. La température de surface effective, qui peut être requise par le modèle atmosphérique ou des comparaisons avec des données satellites, est diagnostiquée de la manière suivante :

$$T_{rad} = \left[\frac{LW \uparrow - LW \downarrow (1 - \bar{\epsilon}_s)}{\bar{\epsilon}_s \sigma} \right]^{1/4} \quad (3.72)$$

où σ est la constante de Stefan-Boltzmann et $\bar{\epsilon}_s$ l'émissivité effective de la surface. Dans l'équation 3.72, il y a deux variables connues (les flux LW) et deux inconnues (T_{rad} et $\bar{\epsilon}_s$). Nous décidons ici de définir $\bar{\epsilon}_s$ au début du pas de temps, de manière cohérente avec la contribution de chaque surface tel que :

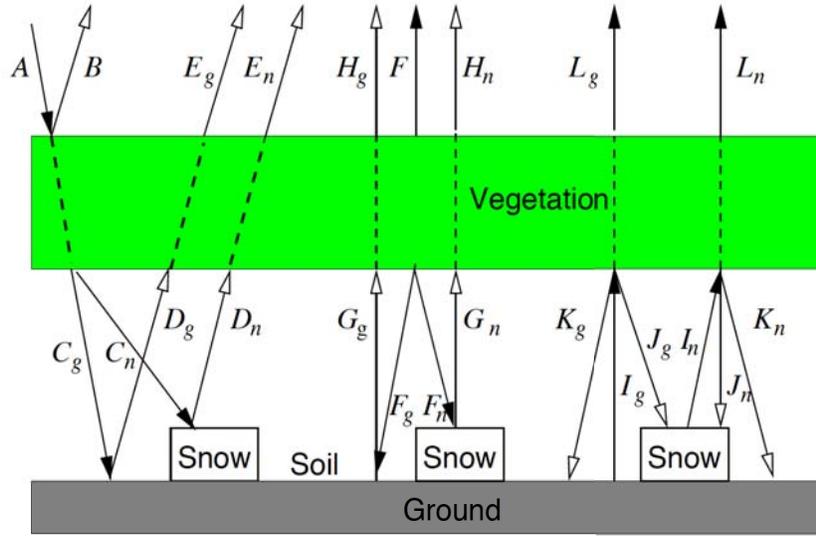


Figure 3.4: Schéma du modèle de transfert radiatif infra-rouge. A gauche la réflexion sur chacune des trois surfaces. Au milieu les flux d'émission depuis la canopée. A droite les flux d'émission depuis le sol et la neige. L'ensemble des flux indiqués est explicité en annexe A.3

$$\bar{\epsilon}_s = p_{ng} \bar{\epsilon}_{sn} + (1 - p_{ng}) \bar{\epsilon}_{sg} \quad (3.73)$$

Les émissivités effectives pondérées de la neige et du sol sont définies ainsi :

$$\bar{\epsilon}_{sn} = \bar{\sigma}_{nLW} \epsilon_v + (1 - \bar{\sigma}_{nLW}) \epsilon_n \quad (3.74)$$

$$\bar{\epsilon}_{sg} = \bar{\sigma}_{gLW} \epsilon_v + (1 - \bar{\sigma}_{gLW}) \epsilon_g \quad (3.75)$$

avec ϵ_n l'émissivité de la neige, et ϵ_g l'émissivité du sol et ϵ_v celle du sol. Ces deux dernières valeurs sont prescrites par la base de donnée ECOCLIMAP en fonction du couvert. La valeur pour la neige est fixe et prise à 0.99.

L'effet de l'absorption du rayonnement dans l'infra-rouge par la neige recouvrant la canopée est inclus avec :

$$\bar{\sigma}_{nLW} = [1 - p_{ng} - p_{n\alpha}(1 - p_{ng})] \sigma_{LW} + [p_{ng} + p_{n\alpha}(1 - p_{ng})] \sigma_{fLW} \quad (3.76)$$

$$\bar{\sigma}_{gLW} = [1 - p_{ng}(1 - p_{n\alpha})] \sigma_{LW} + p_{ng}(1 - p_{n\alpha}) \sigma_{fLW} \quad (3.77)$$

où l'absorption de la canopée est :

$$\sigma_{LW} = 1 - \exp(-\tau_{LW} LAI) \quad (3.78)$$

τ_{LW} représente le coefficient de transmission infra-rouge égal à 0.5 par défaut.

L'absorption par la neige est modélisée simplement de manière équivalente à l'équation 3.78 par :

$$\sigma_{fLW} = 1 - \exp[-\tau_{LW} LAI (1 - p_{n\alpha})] \quad (3.79)$$

ainsi le coefficient de transmission vaut 1 quand $p_{n\alpha} = 1$, c'est-à-dire quand la neige dépasse la hauteur de la canopée.

En l'absence totale de neige, les équations 3.73 à 3.77 se simplifient en $\bar{\epsilon}_s = \sigma_{LW} \epsilon_v + (1 - \sigma_{LW}) \epsilon_g$.

Flux conductifs

Pour les flux conductifs depuis la neige et le sol, on utilise la formalisation par la loi de Fourier ($G = -\lambda \partial T / \partial z$). Les flux conductifs des équations 3.128 et 3.32 s'explicitent en :

$$G_{g,1} = \frac{2(T_{g,1} - T_{g,2})}{(\Delta z_{g,1} / \lambda_{g,1}) + (\Delta z_{g,2} / \lambda_{g,2})} \quad (3.80)$$

$$G_{n,1} = \frac{2(T_{n,1} - T_{n,2})}{(D_{n,1} / \lambda_{n,1}) + (D_{n,2} / \lambda_{n,2})} \quad (3.81)$$

$$G_{gn} = \frac{2(T_{n,N_n} - T_{g,1})}{(D_{n,N_n} / \lambda_{n,N_n}) + (\Delta z_{g,1} / \lambda_{g,1})} \quad (3.82)$$

où G_{gn} représente le flux de chaleur à l'interface neige-sol qui correspond à la condition limite inférieure du schéma de neige et supérieure du schéma pour le sol. Les autres flux aux interfaces des couches de neige utilisent la même formulation que l'équation 3.81 (Boone and Etchevers, 2001) et ceux aux interfaces des couches de sol l'équation 3.80 (Boone et al., 2000 ; Decharme et al., 2011). Les propriétés thermiques de la neige sont explicitées dans Decharme et al. (2016).

Résistances

Résistance aérodynamique pour la végétation

La paramétrisation pour la résistance aérodynamique R_{av-c} , c'est-à-dire pour le flux entre la végétation et l'air de la canopée, est basée sur Choudhury and Monteith (1988). La conductance entre la canopée et l'air de la canopée g_{av-c} (i.e. l'inverse de la résistance) est définie comme :

$$g_{av-c} = \frac{2 LAI a_{av}}{\phi'_v} \left(\frac{u_{hv}}{lw} \right)^{1/2} [1 - \exp(-\phi'_v / 2)]. \quad (3.83)$$

où u_{hv} est la vitesse du vent dans la canopée ($m s^{-1}$), et le LAI l'indice foliaire ($m^2 m^{-2}$). Les paramètres

3.3. MEB

restant sont fixes et définis dans le tableau 3.3

La conductance est modifiée avec une correction qui dépend de la stabilité de l'atmosphère, définie par Sellers et al. (1986), et la résistance aérodynamique s'exprime alors comme :

$$R_{av-c} = \left[g_{av} + \frac{LAI}{890} \left(\frac{T_v - T_c}{lw} \right)^{1/4} \right]^{-1} \quad (3.84)$$

Résistance aérodynamique pour le sol

La résistance aérodynamique pour les échanges entre le sol et la canopée, R_{ag-c} , est défini comme :

$$R_{ag-c} = R_{agn} / \psi_H \quad (3.85)$$

avec R_{agn} la résistance dans le cas de conditions neutres de stabilité. On inclut alors le terme ψ_H dépendant de paramètres structurels de la canopée, du vent, du gradient de température entre la surface et la canopée. La résistance est basée sur Choudhury and Monteith (1988).

$$R_{agn} = \frac{z_{hv} \exp(\phi_v)}{\alpha_v K(z_{hv})} \left\{ \exp\left(-\frac{\phi_v z_{0g}}{z_{hv}}\right) - \exp\left[-\frac{\phi_v (d + z_{0v})}{z_{hv}}\right] \right\} \quad (3.86)$$

où z_{hv} représente la hauteur de la canopée et :

$$K(z_{hv}) = k u_{*hv} (z_{hv} - d) \quad (3.87)$$

La hauteur de déplacement est définie comme dans Choudhury and Monteith (1988) :

$$d = 1.1 z_{hv} \ln \left[1 + (c_d LAI_f)^{1/4} \right] \quad (3.88)$$

avec c_d le coefficient de traînée défini dans Sellers et al. (1996b) :

$$c_d = 1.328 \left[\frac{2}{R_e^{1/2}} \right] + 0.45 \left[\frac{1}{\pi} (1 - \chi_L) \right]^{1.6} \quad (3.89)$$

où χ_L est la fonction de distribution d'angle foliaire de Ross-Goudriaan estimé dans Monteith (1975) (voir tableau 3.3). Enfin, R_e est le nombre de Reynolds défini comme :

$$R_e = \frac{u_l lw}{\nu} \quad (3.90)$$

Pour les estimations de R_{av-c} et R_{agn} la vitesse de frottement u_{*hv} , est nécessaire ainsi que la vitesse du vent au sommet de la canopée, c'est-à-dire u_{hv} à la hauteur z_{hv} .

La hauteur de la canopée est tirée de la base de donnée ECOCLIMAP selon le type de couvert et le climat. La longueur de rugosité est calculée ensuite comme fonction de la hauteur. La vitesse de frottement au sommet de la végétation est égale à :

$$u_{*hv} = \frac{k u_{hv}}{\ln [(z_{hv} - d) / z_{0v}]} \quad (3.91)$$

où la vitesse du vent au sommet de la canopée est :

$$u_{hv} = f_{hv} V_a \quad (3.92)$$

et V_a correspond à la vitesse du vent, à la hauteur de référence z_a , au-dessus de la canopée. Le facteur $f_{hv} \leq 1$ est un ajustement dépendant de la stabilité calculé de la manière suivante :

$$f_{hv} = (C_{v,N} + C_{v,S}) \sqrt{C_D} / k \quad (R_i > 0) \quad (3.93a)$$

$$= (C_{v,N} + C_{v,U}) \sqrt{C_D} / k \quad (R_i \leq 0) \quad (3.93b)$$

avec :

$$C_{v,N} = \ln \left\{ 1 + \phi_z \left[\exp \left(\frac{k}{\sqrt{C_{DN}}} \right) - 1 \right] \right\} \quad (3.94)$$

$$C_{v,S} = -\phi_z \left(\frac{k}{\sqrt{C_{DN}}} - \frac{k}{\sqrt{C_D}} \right) \quad (3.95)$$

$$C_{v,U} = -\ln \left\{ 1 + \phi_z \left[\exp \left(\frac{k}{\sqrt{C_{DN}}} - \frac{k}{\sqrt{C_D}} \right) - 1 \right] \right\} \quad (3.96)$$

où le coefficient de traînée C_D et le coefficient de traînée dans le cas neutre C_{DN} sont calculés entre l'air dans la canopée et l'atmosphère libre en utilisant les fonctions standard d'ISBA (Noilhan and Planton, 1989).

Le facteur adimensionnel ϕ_z est défini comme :

$$\phi_z = \frac{(z_{hv} - d)}{z_r} \quad (\phi_z \leq 1) \quad (3.97)$$

La hauteur de référence est définie comme $z_r = z_a - d$ pour les simulations où celle-ci est suffisamment au-dessus de la hauteur de végétation. C'est le cas pour les études faites à échelle locale avec des observations. Par contre, dans le cas d'un couplage avec l'atmosphère, il est possible que le plus bas niveau du modèle atmosphérique soit en dessous de la hauteur de la canopée. Ainsi, pour les simulations couplées, $z_r = \max(z_a, z_{hv} - d + z_{min})$ avec $z_{min} = 2$ (m).

La correction de stabilité est définie comme :

$$\psi_H = \left[1 + \frac{a_{hv} g z_{hv} (T_s - T_c)}{T_s u_{hv}^2} \right]^{1/2} \quad (3.98)$$

avec $z_{hv} = H_v$, g l'accélération de la gravité, T_c est la température de l'air de la canopée et T_s est

3.3. MEB

Table 3.3: Constantes pour la turbulence dans la végétation.

| Symbole | Définition | Unité | Valeur | Référence |
|--------------|---|----------------------------|-----------------------|-------------------------------|
| k | Constante de Von Karman | - | 0.4 | |
| a_{av} | | $\text{m s}^{-1/2}$ | 0.01 | Choudhury and Monteith (1988) |
| ϕ'_v | Coefficient d'atténuation pour le vent | - | 3 | Choudhury and Monteith (1988) |
| lw | Épaisseur de feuille | m | 0.02 | |
| ϕ_v | Coefficient d'atténuation | - | 2 | Choudhury and Monteith (1988) |
| z_{0g} | Rugosité du sol | m | 0.007 | |
| χ_L | Distribution d'angle foliaire de Ross-Goudriaan | - | 0.12 | Monteith (1975) |
| u_l | Valeur typique du vent | m s^{-1} | 1 | Sellers et al. (1996b) |
| ν | Viscosité cinématique de l'air | $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ | 0.15×10^{-4} | |
| $R_{i,crit}$ | Richardson critique | - | 0.2 | |

la température de la surface considérée (T_g ou T_n). La paramètre de structure a_{hv} prend pour valeur 9 d'après Sellers et al. (1996b).

On notera que l'on peut réécrire l'équation 3.98 en utilisant le nombre de Richardson tel que :

$$\psi_H = (1 - a_{hv} R_i)^{1/2} \quad (3.99)$$

où d'après l'équation 3.98, on a :

$$R_i = \frac{-g z_{hv} (T_s - T_c)}{T_s u_{hv}^2} \quad (3.100)$$

De manière stricte, la température au dénominateur devrait être $(T_s + T_c) / 2$, mais cela a un impact mineur dans notre cas et nous utilisons l'équation 3.98 pour transformer facilement la relation de Sellers et al. (1986) dans la forme de Richardson.

L'équation 3.101 a été développée dans le cas instable et vaut aussi pour les cas faiblement stables mais pas au-delà. En effet, on voit bien dans l'équation 3.101 pour $R_i < 1/a_{hv}$, on calcule la racine d'un nombre négatif. Ainsi, un seuil doit être imposé pour l'éviter. Certains cas deviennent un vrai problème, notamment ceux avec présence de neige sous la canopée puisque des conditions très stables peuvent se développer. L'étude des paramétrisations de la surface dans les cas très stables est à la base de nombreuses études (e.g.s Niu and Yang, 2004 ; Andreadis et al.,2009) mais ce le but de cette étude n'est pas de travailler sur ce point. Ainsi nous modifions simplement pour l'instant l'expression en la remplaçant dans le cas stable par la correction utilisée dans le modèle ISBA standard correspondant à l'équation 3.103 tout en veillant à conserver une fonction continue avec l'équation 3.102.

$$\psi_H = (1 - a_{hv} R_i)^{1/2} \quad (R_i \leq 0) \quad (3.101)$$

$$= \frac{1}{1 + b R_i (1 + c R_i)^{1/2}} \left[1 + \left(\frac{R_i}{R_{i,crit}} \right) (f_{z0} - 1) \right] \quad (R_i > 0 \text{ and } R_i \leq R_{i,crit}) \quad (3.102)$$

$$= \frac{f_{z0}}{1 + b R_i (1 + c R_i)^{1/2}} \quad (R_i > R_{i,crit}) \quad (3.103)$$

où $b = 15$ et $c = 5$ (Noilhan and Planton, 1989). Le facteur f_{z0} est défini comme :

$$f_{z0} = \frac{\ln(z_{hv}/z_{0g})}{\ln(z_{hv}/z_{0gh})} \quad (3.104)$$

où z_{0gh} est la longueur de rugosité pour le sol. La fonction de pondération (i.e. rapport entre R_i et $R_{i,crit}$) de l'équation 3.102 est ajoutée pour éviter la discontinuité en $R_i = 0$.

Résistance au sol

Une résistance au sol peut-être ajoutée pour limiter l'évaporation. Celle-ci est issue de Sellers et al. (1992) et est définie comme :

$$R_g = \exp[a_{Rg} - b_{Rg} (w_g / w_{sat})] . \quad (3.105)$$

Les coefficients apparaissant dans l'expression valent $a_{Rg} = 8.206$ et $b_{Rg} = 4.255$, et w_g and w_{sat} sont respectivement, le contenu en eau de la couche superficielle de sol et sa capacité à saturation. L'inclusion d'un bilan explicite pour le sol permet de manière plus cohérente d'ajouter cette résistance en comparaison avec le modèle standard composite. Cette résistance au sol est souvent ajoutée dans les modèles de surface (e.g. Sakaguchi and Zeng, 2009) pour limiter la surestimation de l'évaporation du sol parfois observée. Cette résistance constitue une option du modèle. Nous proposerons cependant plus loin un modèle explicite pour prendre en compte la présence de litière au sol des forêts qui remplacera notamment cette résistance. D'autre part, il faut noter que les paramètres a_{Rg} and b_{Rg} ont été déterminés à partir d'un cas spécifique et devraient certainement dépendre à minima du couvert. Par cohérence, nous utilisons pour la sublimation de la glace du sol une résistance équivalente R_{gf} en remplaçant simplement w_g par w_{gf} .

Bilan d'eau

Les équations qui gouvernent les échanges d'eau (de masse) sont les suivantes :

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = P_{rv} + \max(0, -E_{tr}) - E_r - D_{rv} + \frac{\Phi_v}{L_f} \quad (3.106)$$

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = I_{nv} - U_{nv} - E_{rn} - \frac{\Phi_v}{L_f} \quad (3.107)$$

$$p_{ng} \frac{\partial W_{n,1}}{\partial t} = P_s - I_{nv} + U_{nv} + p_{ng} \left(P_r - P_{rv} + D_{rv} - F_{nl,1} - E_n - \frac{\Phi_{n,1}}{L_f} + \xi_{nl,1} \right) \quad (3.108)$$

$$\rho_w \Delta z_{g,1} \frac{\partial w_{g,1}}{\partial t} = (P_r - P_{rv} + D_{rv} - E_g)(1 - p_{ng}) - R_0 - F_{g,1} - \frac{\Phi_{g,1}}{L_f} \quad (3.109)$$

$$\rho_w \Delta z_{g,1} \frac{\partial w_{gf,1}}{\partial t} = \frac{\Phi_{g,1}}{L_f} - E_{gf}(1 - p_{ng}) \quad (3.110)$$

avec W_r et W_{rn} étant respectivement les stockages d'eau liquide et solide dans la végétation issus de la pluie et la neige interceptées, P_{rv} et I_{nv} (kg m^{-2}). $W_{n,1}$ est l'équivalent en eau liquide de la première couche de neige (kg m^{-2}), c'est-à-dire la couche supérieure du schéma multi-couche. Les contenus en eau liquide et solide (en équivalent liquide) du sol sont respectivement w_g et w_{gf} ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$). Le réservoir d'interception W_r est mono-couche et se vide par évaporation et/ou par chute d'eau si le réservoir atteint sa capacité limite de rétention. L'interception de la neige par la canopée est plus complexe et est décrite dans les prochains paragraphes. D'autre part, des échanges entre les deux réservoirs peuvent exister par l'intermédiaire de la fonte ou du gel de l'eau. La chaleur latente de fusion est représentée par L_f . Les flux d'eau verticaux dans le sol sont représentés par la loi de Darcy tout comme dans le modèle standard ISBA et sont décrits préalablement dans la section 3.2.2. Il en va de même pour le ruissellement de surface. Les symboles restant dans les équations 3.106-3.107 sont définis et décrits dans les prochains paragraphes.

Interception des précipitations solides

La neige interceptée par la végétation est plus facilement disponible pour l'évaporation contrairement à la neige au sol du fait des effets d'ombrage. La pluie et la neige interceptées peuvent co-exister sur la canopée. La neige interceptée est supposée avoir la même température que la végétation T_v . Ainsi, la neige interceptée s'évapore comme de l'eau liquide si $T_v \geq T_f$ mais peut aussi fondre et passer dans le réservoir d'eau liquide. De même, la pluie interceptée est sublimée comme la glace si $T_v < T_f$; elle est aussi transvasée vers le réservoir de neige dans ce cas.

Ce qui peut contribuer à remplir le réservoir de neige sur la canopée est donc l'ensemble constitué par : les précipitations neigeuses, l'eau du réservoir liquide qui gèle et la condensation de vapeur d'eau en glace. A l'opposé, les chutes de neige, la sublimation et la fonte de la neige sont des puits pour le réservoir d'eau solide. Le bilan de neige interceptée est décrit par l'équation 3.107 où la sublimation de la neige est E_{rn} (eq. 3.63) et $U_{n,v}$ la chute de neige par effet de trop plein.

Quand l'eau interceptée par la canopée gèle, elle passe dans le réservoir de neige interceptée. Cette

hypothèse est discutable puisqu'il faudrait en réalité distinguer neige et glace. Nous reviendrons sur ce point ultérieurement.

La paramétrisation de l'efficacité d'interception détermine la quantité de neige interceptée pendant un pas de temps. Celle-ci est décrite dans [Hedstrom and Pomeroy \(1998\)](#) :

$$I_{n,v,0} = (W_{n,v}^* - W_{n,v}) [1 - \exp(-k_{n,v} P_s \Delta t)] \quad (3.111)$$

avec $W_{n,v}^*$ la capacité maximum d'interception, P_s le taux de précipitations gelées et $k_{n,v}$ un facteur de proportionnalité. $k_{n,v}$ est une fonction de $W_{n,v}^*$ et le rapport entre la surface maximale de neige sur la végétation et la surface de sol $C_{n,vp}$:

$$k_{n,v} = \frac{C_{n,vp}}{W_{n,v}^*} \quad (3.112)$$

Pour une canopée fermée, $C_{n,vp}$ vaudra 1, mais si celle-ci est partiellement ouverte il est défini par :

$$C_{n,vp} = \frac{C_{n,vc}}{1 - C_c u_{v,top} z_{v,top} / (w_n J_n)} \quad (3.113)$$

où $C_{n,vc}$ est le recouvrement de la canopée par unité de surface de sol qui s'exprime comme: σ_{LW} ayant été défini dans l'équation 3.78, $u_{v,top}$ la vitesse du vent horizontal au sommet de la canopée, w_n est la vitesse des flocons de neige. J_n est un paramètre fixé à 10^3 m et la vitesse verticale w_n est fixée à 0.8 m s⁻¹ d'après [Isymov \(1971\)](#).

Pour des conditions calmes et des flocons tombant parfaitement à la verticale, $C_{n,vp} = C_c$. Lorsqu'il y a du vent, les flocons rencontrent plus facilement les arbres et ainsi le vent va avoir pour effet d'augmenter l'efficacité d'interception. En général, pour les forêts boréales, $C_{n,vc} < C_{n,vp} < 1$. Dans des conditions normales de vent, c'est-à-dire supérieur à 1 m s⁻¹, $C_{n,vc}$ (et $C_{n,vp}$) valent approximativement 1.

La capacité maximale du réservoir de neige $W_{n,v}^*$, est fonction de la capacité maximale de neige retenue sur les branchages $S_{n,v}$ (kg m⁻²), et de l'indice foliaire (LAI) :

$$W_{n,v}^* = S_{n,v} LAI \quad (3.114)$$

où $S_{n,v}$ est défini comme :

$$S_{n,v} = \overline{S_{n,v}} \left(0.27 + \frac{46}{\rho_{n,v}} \right) \quad (3.115)$$

et $\overline{S_{n,v}} = 6.3$ kg m⁻² est tiré de [Schmidt and Gluns \(1991\)](#). Cette valeur a été mesurée pour les épicéas. $\rho_{n,v}$ est la densité de la neige (kg m⁻³) et se définit par la relation suivante :

$$\rho_{n,v} = 67.92 + 51.25 \exp\left[\frac{(T_c - T_f)}{2.59}\right] \quad (T_c \leq T_{cmax}) \quad (3.116)$$

où T_c est la température de l'air de la canopée et T_{cmax} est la température correspondant à la densité

3.3. MEB

maximale de neige. En faisant l'hypothèse d'une densité maximale égale 750 kg m^{-3} et en résolvant l'équation 3.116 on obtient : $T_{c \max} = 279.854 \text{ K}$. Cela donne une valeur de $S_{n,v}$ entre 4 et 6 kg m^{-2} .

La sublimation de la neige interceptée par la canopée E_{rn} est paramétrisée selon l'équation 3.63 incluant la notion d'efficacité à l'évaporation, p_{nv} , décrite par Nakai et al. (1999). Cette paramétrisation est légèrement modifiée de façon à tendre vers zéro quand il n'y a pas de neige dans le réservoir.

$$p_{nv} = \frac{0.89}{1 + \exp[-4.7(rs - 0.45)]} rS^{0.3} \quad (3.117)$$

avec rS le rapport entre le contenu en neige et le contenu en neige maximal que peut contenir le réservoir constitué par la canopée.

$$rS = \frac{W_{n,v}}{W_{n,v}^*} \quad (3.118)$$

Un test est réalisé à chaque pas de temps pour vérifier si le contenu en neige ne descend pas en dessous de zéro avec la sublimation. Si c'est le cas, de la neige est enlevée à la couche de neige sous la canopée. Si c'est encore insuffisant, on récupère de l'eau dans le sol.

Les chutes de neige dues au processus tels que le vent ou le mouvement des branches doivent être pris en compte. Hedstrom and Pomeroy (1998) ont suggéré sur la base d'expériences un profil en décroissance exponentielle ainsi défini :

$$U_{n,v} = I_{n,v,0} \exp(-U_{nL}t) = I_{n,v,0} c_{nL} \quad (3.119)$$

où U_{nL} est le taux de chute (s^{-1}) et c_{nL} un coefficient adimensionnel. Hedstrom and Pomeroy (1998) ont montré que $c_{nL} = 0.678$ donnait une bonne approximation, avec un pas de temps de 15 minutes menant à $U_{nL} = -4.498 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Une autre valeur calibrée des expériences SnowMIP2 donne $U_{nL} = -3.4254 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Toute la neige qui tombe de la canopée est supposée alimenter la couche de neige au sol.

La neige interceptée peut fondre si la température de la canopée augmente suffisamment pour se retrouver dans le réservoir liquide. Le changement de phase, alors simplement proportionnel à la température, est tel que :

$$\Phi_v = \frac{C_i W_{rn}}{L_f \tau_{phi}} (T_f - T_v) = \frac{C_i S_{nv} W_{rn}^*}{L_f \tau_{phi}} (T_f - T_v) \quad (3.120)$$

avec la convention $\Phi_v < 0$ équivalent à la fonte. T_f la température de fusion (273.15 K) et τ_{phi} un temps caractéristique de changement de phase (s). En supposant la chaleur disponible pour les changements de phase durant un pas de temps est proportionnelle au LAI alors on peut réécrire l'équation 3.121 ainsi :

$$\Phi_v = S_{nv} k_{phi} (T_f - T_v) \quad (3.121)$$

Dans le cas de la fonte, le changement de phase est limité par la quantité de neige interceptée disponible et à l'inverse, en cas de gèle, la limite correspond à la quantité d'eau interceptée. L'approche adoptée pour la fonte de la neige par l'équation 3.121 est relativement simple, ce processus étant en réalité très complexe. Le coefficient k_{phiv} est calibré à une valeur de $5.56 \times 10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$ et est issue du projet SNOWMIP2.

Interception des précipitations liquides

L'eau interceptée par la canopée est facilement disponible à l'évaporation. Elle a ainsi une forte influence sur les flux turbulents et donc sur la température de surface. L'évolution de l'eau contenue dans le réservoir de la canopée est décrite par l'équation 3.106.

Le taux de pluie intercepté par la canopée est défini comme suit :

$$P_{rv} = P_r (1 - \chi_v) (1 - p_{ng} p_{an}) \quad (3.122)$$

avec χ_v un facteur indiquant la fraction de précipitation qui tombe directement au sol (voir équation 3.78), $E_{r,v-c}$ l'évaporation de l'eau interceptée par la canopée définie dans l'équation 3.78.

Le terme de changement de phase est :

$$\Phi_{nv} = M_{rv} - F_{rv} \quad (3.123)$$

où M_{rv} correspond à la fonte du réservoir de neige et F_{rv} au gel de l'eau liquide vers le réservoir de neige. P_r correspond à la pluie ($\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). On pourra se référer au paragraphe traitant de l'interception de la neige 3.3.3 pour une description de la fonte de la neige. La chute d'eau depuis la canopée D_{rv} est définie simplement par débordement, c'est-à-dire qu'elle correspond à la quantité d'eau contenu dans le réservoir qui dépasse la valeur maximale autorisée:

$$D_{rv} = \max(0, W_{rv}^+ - W_{rv,max}) / \Delta t \quad (3.124)$$

avec la capacité maximale d'eau autorisée dans le réservoir définie comme :

$$W_{rv,max} = c_{wrv} LAI \quad (3.125)$$

De manière générale, $c_{wrv} = 0.2$ (Dickinson, 1984) bien que cette valeur puisse être modifiée pour certains couverts. L'équation 3.106 est dans un premier temps résolue avec $D_{rv} = 0$, la chute d'eau depuis la canopée est ensuite calculée comme un résidu. Ainsi, la quantité d'eau finale dans le réservoir est corrigée à la fin en enlevant la chute d'eau. Cette eau est ensuite une source pour le sol ou la neige sous la canopée.

La fraction de végétation couverte par de l'eau interceptée est :

$$\delta_v = (1 - \omega_{rv}) \left(\frac{W_r}{W_{r,max}} \right)^{2/3} + \frac{\omega_{rv} W_r}{(1 + a_{rv} LAI) W_{r,max} - a_{rv} W_r} \quad (3.126)$$

Delire et al. (1997) ont utilisé le premier terme de la partie droite de l'équation 3.126 pour de la végétation basse (Deardorff, 1978) et le deuxième pour la végétation haute (Manzi and Planton, 1994). La valeur utilisée pour le coefficient adimensionnel est $a_{rv} = 2$.

Dans le modèle standard ISBA, une fonction de pondération est utilisée pour introduire la dépendance avec la hauteur de végétation à travers l'utilisation de la rugosité, de la manière suivante :

$$\omega_{rv} = 2z_{0v} - 1 \quad (0 \leq \omega_{rv} \leq 1) \quad (3.127)$$

Coefficient de Halstead

Dans le cas de la végétation humide, l'évapotranspiration totale de la plante est la somme de l'évaporation de l'eau interceptée et de la transpiration via les stomates. Le partitionnement entre ces deux flux est calculé grâce au coefficient de Halstead. Dans MEB, deux sont utilisés selon que la végétation soit partiellement recouverte, ou non, par la neige, h_{vn} et h_{vg} . Ils sont décrits par les équations 3.57b et 3.57a respectivement. Ils sont définis dans Noilhan and Planton (1989), à la différence que l'on introduit un facteur k_v tel que $\delta = k_v \delta_v$ de manière à prendre en compte le fait que la végétation transpire même lorsqu'elle est saturée en eau interceptée (Bringfelt et al., 2001). $k_v = 0$ représenterait alors une situation où les gouttes formeraient des sphères parfaites ne touchant les feuilles que par un point et permettant donc une surface de transpiration maximale. Et $k_v = 1$ représenterait une situation où le film d'eau recouvrirait complètement les feuilles et la transpiration ne serait alors plus du tout possible. Le paramètre k_v est pour l'instant fixé à 0.25 par défaut. On note que dans le cas de la condensation, on aura toujours $h_v = 1$

Sans limitation de h_v , la demande évaporative pourrait être supérieure à l'eau disponible dans un pas de temps, en particulier pour une canopée ayant une faible résistance aérodynamique. Pour éviter cette situation, on calcule un Halstead maximum pour la végétation h_v qui est nécessaire pour évaporer l'eau interceptée disponible au début du pas de temps W_{rv}^- .

3.4 ISBA-MEB-L

Les sols des forêts sont caractérisés par une succession de couches ou horizons. La plus profonde est la roche mère, puis on rencontre la couche d'altération, le sol minéral, l'humus et enfin la litière. La litière représente l'ensemble des débris végétaux (rameaux, feuilles, bourgeons, fruits, voire même de cadavres d'animaux et déchets d'êtres vivants) plus ou moins transformés qui s'accumulent au fil des ans à la surface du sol. Cette couche s'appelle l'horizon O et peut elle même être distinguée en différentes couche décrite dans le tableau 3.4.

Table 3.4: Description des quatre couches de l'horizon O et la couche de l'horizon A

| | |
|-----|---|
| OLn | Litière neuve de l'année en cours, l'essence est identifiable et les feuilles encore entières |
| OLv | Litière vieille, les feuilles sont décolorées, vieilles et collées entre elles |
| OF | Horizon fragmentée, les feuilles ne sont plus reconnaissables |
| OH | Cette couche est composée de matière organique fine, d'aspect marc de café |
| A | C'est l'horizon mixte, il est composé de minéraux et d'humus |

Selon les écosystèmes forestiers l'accumulation est plus ou moins importante, elle varie de quelques kilogrammes à plusieurs tonnes/ha/an. Les facteurs influençant cette accumulation sont : la température moyenne annuelle et la pluviométrie qui jouent sur le métabolisme et la diversité des décomposeurs, ainsi que l'essence en place. Cette couche recouvre le sol une grande partie de l'année, même si progressivement la litière sera transformée en humus, indispensable à la croissance des végétaux, par différents organismes qui vont la fragmenter et la digérer pour la transformer en éléments simples. Cette couche de litière, en dehors d'être au coeur du bilan carbone, d'azote et d'autres processus chimiques, impacte aussi de manière significative les bilans thermiques et hydrologiques. En particulier :

- Un des impacts majeurs de la présence de litière est la limitation de l'évaporation de l'eau contenu dans le sol superficiel. La litière agissant comme une protection du fait de la couverture du sol par une couche d'une très grande porosité, limitant ainsi les remontés d'eau par capillarité (Schaap and Bouten, 1997). Cet effet est d'ailleurs utilisé en botanique par les jardiniers qui recouvrent leur terrain de "paille" ou "mulch" notamment pour éviter l'assèchement de leur sol.
- D'autre part, la litière agit comme un tampon sur la pénétration de la température dans le sol du fait de sa faible conductivité thermique qui limite les échanges de chaleur avec la première couche de sol (Riha et al., 1980). En effet, la couche de litière est composée en grande partie d'air (porosité supérieure à 90 %), or l'air possède une conductivité thermique extrêmement basse ($0.025 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$) en comparaison à l'eau par exemple ($0.57 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$) où à un sol minéral ($\approx 2 \text{ W K}^{-1} \text{ m}^{-1}$). Pendant l'hiver, le refroidissement du sol est alors ralenti et, à l'inverse, pendant l'été, c'est le réchauffement, comme l'atteste la figure 3.5. Cette limitation du flux de conductif dans le sol affecte alors le bilan d'énergie.

État de l'art

Il n'existe pour l'instant à ma connaissance aucun modèle global représentant explicitement la litière au sol des forêts. Certains recherches se sont cependant attaquées à cette question en effectuant le plus souvent leurs validations à échelle locale. On peut recenser trois méthodes principales qui rendent compte des effets ou d'une partie des effets de la présence de la litière.

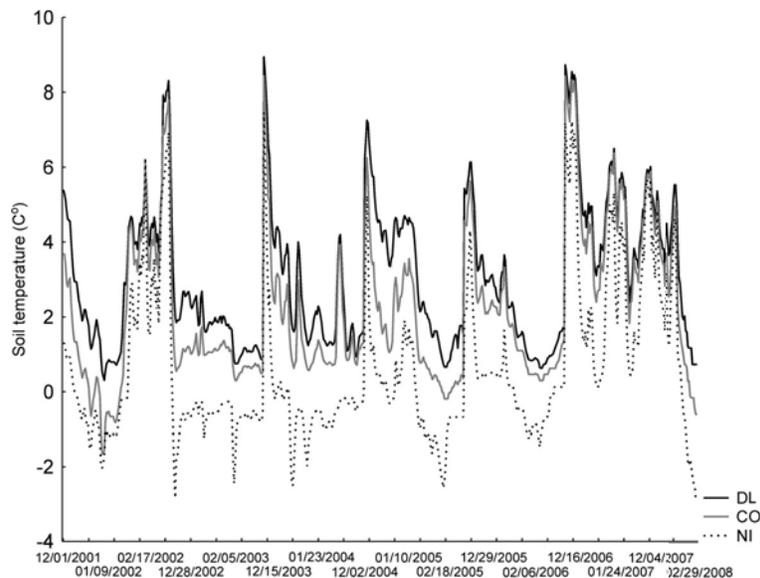


Figure 3.5: Évolution observée de la température du sol pendant l'hiver sur un même site : en enlevant la couche de litière (trait plein épais), en la laissant (trait plein), en augmentant son épaisseur (trait pointillé). Tiré de [Fekete et al. \(2016\)](#)

- ajout d'une résistance du sol supplémentaire pour le flux d'évaporation. Cette méthode a été utilisée notamment par [Sakaguchi and Zeng \(2009\)](#) et [Park et al. \(1998\)](#) montrant des effets significatifs sur l'évaporation en accord avec leurs observations.
- ajout d'une couche explicite. Cette méthode est plus intéressante car elle a l'avantage de prendre en compte l'effet sur le cycle thermique et le cycle hydrologique. Elle a été utilisée à plusieurs reprises notamment par [Schaap and Bouten \(1997\)](#) puis par [Ogé and Brunet \(2002\)](#) et [Haverd and Cuntz \(2010\)](#).
- ajout d'un modèle explicite multi-couches. C'est la méthode la plus complexe puisqu'elle représente les transferts d'eau et d'énergie au sein même de la litière, les échanges d'eau étant réalisés sous forme gazeuse. En outre, cette méthode semble adaptée pour les couvert épais de litière comme par exemple dans le cas de surface agricole après une moisson. Elle a été utilisée par [Enrique et al. \(1999\)](#).

Les intérêts d'une modélisation de la litière et le choix de la paramétrisation

L'intérêt principal de l'implémentation d'un modèle de litière est de représenter correctement le partitionnement des flux depuis la canopée et sous la canopée. En particulier le flux d'évaporation depuis le sol qui est dans la version d'ISBA actuelle contrôlé par le paramètre de fraction de végétation : veg . Cette fraction de végétation, varie de 95 à 100 % selon les couverts de forêts (Tableau 3.1), ce qui détermine de manière artificielle un partitionnement du flux d'évapotranspiration, incohérent avec l'ambition de

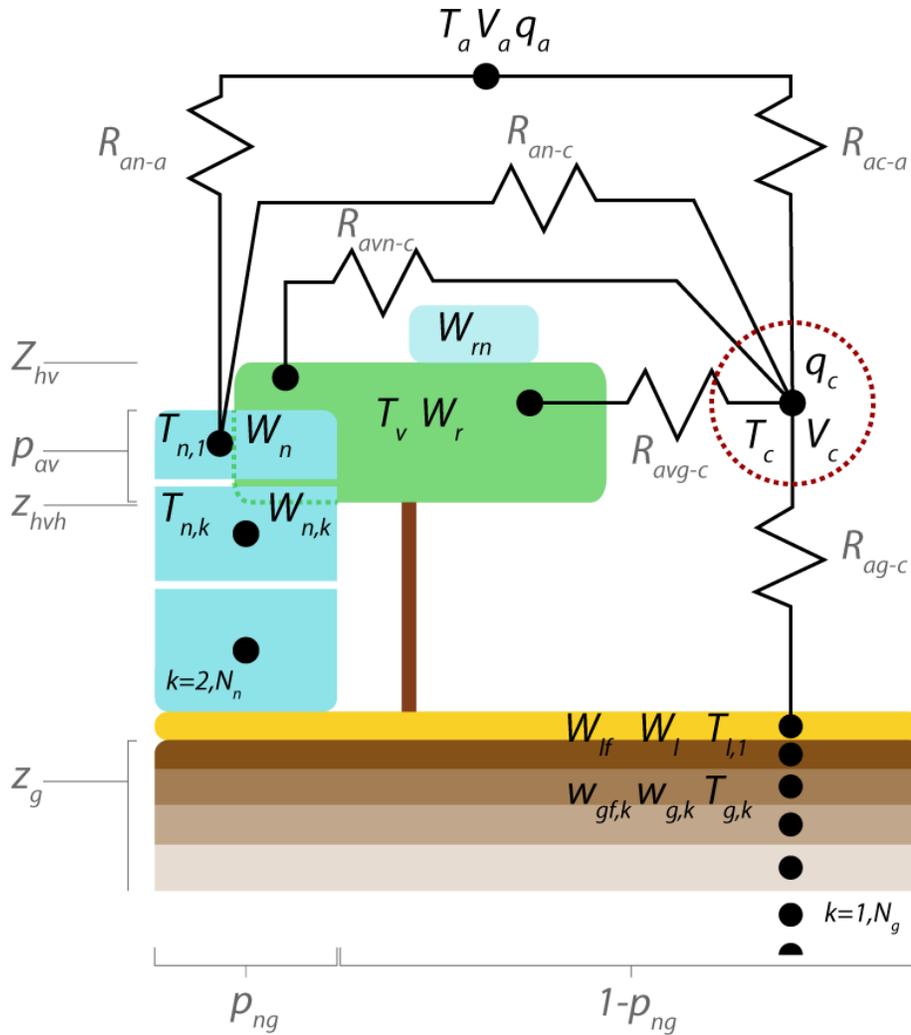


Figure 3.6: Schéma de principe du modèle MEBL, incluant une couche explicite pour la représentation de la litière présente sur le sol des forêts. Celle-ci est représentée en jaune sur le schéma.

MEB. L'autre raison de ce développement est le flux de chaleur dans le sol, qui est fortement impacté par la présence de litière et sa propriété d'isolant thermique notamment.

De plus, dans la dernière version d'ISBA, la litière est déjà existante du point de vue du cycle carbone où elle est représentée comme un puits/source de matière organique. L'ajout de cette paramétrisation permettra ainsi d'ajouter un nouveau couplage entre les échanges d'énergie, eau et carbone. Précisons que ce couplage n'a pas été réalisé dans cette thèse mais constitue une perspective intéressante.

Le choix de la paramétrisation est contraint par le caractère global de l'utilisation d'ISBA et donc le besoin de trouver un optimum entre le modèle le plus simple possible, introduisant peu de paramètres mais rendant compte autant que possible de la physique représentée. C'est pourquoi la paramétrisation de litière explicite mono-couche est choisie.

Description du modèle

La description du modèle de litière qui suit conserve le formalisme de la description du modèle MEB. Nous explicitons tout d'abord les hypothèses simplificatrices principales faites dans le modèle :

- la litière sous la canopée est supposée être spatialement homogène de façon à ce que l'ensemble du rayonnement incident soit intercepté par celle-ci. De même, la litière intercepte l'ensemble de l'eau qui tombe depuis ou à travers la canopée. Il n'y a donc pas de notion de fraction d'occupation de la litière par rapport au sol.
- il n'y a pas d'évaporation directe depuis le sol lorsque la litière est présente. Ainsi, puisqu'il n'y a pas de fraction d'occupation de la litière, lorsque l'option est activée l'évaporation totale depuis le sol est nulle et celle-ci est remplacée par une évaporation depuis le réservoir que constitue la litière.
- l'épaisseur de la litière qui est un paramètre clef de la paramétrisation puisqu'il détermine à la fois l'impact de la litière sur le cycle de la thermique et sur le cycle de l'eau. Celui-ci est supposé être constant dans le temps.
- il n'y a pas de remontées d'eau par effet de capillarité entre la première couche de sol et la litière contrairement aux échanges entre les différentes couches de sol. Les échanges d'eau par transfert de vapeur sont eux aussi négligés.
- on considère que le réservoir d'eau de la litière déborde lorsqu'il arrive à saturation et cela constitue la seule source de drainage possible tout comme pour la canopée.

Trois équations pronostiques sont ajoutées dans le modèle pour la représentation de la litière, une pour l'évolution de la température et deux pour l'évolution des contenus en eau à la fois liquide et solide. L'équation d'évolution de la température est la même que celle de la première couche de sol en l'absence de litière mais avec des caractéristiques thermiques (conductivité et capacité) différentes, elle s'écrit :

$$c_l \Delta z_l \frac{\partial T_l}{\partial t} = (1 - p_{ng}) (R_{nl} - H_l - LE_l) + p_{ng} (G_{gn} + \tau_{n,N_n} SW_{nn}) - G_{g,1} + L_f \Phi_l \quad (3.128)$$

T_l correspond à la température de la litière, R_{nl} , H_l , LE_l , G sont respectivement : le rayonnement net, le flux sensible, le flux latent et le flux de chaleur dans le sol ou flux conductif. $L_f \Phi_l$ ($W m^{-2}$) correspond à l'énergie dégagée ou absorbée par d'éventuels changements de phase au sein de la litière (défini positivement dans le cas où l'eau gèle) et L_f ($J kg^{-1}$) est la chaleur latente de fusion. p_{ng} est la fraction de neige au sol. G_{gn} et $\tau_{n,N_n} SW_{nn}$ sont les flux issus de la neige, respectivement le flux conductif et le rayonnement solaire ayant traversé la totalité de la neige. Enfin, $c_l \Delta z_l$ est la capacité thermique effective de la litière ($J m^{-2} K^{-1}$) avec Δz_l l'épaisseur (m) de la litière et c_l sa capacité thermique volumique ($J K^{-1} m^{-3}$).

Table 3.5: Valeurs d'épaisseur et masse surfacique de litière sur différents sites de mesures.

| Site Référence | Pays | Végétation type | Épaisseur cm | Masse kg m ⁻² |
|---|--------------|-------------------------------|-------------------|-----------------------------|
| Le Bray Ogée and Brunet (2002) | France | Maritime Pine nedle | 5 constant | 2.6 |
| Oak Ridge Wilson et al. (2012) | USA | deciduous oak leaf | 4 constant | 0.6 |
| Kyushu Univ. Sato et al. (2004) | Japan | C.japonica nedle | 5.2 March 2002 | 1.7 |
| Kyushu Univ. Sato et al. (2004) | Japan | L.edulis leaf | 8.6 March 2002 | 2.1 |
| Schaap and Bouten (1997) | Netherland | Douglas fir nedle | 5 | |
| Vorobeichik (1997) | Russia | Taiga leaf | 4.2 July 1990 | |
| Vorobeichik (1997) | Russia | Taiga nedle | 5.4 July 1990 | |
| CSIR Bulcock and Jewitt (2012) | South Africa | Eucalyptus grandis leaves | 3.8 march 2011 | 2.3 |
| CSIR Bulcock and Jewitt (2012) | South Africa | Acacia mearnsii nedle | 1.8 march 2011 | 2.4 |
| CSIR Bulcock and Jewitt (2012) | South Africa | Pinus patula nedle | 4.5 march 2011 | 3.3 |
| Tumbarumba Haverd and Cuntz (2010) | Australia | Eucalyptus leaves | 3 | |
| Wu et al. (2013) | Canada | White pine needle | 2.5 | |
| Marsh and Pearman (1997) | Ecuador | Ocotea infrafoveolata leaf | 1.8 (average) | |
| Mawphlang Arunachalam and Arunachalam (2000) | India | Quercus griffithii leaf | 1.2 (average) | |
| Aoyama Zhu et al. (2003) | Japan | Pinus thunbergii nedle | 4.5 | |
| Seirseminen Haila et al. (1999) | Finland | Spruce nedle | 3-5 | |

Sakaguchi and Zeng (2009) ont fixé l'épaisseur de la litière à 5 cm dans leur modèle (seul modèle prenant en compte la notion de litière à échelle globale, mais uniquement à travers une paramétrisation de la résistance du sol à l'évaporation) quel que soit le type de couvert forestier mais la littérature sur le sujet 3.5 et des études de sensibilité présentées dans la suite de cette thèse montre qu'une valeur de 3 cm est plus réaliste en général. Elle est donc, pour l'instant, choisie par défaut. La capacité thermique est calculée comme suit, en négligeant la capacité thermique de l'air devant celle de l'eau et de la matière organique :

$$c_l = c_{ld} + C_w \frac{W_l}{\Delta z_l} + C_i \frac{W_{lf}}{\Delta z_l} \quad (3.129)$$

où c_{ld} ($J m^{-3} K^{-1}$) est la capacité thermique volumique de la litière sèche avec $c_{ld} = \rho_{ld} \times C_{ld}$. Avec ρ_{ld} la densité de litière sèche. Ogée and Brunet (2002) ont mesuré une valeur de $45 kg m^{-3}$ pour une forêt de pins, Meekins and McCarthy (2001) $46 kg m^{-3}$ pour une forêt de caducs et Kostel-Hughes et al. (1998) ont mesuré des valeurs entre 27 et $38 kg m^{-3}$ pour des forêts de chênes. C_{ld} est la capacité thermique massique de la matière organique valant $1.926 \times 10^3 J kg^{-1} K^{-1}$ (Farouki, 1986). C_w ($4.218 \times 10^3 J K^{-1} kg^{-1}$) est la capacité thermique volumique de l'eau liquide, C_i ($2.106 \times 10^3 J K^{-1} kg^{-1}$) celle de la glace.

Nous allons maintenant détailler le calcul des flux. Du fait de la première hypothèse énoncée, le rayonnement net pour la litière est le même que celui pour le sol dans la version par défaut en utilisant cependant la température de la litière au lieu de celle de la première couche de sol. Les albédos restent les mêmes, puisque ceux-ci sont issus de désagrégation d'albédos satellitaires et prennent donc déjà en compte l'effet de la litière.

$$R_{nl} = SW_{nl} + LW_{nl} \quad (3.130)$$

Le flux de chaleur sensible sous la canopée H_l ($W m^{-2}$) est aussi calculé de la même manière que dans le cas "sans litière" (équation 3.37) :

$$H_l = \rho_a \frac{(\mathcal{T}_l - \mathcal{T}_c)}{R_{ag-c}} \quad (3.131)$$

avec R_{ag-c} la résistance aérodynamique entre la surface et l'air dans la canopée de température T_c (K) basée sur Choudhury and Monteith (1988). \mathcal{T}_c et \mathcal{T}_l sont des variables thermodynamiques définies par l'équation 3.37, fonctions linéaires de la température.

Le flux de chaleur latente se décompose en évaporation de l'eau contenue dans la litière et la sublimation de la glace contenue dans celle ci :

$$LE_l = (1 - x)L_v E_l + xL_s E_{lf} \quad (3.132)$$

où x est la fraction d'eau gelée dans la litière.

$$L_v E_l = \rho_a \frac{h_{ul} q_{sat}(T_l) - q_c}{R_{ag-c}} \quad L_s E_{lf} = \rho_a \frac{h_{ulf} q_{sat}(T_l) - q_c}{R_{ag-c}} \quad (3.133)$$

où h_{ul} et h_{ulf} sont les humidités relatives à la frontière entre la litière et l'air au-dessus pour l'eau liquide et solide. Ces humidités sont calculées en appliquant la méthode de [Noilhan and Planton \(1989\)](#) :

$$h_{ul} = \frac{1}{2} \left[1 - \cos\left(\pi \frac{W_l}{W_{l,max}}\right) \right] \quad (3.134)$$

et

$$h_{ulf} = \frac{1}{2} \left[1 - \cos\left(\pi \frac{W_{lf}}{W_{lf,max}}\right) \right] \quad (3.135)$$

Enfin, le flux de chaleur conductif dans le sol G (W m^{-2}) est calculé de la manière suivante :

$$G = \frac{T_l - T_1}{\frac{\Delta z_l}{\lambda_l} + \frac{\Delta z_{g,1}}{\lambda_{g,1}}} \quad (3.136)$$

où λ_l et $\lambda_{g,1}$ ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) sont respectivement les conductivités thermiques de la litière et de la première couche de sol et $\Delta z_{g,1}$ (m) est l'épaisseur de la première couche de sol. Pour λ_l , on utilise [De Vries \(1963\)](#)

$$\lambda_l = 0.1 + 0.03 \frac{W_l}{\rho_w \Delta z_l} \quad (3.137)$$

avec W_l le contenu en eau liquide de la litière (kg m^{-2})

Enfin Φ_l ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) est le changement de phase au sein de la litière. Il est calculé ainsi :

$$\Phi_l = \frac{1}{\tau_{ice}} \left\{ \delta_f \min \left[\frac{\rho_i C_i \Delta z_l (T_l - T_f)}{L_f}, W_{lf} \right] + (1 - \delta_f) \min \left[\frac{\rho_i C_i \Delta z_l (T_f - T_l)}{L_f}, W_l \right] \right\} \quad (3.138)$$

avec τ_{ice} est une constante de temps caractéristique pour les changements de phase ([Giard and Bazile, 2000](#)), ρ_{ice} la densité de la glace définie à 920 kg m^{-3} et δ_f une fonction valant 1 si la différence de température est $T_l - T_f$ est positive, c'est-à-dire s'il y a de l'énergie pour la fonte, et 0 sinon.

Pour ce qui est du bilan d'eau, l'équation d'évolution du contenu en eau liquide s'écrit de la même façon que l'eau interceptée par la canopée :

$$\frac{\partial W_l}{\partial t} = (1 - p_{ng})(P_r - P_{rv} + D_{rv}) - E_l - D_l - \Phi_l \quad (0 < W_l < W_{l,max}) \quad (3.139)$$

où W_l (kg m^{-2}) est le contenu en eau liquide de la litière. P_r , P_{rv} et D_{rv} (kg m^{-2}) correspondent respectivement aux précipitations liquides, à la pluie interceptée par la canopée et aux chutes d'eau depuis

3.5. Résumé des nouveaux paramètres

la canopée. D_l (kg m^{-2}) est l'eau qui tombe de la litière vers le sol par effet de trop plein, $W_{l,max}$ (kg m^{-2}), la quantité maximale d'eau pouvant être contenue dans le réservoir. Cette quantité est définie selon $W_{l,max} = w_{l,max} \Delta z_l \rho_w$ avec $w_{l,max} = 0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, définie d'après les travaux de (Putuhena and Cordery, 1996). On définit ensuite simplement le drainage selon :

$$D_l = \max(0, W_l - W_{l,max}) \quad (3.140)$$

L'équation d'évolution du contenu en eau de la première couche de sol 3.109 est elle aussi modifiée en :

$$\rho_w \Delta z_{g,1} \frac{\partial w_{g,1}}{\partial t} = D_l - R_0 - F_{g,1} - \Phi_{g,1} \quad (3.141)$$

On se référera à l'équation 3.109 pour le détail des termes. On note que le ruissellement, R_0 , de surface reste calculé au sein de la première couche de sol.

La dernière équation pronostique pour l'évolution de la glace dans la litière est la suivante :

$$\frac{\partial W_{lf}}{\partial t} = \Phi_f - E_{lf} \quad (3.142)$$

où W_{lf} (kg m^{-2}) est le contenu en eau solide.

3.5 Résumé des nouveaux paramètres

Les deux modules de canopée et litière introduisent ou modifient certains paramètres explicités dans le tableau 3.6, où l'on rappelle aussi les valeurs prise par défaut de ceux-ci lors de l'activation de ces modules. On note en particulier que la rapport des longueurs de rugosité habituellement fixé à 10 par défaut voit sa valeur passer à 1 pour l'utilisation de MEB. Il existe toujours une grande incertitude sur ce paramètre qui peut varier largement selon les modèles. Une étude a montré que pour les forêts boréales, celui-ci devait être tels que le logarithme du rapport soit 1 (Yang and Friedl, 2003), soit une valeur du rapport d'environ 2.7. Nous choisirons une valeur par défaut égale à 1 pour l'instant, plus proche de la valeur identifiée dans cette étude que la valeur de 10 utilisée par défaut dans ISBA.

Table 3.6: Paramètres introduits ou modifiés à travers les développements réalisés

| Paramètre | Description | Valeur par défaut | Nouveau |
|--------------|---|-------------------|---------|
| τ_{LW} | coefficient pour transfert radiatif LW | 0.5 (-) | oui |
| z_0/z_{0h} | rapport des longueurs de rugosité | 1 (-) | non |
| k_v | coefficient pour l'eau interceptée par la canopée | 0.25 (-) | oui |
| Δz_l | épaisseur de la couche de litière | 3 (cm) | oui |

3.6 Conclusion

Le but de ce chapitre était essentiellement, après une courte présentation de la plateforme SURFEX et du modèle de surface continentale ISBA, d'exposer les nouvelles paramétrisations introduites. Plus qu'une simple paramétrisation, la nouvelle représentation de la végétation constitue un changement de la nature même du modèle ISBA.

Cette nouvelle représentation, plus réaliste, était nécessaire pour rester homogène avec les nombreux développements réalisés depuis la création du modèle par [Noilhan and Planton \(1989\)](#) et à côté desquels la description de la canopée s'avère trop simpliste. En effet, les descriptions de la neige ou du sol sont déjà très avancées dans ISBA avec des schéma multi-couches, pour ne citer qu'elles, et la représentation composite de la végétation n'est plus homogène en termes de complexité. D'autre part, cette nouvelle représentation est aussi un moyen d'apporter au travers de futurs développements des processus physiques non représentés dans le modèle. Certains ont d'ores et déjà été implémentés tels que l'existence d'une couche de litière gisant sur le sol des forêts, qui a fait l'objet d'une paramétrisation explicite décrite dans ce chapitre ou encore la capacité de la canopée à intercepter et stocker une partie des précipitations neigeuses.

Ces développements permettent désormais de se passer de la notion de fraction de végétation, paramètre sensible, calibré selon les types de forêts. On introduit cependant trois nouveaux paramètres dont la sensibilité devra être testée par la suite et on modifie la valeur du rapport de rugosité

Nous allons dans les trois chapitres suivants valider et évaluer ces développements au travers de trois méthodes différentes. Nous commencerons par une évaluation précise à échelle locale sur quatre sites forestiers instrumentés français. Puis nous effectuerons une évaluation statistique toujours à l'échelle locale mais à travers un panel de sites représentatifs d'une large partie du globe. Enfin une évaluation indirecte sera réalisée à travers l'étude d'impact sur simulation des débits des fleuves et rivières français grâce à l'utilisation de la chaîne hydrométéorologique opérationnelle SAFRAN-ISBA-MODCOU.

Chapitre 4

Évaluation à échelle locale en France

Sommaire

| | |
|---|-----|
| 4.1 Introduction | 76 |
| 4.2 Données de validation | 76 |
| 4.3 Simulations | 80 |
| 4.4 Résultats | 82 |
| 4.5 Évolution temporelle des nouvelles variables pronostiques | 110 |
| 4.6 Conclusion | 113 |

4.1 Introduction

Ce chapitre constitue la première évaluation du nouveau schéma MEB. Celle-ci a été synthétisée dans un article soumis à *Geophysical Model Development*. Cette évaluation est faite en étudiant l'impact des nouveaux développements sur la simulation de quatre sites forestiers français exposés à des climats contrastés et correspondant à différents types de végétation (Tableau 3.1). Le but est donc de quantifier dans quelle mesure MEB modifie les cycles d'énergie et d'eau, en particulier le partitionnement des flux de surface (radiatifs, turbulents et de conduction) et quel en est l'impact sur les variables pronostiques (température, contenu en eau) modélisées. Ce mode de validation est en général le premier réalisé puisqu'il assure a priori une meilleure qualité des données utilisées (i.e. en comparaison à des forçages de grande échelle qui pourraient être biaisés). Par ailleurs, il permet une grande flexibilité des tests pouvant être réalisés (tests de sensibilité) étant donné le faible coût des simulations. Cette évaluation se fait en général sur un unique site d'étude, le parti pris est, ici, d'en utiliser quatre de manière à enrichir l'évaluation aux travers de différents couverts et climats en gardant en tête que ce modèle a pour but d'être utilisé de façon spatialisée.

4.2 Données de validation

4.2.1 Sites de mesures

Quatre sites forestiers français ont été utilisés pour l'évaluation des nouvelles options du modèle, constituant un panel de climats, de couverts et de sols. Ceux-ci sont présentés sur la figure 4.1 et leurs caractéristiques principales sont décrites dans le tableau 4.1. Les sites étudiés sont :

Table 4.1: *Caractéristiques principales de chaque site étudié*

| Site | Barbeau | Puéchabon | Bray | Fontblanche |
|-----------------------------|----------------|--------------------|---------------------|---------------------|
| Années | 2011/2012/2013 | 2006/2008 | 2006/2007/2008 | 2014 |
| Localisation | Ile-de-France | Hérault | Gironde | Bouches du Rhône |
| Couvert dominant | Chêne sessile | Chêne vert | Pin maritime | Pin d'Alep |
| Climat | Tempéré | Méditerranéen | Maritime | Méditerranéen |
| Couvert tab. 3.1 | Feuillu caduc | Feuillu persistant | Conifère persistant | Conifère persistant |
| Température moyenne (C) | 10.5 | 13.5 | 12.9 | 13.2 |
| Précipitation annuelle (mm) | 680 | 872 | 997 | 872 |

- Le site du Bray, qui est situé à environ 20 km de Bordeaux (44.7°N, -0.7°E, altitude 62 m). C'est une forêt de pins maritimes ou pins des Landes classifiée comme conifères persistants (tableau 3.1)

4.2. Données de validation

avec une taille moyenne de 18 m et un sous-bois très dense pouvant représenter jusqu'à la moitié de l'indice foliaire (LAI) en été, c'est-à-dire la surface de feuillage par unité de surface au sol. La température moyenne de l'air est de 12.9 °C et les précipitations moyennes de 997 mm. Le sol est très sableux (92 %) avec une couche compacte (alios) entre 40 et 80 cm de profondeur constituant la limite de profondeur racinaire. Une nappe fluctue entre 0 et 1.5 m durant l'année, ce qui influence fortement le contenu en eau du sol. Enfin des mesures sur la litière au sol ont estimé qu'une couche de 5 cm d'épaisseur était présente toute l'année (Ogée and Brunet, 2002).

- Le site de Puéchabon est situé à 35 km au Nord-Ouest de Montpellier (43.7°N, 3.5°E, altitude 270 m). La forêt est principalement constituée de chênes verts, d'une taille moyenne de 5.5 m, considérés comme feuillus persistants avec des racines atteignant la profondeur de 5 m. Le climat est de type méditerranéen avec une température moyenne de l'air de 13.5 °C et des précipitations annuelles de 872 mm. Le sol est homogène, de texture de type limono-argilo-sableuse et fortement chargé en cailloux (75 à 90 %) (Grote et al., 2009).
- Le site de Fontblanche est situé à proximité de Marseille (43.2°N, 5.6°E, altitude 420 m). Il est constitué majoritairement de pins d'Alep d'une taille moyenne de 13.5 m. Le climat est de type méditerranéen avec une température moyenne de l'air de 13.2 °C et des précipitations de 695 mm. Le sol est de type calcaire avec de fortes concentrations de cailloux (jusqu'à 90 %) dans lequel les racines pénètrent jusqu'à 4.50 m environ (Girard et al., 2012).
- Enfin, le site de Barbeau (ou site de Fontainebleau) est situé à 70 km au sud-est de Paris (48.4°N, 2.7°E, France, altitude 90 m). La forêt est principalement constituée de chênes sessiles avec un sous-étage de charmes correspondant donc au type de feuillus tempérés. Sa hauteur moyenne est de 27 m. Le climat est tempéré avec une température moyenne de l'air de 10.5 °C et des précipitations totales de 680 mm. Le sol varie de limon sableux à limon sablo-argileux et devient argileux en profondeur (Prévost-Bouré et al., 2009).

Pour chacun des sites, les flux turbulents H et LE ont été mesurés par la technique de corrélation turbulente ou EC (pour *eddy covariance*) et le flux conductif dans le sol G a été mesuré à l'aide de plaques de flux. D'autre part, des mesures de températures de sol ont été réalisées ainsi que de contenus en eau du sol pour deux de ces sites (Le Bray et Barbeau). Enfin des mesures de PAR (*photosynthetically active radiation*) au-dessus et sous la canopée ont pu être récupérées pour les sites de Puéchabon et Barbeau.

4.2.2 Fermeture du bilan d'énergie

Avant d'effectuer des comparaisons entre les flux mesurés et les flux simulés par les modèles de surface, il est important d'avoir un indicateur de la qualité des observations. L'indicateur premier est la fermeture du bilan d'énergie sur une échelle de temps annuelle (voire inférieure). Cependant ce calcul, effectué sur plus de 50 sites du réseau de sites de mesures Fluxnet par Wilson et al. (2002) a seulement abouti à une

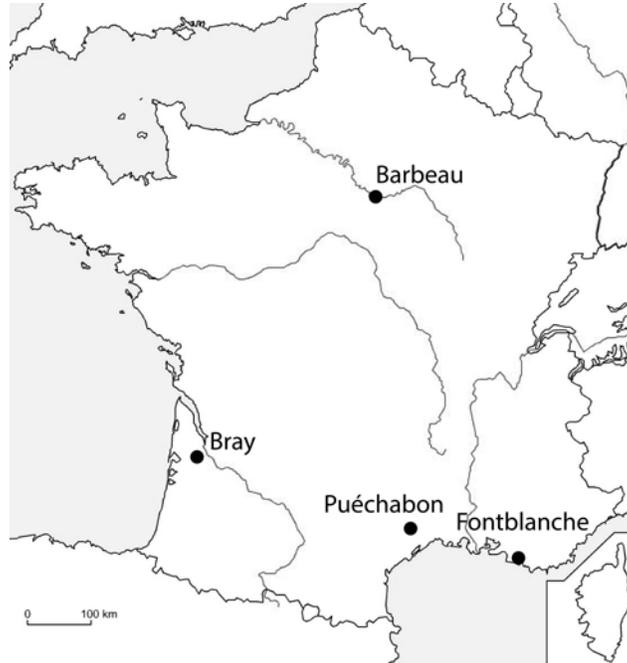


Figure 4.1: Répartition géographique des quatre sites de l'étude.

valeur moyenne de 80 %. Selon [Twine et al. \(2000\)](#), le rayonnement net est probablement le flux mesuré avec le moins d'erreur et ce sont les flux turbulents H et LE qui seraient sous-estimés, sachant que les techniques de mesure du flux de conduction dans le sol sont assez bien maîtrisées et donc plutôt fiables. Cette conclusion est en accord avec des mesures d'évapotranspiration basées sur la mesure du flux de sève et d'interception de l'eau par la canopée. En effet [Granier et al. \(2000\)](#) ont montré que celles-ci étaient supérieures de 10 % aux mesures faites par eddy covariance.

Cependant, plusieurs méthodes existent pour ajuster les flux turbulents de façon à fermer le bilan d'énergie :

- La méthode la plus triviale et la plus ancienne consiste à considérer LE comme le résidu de l'équation de balance énergétique, c'est-à-dire: $LE = R_{net} - H - G - S$, en négligeant le plus souvent la somme du stockage d'énergie dans la végétation et dans le sol au-dessus des plaquettes de mesure du flux conductif, S , devant les autres termes (e.g. [Enrique et al., 1999](#)).
- La méthode du rapport de Bowen est la plus largement utilisée (e.g. [Er-Raki et al., 2008](#) ; [Blyth et al., 2010](#) ; [Zheng et al., 2014](#)). Celle-ci consiste à supposer que le rapport entre H et LE est bien mesuré par le système d'eddy covariance et que l'on peut alors ajuster les flux en répartissant l'énergie résiduelle dans les proportions imposées par ce rapport ([Barr et al., 1994](#); [Yang et al., 2011](#)), c'est-à-dire :

$$H_{adj} = H + \text{residu} \times \frac{H}{H + LE} \quad (4.1)$$

4.2. Données de validation

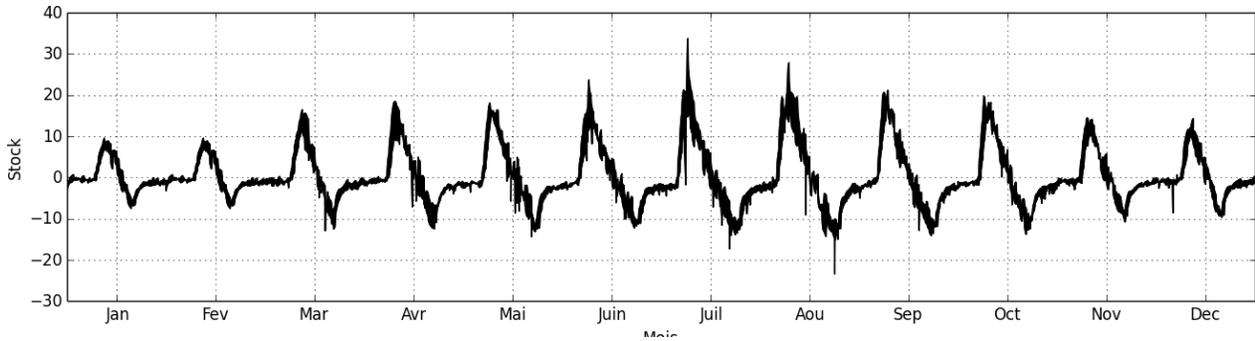


Figure 4.2: Enveloppe des cycles diurnes moyens mensuels du flux de stockage d'énergie dans la végétation pour les quatre sites, simulés par ISBA.

$$LE_{adj} = LE + \text{residu} \times \frac{LE}{H + LE} \quad (4.2)$$

avec

$$\text{residu} = R_n - G - S - H - LE \quad (4.3)$$

avec H_{adj} et LE_{adj} (W m^{-2}), le flux de chaleur sensible ajusté et le flux de chaleur latente ajusté, respectivement.

- Une autre méthode, plus récente, décrite par [Charuchittipan et al. \(2014\)](#) est proche de la méthode du rapport de Bowen mais attribue le résidu d'énergie en fonction du rapport entre flux sensible et flottabilité. Cette méthode a tendance à attribuer une plus grande part du résidu au flux sensible.

Pour cette étude, nous utiliserons la méthode du rapport de Bowen, supposée être la plus appropriée aujourd'hui ([Twine et al., 2000](#)). Le flux de stockage d'énergie dans la canopée n'est en général pas disponible et bien qu'il soit très inférieur à R_{net} , il a été montré qu'il n'était pas négligeable dans certaines forêts ([Oliphant et al., 2004](#)). Pour résoudre ce problème, le stockage simulé par le modèle (figure 4.2) est utilisé pour le calcul de l'énergie résiduelle (comme dans [Blyth et al., 2010](#)). Des tests réalisés en négligeant ce terme devant les autres ont cependant montré que les résultats étaient très peu influencés par la prise en compte de ce terme concernant les sites de l'étude.

La figure 4.3 montre les correspondances entre énergie disponible ($R_n - G$) et somme des flux turbulents pour chaque heure et pour chacun des sites, ainsi que la valeur de la fermeture annuelle. Pour le Bray et Fontblanche, la fermeture est très bonne, par contre pour Puéchabon et Barbeau, elle est inférieure à 80 % et montre donc un défaut important de la fermeture du bilan issu des mesures.

La fermeture du bilan énergétique par la méthode de Bowen est appliquée à chacun des sites. Pour limiter les problèmes numériques liés à la division par la somme des flux turbulents (Eq. 4.1 et 4.2), on commence par moyenner les mesures de façon à passer d'un pas de temps semi-horaire à horaire. Cette première étape est réalisée pour lisser les données. Un filtre est ensuite mis en place pour retirer les

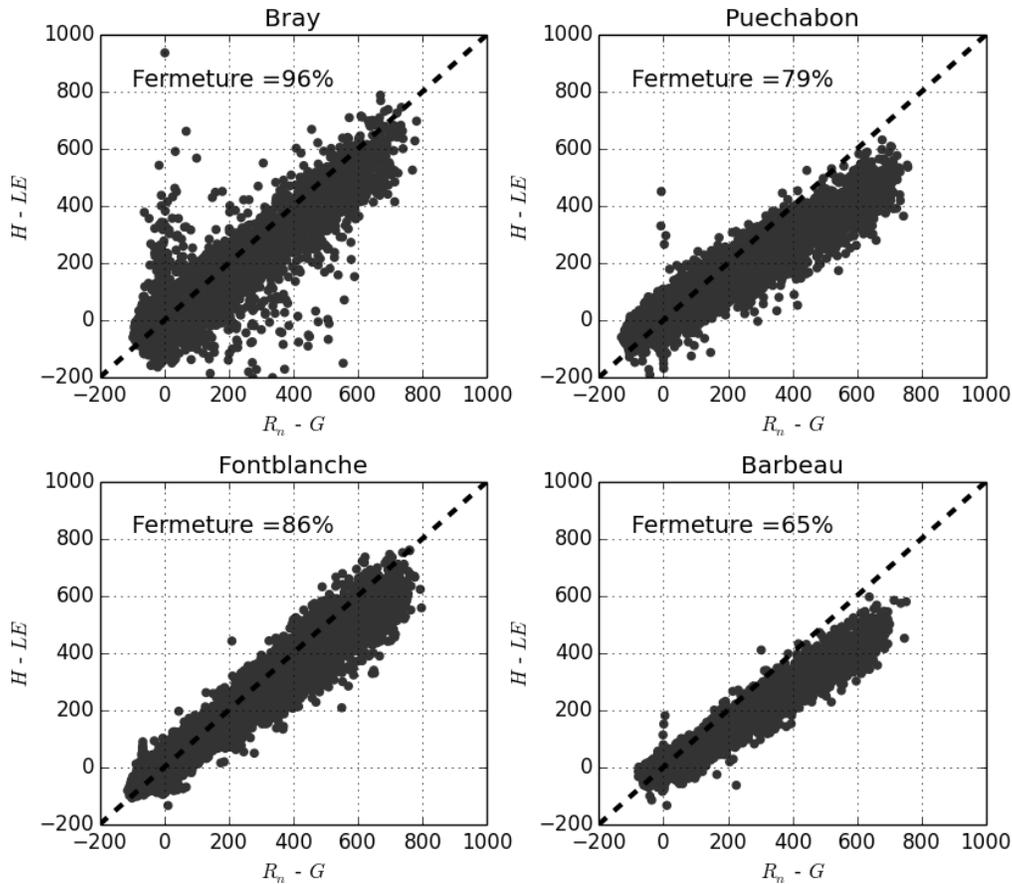


Figure 4.3: Scatterogramme de l'énergie disponible ($R_{net} - G$) contre la somme des flux turbulents ($H + LE$) pour chaque site de l'étude. On indique dans les graphiques le pourcentage de fermeture du bilan d'énergie défini comme le rapport moyen annuel entre la somme des flux turbulents et l'énergie disponible.

valeurs telles que: $Abs(H + LE) < 5 \text{ W m}^{-2}$. Dans la suite, on montrera à la fois les mesures de flux H et LE brutes ainsi que les ajustements.

4.3 Simulations

Chaque simulation est réalisée en utilisant le schéma multi-couches de sol (section 3.2.2, Decharme et al., 2011). Le schéma de transfert radiatif multi-couches dans la végétation, CANOPOUS, (Carrer et al., 2013) a été incorporé à MEB pour déterminer le partitionnement d'énergie solaire incidente entre la canopée et le sol. Ce modèle utilise les propriétés de structure de la canopée, les propriétés spectrales des feuilles ainsi que les albédos du sol et de la végétation pour deux bandes spectrales différentes (visible et proche infra rouge). Rappelons cependant que ce modèle est utilisé dans toutes les simulations pour le calcul de la résistance stomatique au sein du modèle A-gs (Calvet et al., 1998), section 3.2.2, qui simule la photosynthèse et ainsi la résistance stomatique en réponse à la concentration de CO₂ atmosphérique. Les paramètres des modèles A-gs et CANOPOUS, dépendent du couvert (Table 3.1).

4.3. Simulations

Table 4.2: *Tableau des différentes simulations réalisées pour chacun des quatre sites forestiers.*

| Nom | Description |
|------|---|
| ISBA | Simulation par défaut sans activation de MEB |
| MEB | Simulation en activant le module de canopée explicite |
| MEBL | Simulation en activant le module de canopée explicite et la paramétrisation de la litière explicite |

Trois simulations ont été réalisées pour chaque site afin d'évaluer l'impact des nouvelles options du modèle sur les flux turbulents, de conduction dans le sol, les températures et humidités du sol. Celles-ci sont répertoriées dans le tableau 4.2. Le modèle de référence, c'est-à-dire sans l'activation des nouvelles options sera appelé ISBA par la suite, la simulation réalisée avec l'activation de l'option de canopée explicite uniquement sera appelée MEB et enfin la simulation utilisant les deux nouvelles options, à savoir canopée et litière explicite, sera appelée MEBL.

Le but de cette première série de simulations est d'évaluer l'impact des nouvelles options développées sur le partitionnement de l'énergie et de l'eau atteignant la surface considérée. Nous souhaitons donc obtenir une description la plus précise possible de chacun des sites étudiés et en particulier des paramètres du modèle qui les représente. C'est pourquoi nous imposons lorsqu'ils sont connus, certains paramètres en remplacement de ce qui est fourni au modèle de manière automatique par les bases de données des paramètres de surface et de sol ECOCLIMAP et HWSO respectivement. Ce travail ne peut évidemment être réalisé qu'à l'échelle du site grâce aux contacts que nous avons établis avec les équipes responsables de chaque site. Les fonctions de pédotransfert de [Clapp and Hornberger \(1978\)](#), utilisant les propriétés de texture des sols sont utilisées pour le calcul de la conductivité hydraulique à saturation, le coefficient b représentant la courbe de rétention d'eau ainsi que le potentiel matriciel à saturation. Par contre, les contenus en eau au point de flétrissement, à la capacité au champ et à la saturation sont imposés directement au modèle à l'aide des observations in situ de contenus en eau du sol et des recommandations faites par les responsables de chaque site (Tableau 4.3).

Le contenu en matière organique dans le sol (SOC pour *soil organic content*) est lui aussi pris en compte et impacte les propriétés thermiques et hydrologiques du sol comme décrit dans [Decharme et al. \(2016\)](#), les données étant issues de la base de données HWSO ([Nachtergaele and Batjes \(2012\)](#)). Enfin les valeurs de LAI, hauteur de végétation, type de couvert, profondeur de sol et profondeur racinaire ont été fournis par les PI's (*principal investigator*) et sont indiquées dans le tableau 4.3. L'épaisseur de la litière, qui est un paramètre clef du modèle, varie en espace et en temps, ce qui en fait un paramètre compliqué à déterminer. Dans cette étude, on suppose que ce paramètre reste constant en temps. Les valeurs issues de la littérature (Tableau 3.5) indique des variations entre 1 et 10 cm et pour chacun des sites, l'épaisseur a été estimée par les responsables de site, les valeurs sont indiquées dans le tableau 4.3. Des tests de sensibilité sur ce paramètres seront effectués par la suite. Le site du Bray est influencé par une nappe phréatique. Des mesures de profondeur de la nappe ont été réalisées et une paramétrisation simple de la nappe a été ajoutée consistant un fort terme de relaxation vers la saturation pour les couches de sol

Table 4.3: Principaux paramètres du modèle. Littérature signifie que les données viennent d'articles référencés dans le texte, estimé signifie que l'on se base sur les recommandations des PI's et des observations

| Site | Barbeau | Puechabon | Bray | Fontblanche | Source |
|-------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Sol | | | | | |
| Sable (%) | 41 | 14 | 98 | 40 | littérature |
| Argile (%) | 39 | 40 | 2 | 30 | littérature |
| W_{sat} ($m^3 m^{-3}$) | 0.36 - 0.48 | 0.06 | 0.42 - 0.42 | 0.35 | estimé |
| W_{fc} ($m^3 m^{-3}$) | 0.15 - 0.35 | 0.046 | 0.17 - 0.16 | 0.17 | estimé |
| W_{wilt} ($m^3 m^{-3}$) | 0.05 | 0.018 | 0.04 - 0.03 | 0.02 | estimé |
| SOC 0-0.3 m ($kg m^{-2}$) | 5 | 5 | 4.8 | 4.5 | HWSD |
| SOC 0.7-1.0 m ($kg m^{-2}$) | 4 | 5.5 | 9 | 4 | HWSD |
| Profondeur racinaire (m) | 1.2 | 5.0 | 0.8 | 4.5 | littérature |
| Albédo sol (vis / nir) | 0.03 / 0.13 | 0.05 / 0.2 | 0.1 / 0.18 | 0.05 / 0.15 | estimé |
| Paramètres végétation | | | | | |
| LAI ($m^2 m^{-2}$) | 0.5 - 6.0 | 2.4 | 2.0-4.0 | 2.7 | littérature |
| Hauteur (m) | 27 | 5.5 | 18 | 13.5 | littérature |
| Végétation albédo (vis / nir) | 0.05 / 0.20 | 0.05 / 0.19 | 0.04 / 0.17 | 0.03 / 0.14 | estimé |
| Fraction de végétation | 0.95 | 0.99 | 0.95 | 0.95 | SURFEX |
| Litière | | | | | |
| Épaisseur (cm) | 3 | 1 | 5 | 2 | estimé |

situées sous la nappe. Ainsi les humidités de sol dans la zone saturée sont très proches des observations et le sol situé au dessus de la nappe voit son contenu en eau évoluer librement.

Pour chacun des sites, les flux turbulents simulés sont comparés aux observations directes et aux observations ajustées et puisque l'on considère que la fermeture du bilan d'énergie doit être réalisée pour une évaluation propre, les scores statistiques sont calculés avec les observations ajustées.

4.4 Résultats

4.4.1 Bilan radiatif

Avant de commencer l'analyse du bilan radiatif, notons que les albédos ont été calculés spécifiquement pour chacun des sites en se basant sur les données de rayonnement. Ceci permet de bien modéliser le rayonnement solaire sortant et de limiter les incertitudes sur le calcul du rayonnement net. De plus, les paramètres du transfert radiatif décrivant le recouvrement des feuilles et influençant ainsi la quantité de rayonnement traversant la canopée ont été modifiés de façon à fermer la canopée et ainsi de représenter le plus fidèlement les données disponibles sur les deux sites de Puéchabon et Barbeau.

4.4. Résultats

Cette spécification des paramètres a été réalisée puisque le but de cette première étude est, concernant le bilan d'énergie, d'évaluer l'impact des nouvelles options développées dans le modèle sur le partitionnement de l'énergie entre les flux turbulents et le flux de conduction dans le sol. Nous avons donc souhaité, pour étudier au mieux cet impact, nous assurer que le calcul par le modèle du rayonnement net ne constitue qu'une source d'erreur minimale. Étant donné la vocation du modèle à être utilisé de manière spatialisée, nous le testerons aussi "à l'aveugle" dans le chapitre suivant.

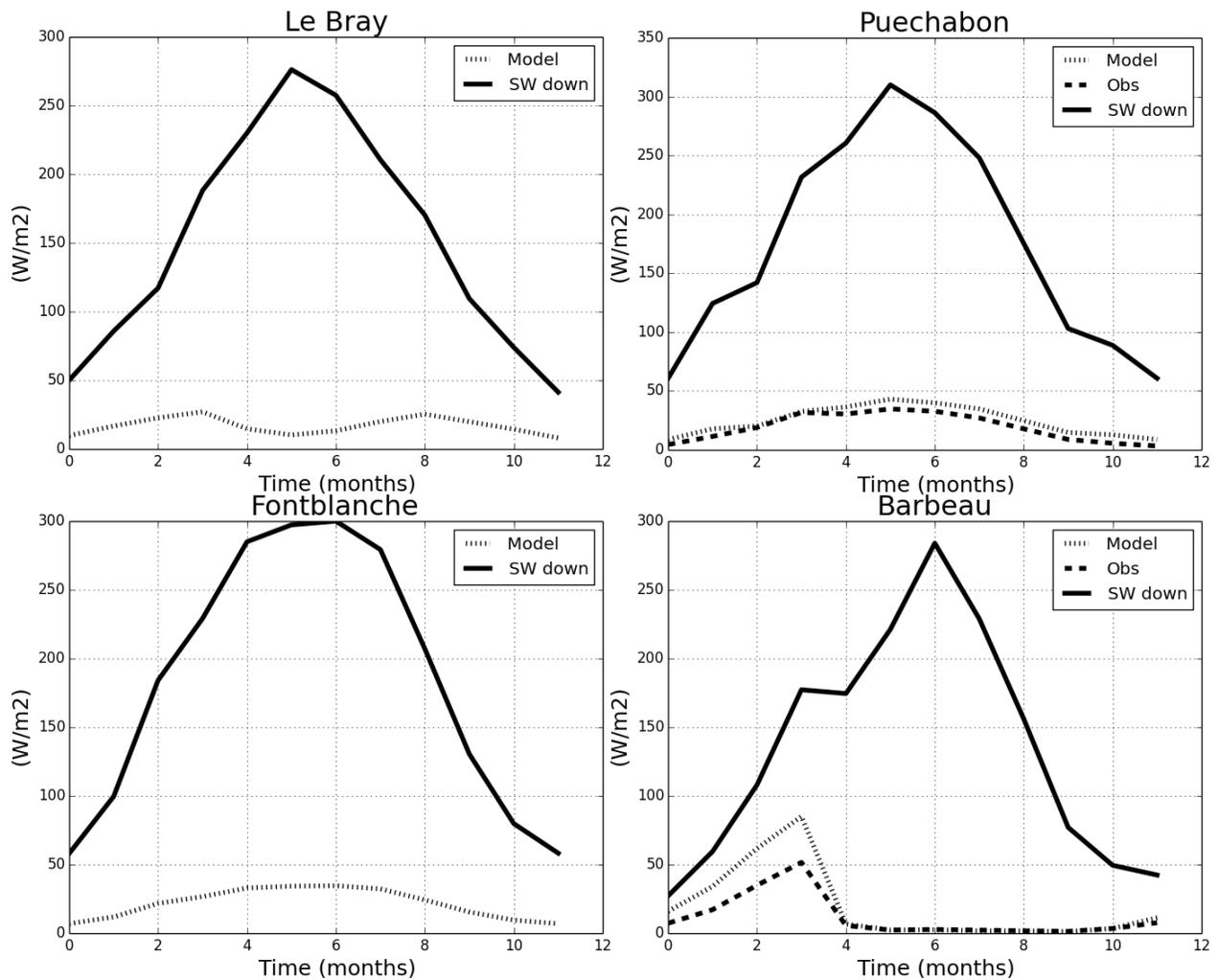


Figure 4.4: Énergie transmise à travers la canopée pour les deux sites Puéchabon (en haut) et Barbeau (en bas). La courbe en trait plein représente la valeur moyenne de rayonnement incident par mois ($SW \downarrow$), celle en trait tireté épais l'énergie qui passe à travers la canopée et celle en trait tireté fin, l'énergie passant à travers la canopée estimée par le modèle. On considère que le PAR constitue 48 % du rayonnement total pour faire la conversion, valeur bien répandue aux moyennes latitudes (Carrer et al., 2013).

Le rayonnement net est séparé en ses deux composantes, flux infra-rouge net LW_{net} et flux solaire net SW_{net} . Le SW_{net} est pour les deux simulations MEB, calculé par le schéma de transfert radiatif multicouches (Carrer et al., 2013). Pour la simulation ISBA, il est calculé à l'aide d'une pondération entre les albédos du sol et ceux de la végétation en prenant une fraction de végétation fixe variant de 0.95 à 0.99 selon les types de couverts forestiers. Dans les deux cas, le calcul mène à des très proches et de bonne qualité au regard des observations, pour l'ensemble des sites avec des RMSE ne dépassant pas les 10 W m^{-2} quels que soient les modèles et sites. Les biais annuels (AE pour *average error*) sont eux, inférieurs à 8 W m^{-2} en valeur absolue (Tableau 4.4).

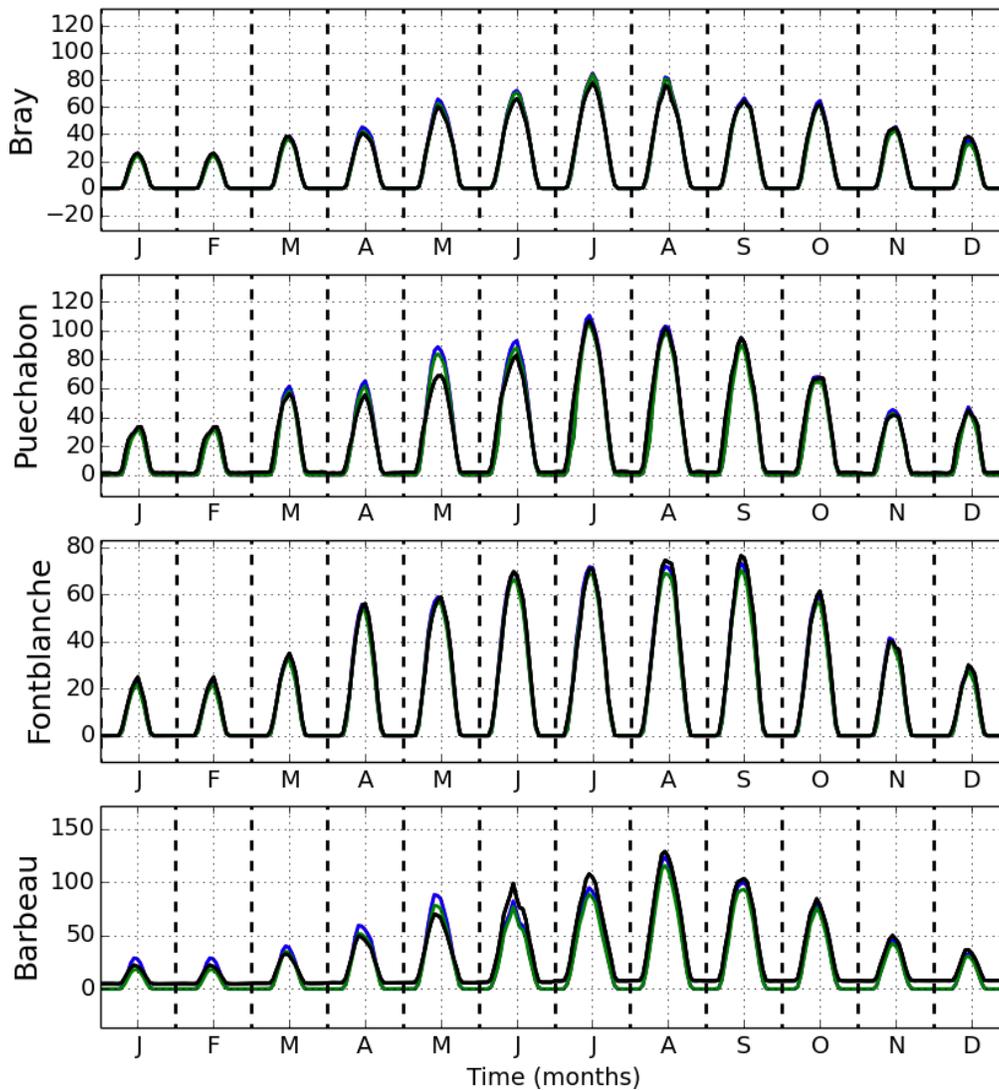


Figure 4.5: Cycles diurnes moyens par mois pour chacun des quatre sites pour le flux solaire réfléchi $SW \uparrow$. MEBL est en rouge, MEB en bleu et ISBA en vert. Les observations sont en noir. Les résultats sont tellement proches entre les différentes simulations et les observations que l'on ne distingue peu les courbes.

4.4. Résultats

Le modèle de transfert radiatif calcule aussi l'énergie transmise à travers la canopée dans le cas des simulations MEB et MEBL et l'on peut comparer cette énergie diagnostiquée avec les mesures de *PAR* (photosynthetically active radiation) sous la canopée, disponibles sur les sites de Puéchabon et de Barbeau. Les résultats sont montrés sur la figure 4.4. A Puéchabon, on constate que le modèle mène à de très bons résultats, les résultats obtenus à Barbeau sont eux aussi satisfaisants, malgré une surestimation constatée en début d'année lorsque le LAI est encore très faible (fig. 4.11). Ce site soulève la problématique de ce que l'on peut appeler le WAI (*Wood Area Index*), c'est-à-dire l'équivalent du LAI mais pour les troncs et branches qui, même s'ils ne transpirent pas, participent à l'occupation de l'espace. Ainsi ils influent sur la quantité d'énergie reçue par la végétation et donc, reçue par le sol, en particulier lorsque l'angle zénithal est élevé. Pour le site de Barbeau, celui-ci est estimé entre 0.4 et 0.8 m² m⁻² (communication personnelle) or le LAI considéré à cette période est de 0.5 uniquement, ce qui explique certainement cette erreur. D'ailleurs, une simulation a été réalisée en ajoutant au LAI une valeur de 0.5 point, uniquement pour le schéma de transfert radiatif, et a pu montrer que l'on corrigeait ainsi assez nettement l'erreur.

Concernant le rayonnement infrarouge net, LW_{net} , celui-ci dépend des contributions du sol, de la végétation et de la neige. Dans le cas des simulations MEB et MEBL, nous allons le voir en détail par la suite, mais l'un des effets les plus marquant est de réduire l'amplitude diurne du flux de chaleur conductif dans le sol. On a donc plus d'énergie disponible pour les flux turbulents et radiatifs ($LW \uparrow$ uniquement car le $SW \uparrow$ ne dépend que de la description de la surface). Cependant, comme le coefficient de rapport des rugosités a été modifié à 1 lors de l'utilisation de MEB (tableau 3.6), la rugosité pour les flux turbulents est augmenté, ce qui augmente particulièrement l'amplitude du flux de chaleur sensible (et nous verrons plus tard pourquoi) et fait diminuer l'amplitude de LW_{net} . In fine, ce flux ne change qu'assez peu à travers les différentes simulations (fig. 4.6) et les erreurs (RMSE) sont au maximum de 10 W m⁻² quels que soient les simulations ou sites, ce qui est relativement faible. On remarque toutes fois sur la figure 4.6 une amélioration en faveur des simulations MEB. Cette amélioration n'est donc pas réellement attribuée aux nouveaux développements physiques, mais plutôt au choix du rapport des rugosités, qui s'il était aussi abaissé pour la simulation ISBA, permettrait des résultats légèrement meilleurs pour le calcul du $LW \uparrow$

Le rayonnement net est donc pour l'ensemble des simulations, très similaire et très proche des observations, comme l'illustre la figure ?? qui représente pour chaque mois de l'année un cycle diurne moyen pour chaque simulation. Les résultats sont tellement proches que l'on distingue à peine les différentes courbes. Cela permet maintenant de s'intéresser légitimement à l'influence des modèles sur le partitionnement de cette énergie entre chaleur latente, sensible et infiltration dans le sol.

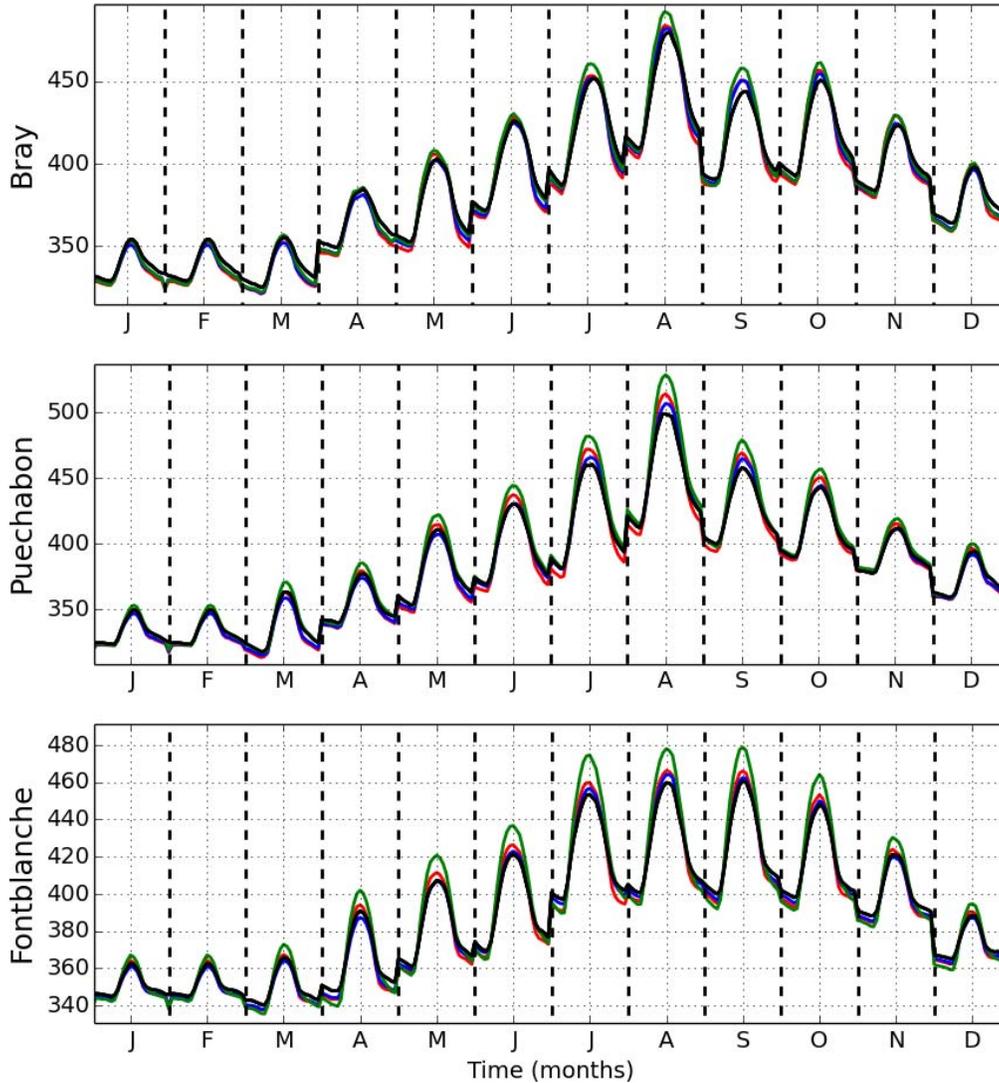


Figure 4.6: Cycles diurnes moyens par mois pour les trois sites : Le Bray, Puechabon et Fontblanche, pour le flux radiatif montant $LW \uparrow$. MEBL est en rouge, MEB en bleu et ISBA en vert. Les observations sont en noir. Les résultats sont tellement proches entre les différentes simulations et les observations que l'on ne distingue plus les courbes.

4.4.2 Flux latent

De manière générale, les simulations du flux LE sont assez proches des observations pour l'ensemble des quatre sites modélisés comme l'illustre les figures 4.7, 4.8, 4.9, 4.10 qui montrent pour les flux H , LE et G les cycles diurnes moyens mensuels ou composites mensuels pour les trois simulations, les mesures directes et les mesures ajustées. L'évapotranspiration de chacune des forêts est principalement issue de la transpiration de la canopée comme le montre la figure 4.13. Celle-ci étant fortement déterminée par la quantité d'eau disponible dans la zone racinaire déterminée par la modélisation et les caractéristiques

4.4. Résultats

Table 4.4: Erreur quadratique moyenne, RMSE, coefficient de corrélation carré, R^2 , biais, AE, calculés pour chacun des flux disponibles pour chacune des trois simulations

| Site | Flux | MEBL | | | MEB | | | ISBA | | |
|-------------|------|------|-------|-------|------|-------|------|------|-------|-------|
| | | RMSE | R^2 | AE | RMSE | R^2 | AE | RMSE | R^2 | AE |
| Bray | SW ↑ | 2.8 | 0.99 | 0.1 | 2.8 | 0.99 | 0.1 | 2.9 | 0.99 | -0.5 |
| | LW ↑ | 6.6 | 0.98 | -2.9 | 5.6 | 0.99 | -2.9 | 5.9 | 0.98 | -0.5 |
| | H | 57.2 | 0.8 | -3.4 | 58.7 | 0.79 | -4.5 | 71.1 | 0.74 | -10.7 |
| | LE | 64.5 | 0.53 | 8.5 | 64.8 | 0.49 | 8.2 | 63.2 | 0.55 | 10.1 |
| | G | 8.5 | 0.8 | -2.1 | 12.8 | 0.67 | -2.2 | 25.7 | 0.49 | -2.0 |
| Puechabon | SW ↑ | 6.4 | 0.97 | -1.3 | 6.4 | 0.97 | -1.3 | 6.4 | 0.97 | -2.5 |
| | LW ↑ | 7.2 | 0.98 | -0.9 | 5.8 | 0.99 | -1.3 | 9.3 | 0.98 | 4.2 |
| | H | 43.7 | 0.95 | 4.1 | 46.4 | 0.95 | 2.7 | 72.3 | 0.87 | -2.2 |
| | LE | 37.3 | 0.66 | -5.5 | 38.6 | 0.62 | -4.1 | 41.3 | 0.58 | -7.3 |
| | G | 15.8 | 0.81 | 0.8 | 29.2 | 0.78 | 0.5 | 56.9 | 0.48 | 1.4 |
| Fontblanche | SW ↑ | 2.6 | 0.99 | -0.4 | 2.6 | 0.99 | -0.4 | 3.1 | 0.99 | -1.1 |
| | LW ↑ | 5.5 | 0.98 | -1.0 | 4.2 | 0.99 | -1.3 | 9.2 | 0.97 | 1.7 |
| | H | 36.3 | 0.97 | 8.5 | 38.8 | 0.96 | 7.3 | 60.2 | 0.93 | 6.5 |
| | LE | 39.5 | 0.54 | -11.3 | 42.1 | 0.47 | -9.8 | 40.6 | 0.53 | -12.8 |
| | G | 10.3 | 0.7 | 1.01 | 19.7 | 0.64 | 0.8 | 50.8 | 0.37 | 1.5 |
| Barbeau | SW ↑ | 8.7 | 0.96 | -5.9 | 8.7 | 0.96 | -5.9 | 9.4 | 0.97 | -7.6 |
| | LW ↑ | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| | H | 54.1 | 0.8 | 23.1 | 63.8 | 0.67 | 15.9 | 51.1 | 0.8 | 17.2 |
| | LE | 53.4 | 0.76 | -15.1 | 59.6 | 0.66 | -7.3 | 48.6 | 0.78 | -10.2 |
| | G | 9.6 | 0.75 | -3.2 | 22.0 | 0.55 | -3.3 | 42.4 | 0.36 | -2.8 |

du sol ainsi que la paramétrisation de la résistance stomatique. Ces deux formulations sont les mêmes pour l'ensemble des simulations ce qui explique le peu de différences observées. On note cependant une sous-estimation annuelle de ce flux pour les sites de Puéchabon, de Fontblanche et de Barbeau quelle que soit la simulation réalisée. Celle-ci est relativement modérée sauf à Barbeau où elle atteint 35 % pour la simulation MEBL, nous reviendrons sur ce site particulier plus loin. Une des réponses possible à cette sous-estimation vient de la formulation de la résistance stomatique originellement développée pour les couverts de végétation basse tels que les champs (Calvet et al., 1998).

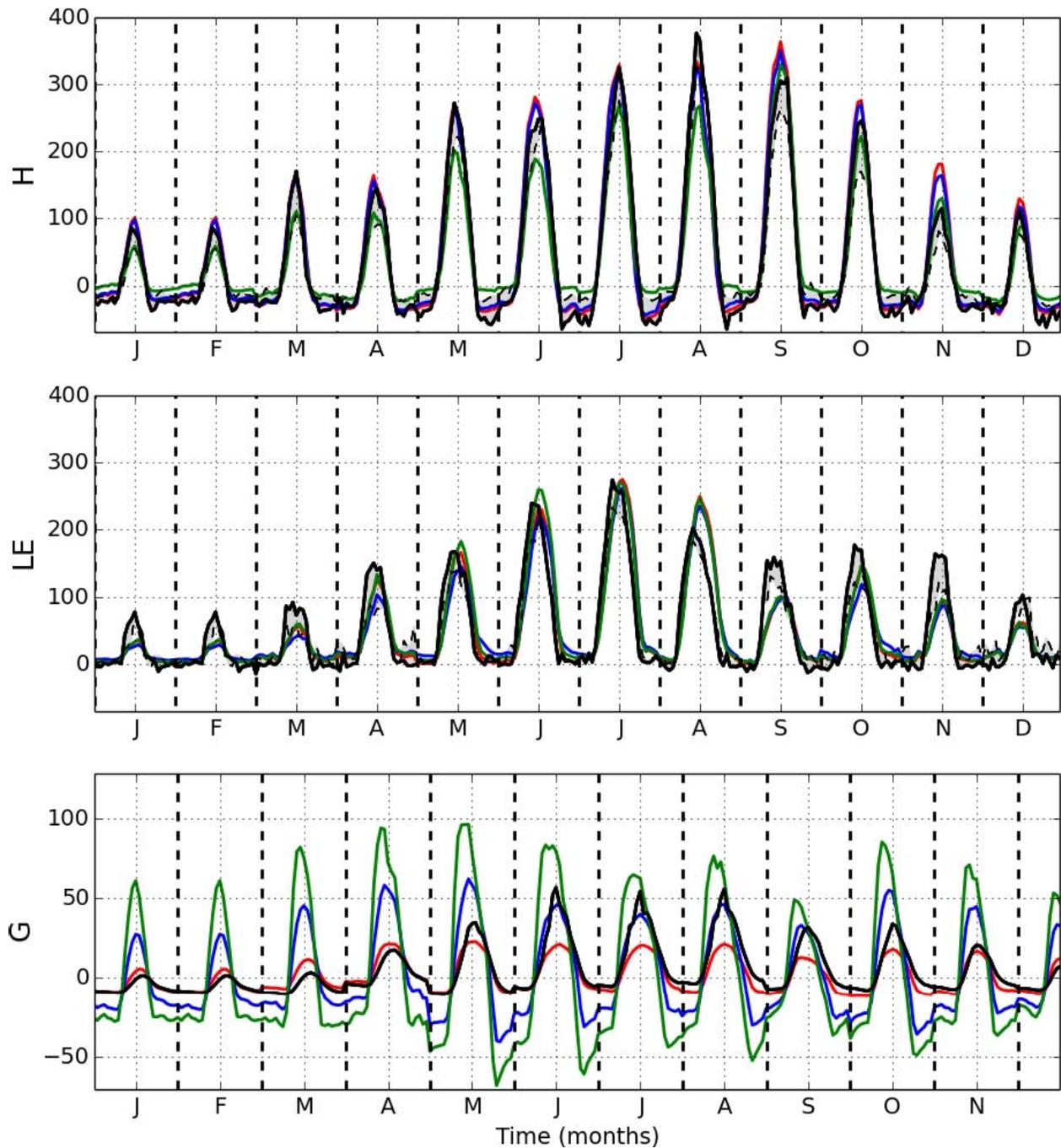


Figure 4.7: Cycles diurnes moyens par mois pour le site du Bray (2006) pour le flux H (haut), LE (milieu) et G (bas). MEBL est en rouge, MEB en bleu et ISBA en vert. Les observations sont en noir avec en traits tiretés les observations brutes et en traits pleins les observations ajustées. La surface entre ces deux courbes est grisée.

4.4. Résultats

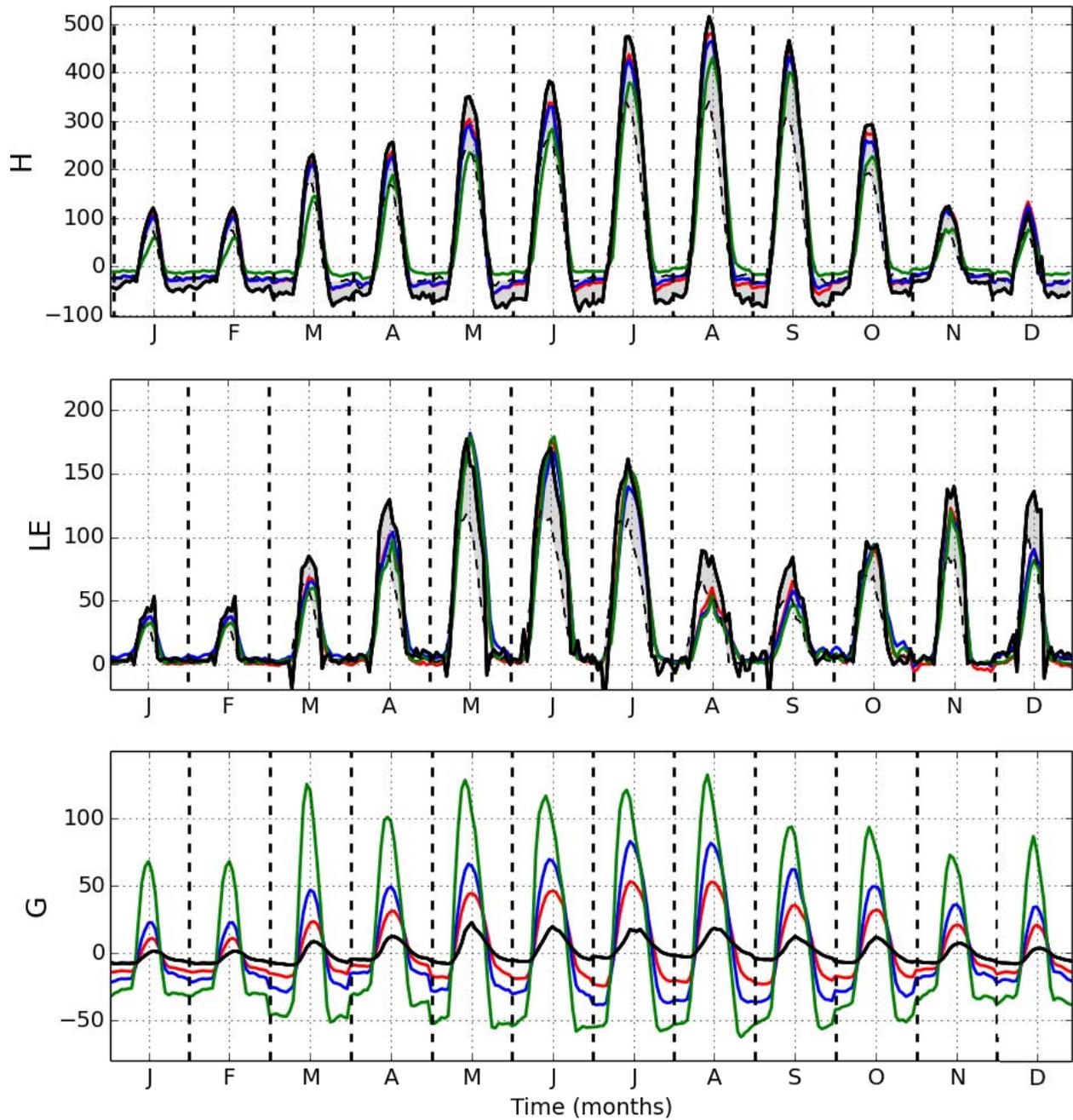


Figure 4.8: Cycles diurnes moyens par mois pour le site du Puéchabon (2006) pour le flux H (haut), LE (milieu) et G (bas). MEBL est en rouge, MEB en bleu et ISBA en vert. Les observations sont en noir avec en traits tirés les observations brutes et en traits pleins les observations ajustées. La surface entre ces deux courbes est grisée.

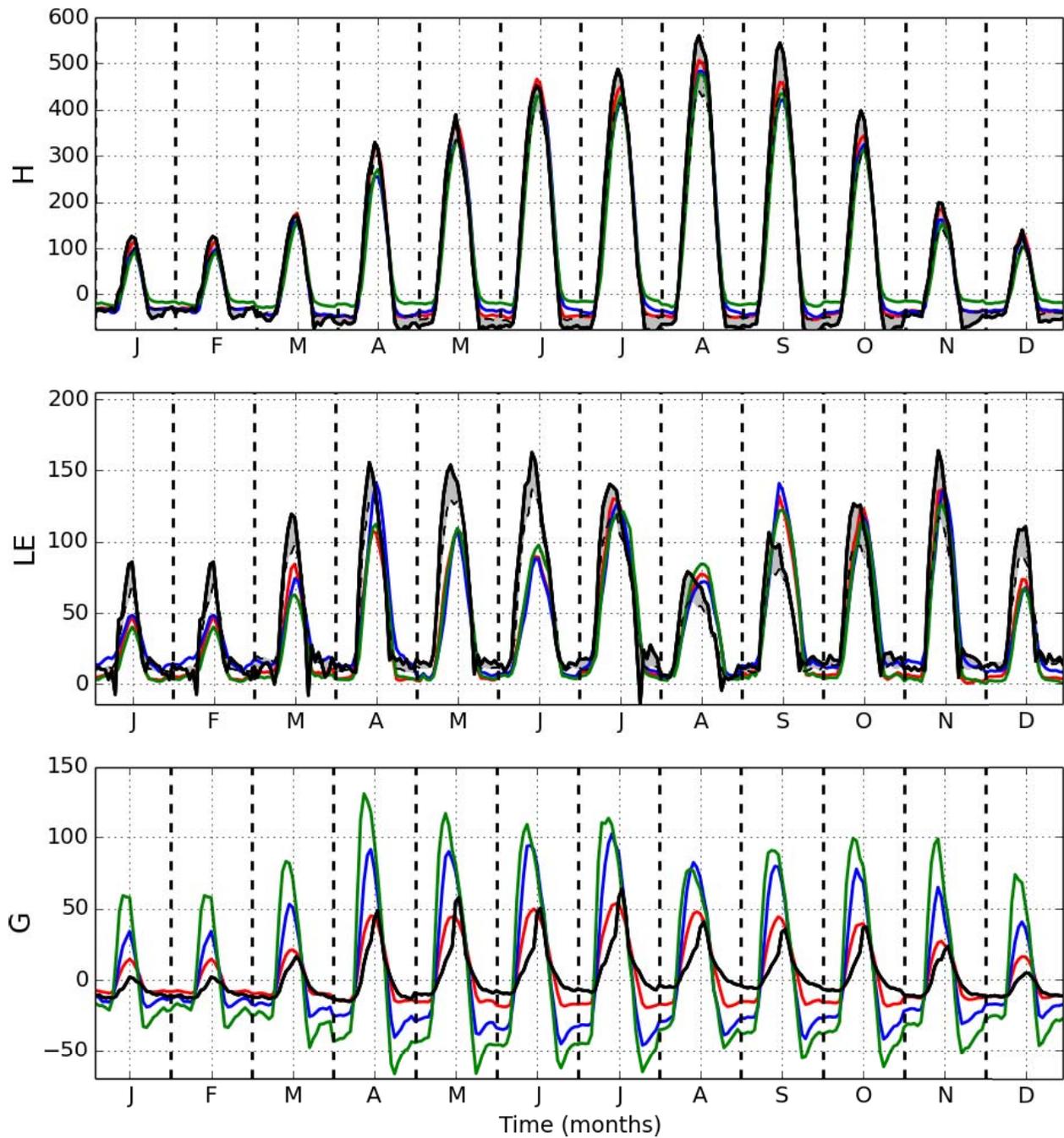


Figure 4.9: Cycles diurnes moyens par mois pour le site du Fontblanche (2014) pour le flux H (haut), LE (milieu) et G (bas). MEBL est en rouge, MEB en bleu et ISBA en vert. Les observations sont en noir avec en traits tirés les observations brutes et en traits pleins les observations ajustées. La surface entre ces deux courbes est grisée.

4.4. Résultats

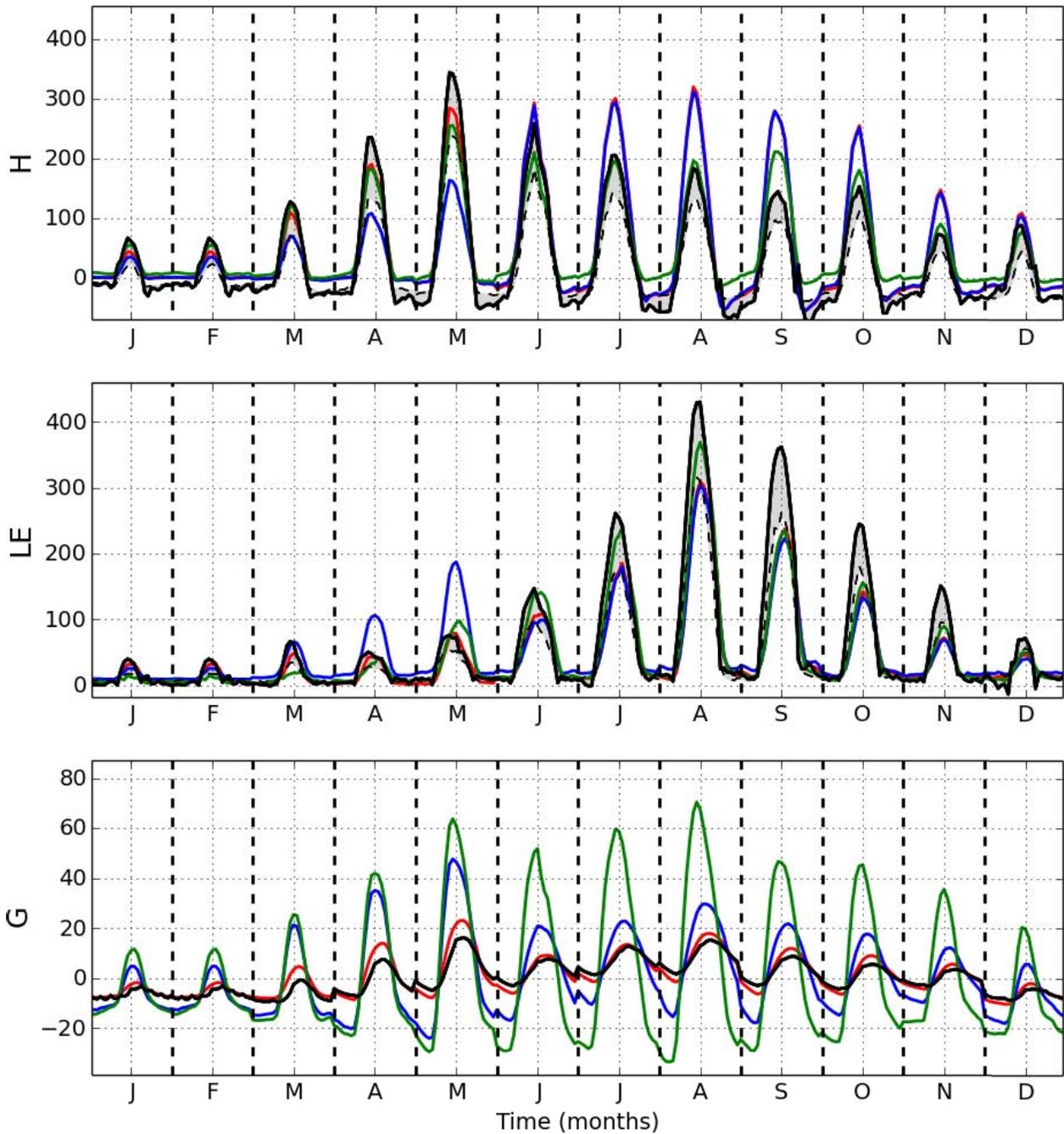


Figure 4.10: Cycles diurnes moyens par mois pour le site du Barbeau (2013) pour le flux H (haut), LE (milieu) et G (bas). MEBL est en rouge, MEB en bleu et ISBA en vert. Les observations sont en noir avec en traits tiretés les observations brutes et en traits pleins les observations ajustées. La surface entre ces deux courbes est grisée.

Joetzjer et al. (2015) ont d'ailleurs montré que la transpiration était sous-estimée d'environ 30 % sur un site de la forêt amazonienne avec la paramétrisation utilisée ici et que ce biais pouvait être corrigé

en utilisant des paramètres spécifiques au site pour la paramétrisation de la résistance stomatique, ainsi qu'en modifiant la fonction de réponse au stress hydrique. Cela dépasse évidemment le cadre de ce travail, mais le réajustement de certains paramètres du modèle A-gs pourrait faire l'objet d'un travail futur.

Nous allons maintenant regarder plus précisément l'impact des options sur chacune des forêts. Pour ce qui est des deux sites méditerranéens, Puéchabon et Fontblanche, la majeure partie du rayonnement net est converti en flux sensible comme le montrent les figures 4.8 et 4.9 sur lesquelles on notera que l'échelle est différente selon les flux. On obtient pour le flux latent un bon accord entre les simulations et les observations avec des RMSE dépassant à peine les 40 W m^{-2} (tableau 4.4), avec cependant un biais négatif (i.e. sous-estimation du modèle) en particulier à Fontblanche, quelle que soit la simulation.

La différence principale entre les simulations réside dans le partitionnement de LE entre ses différentes composantes : transpiration (LE_{TR}), évaporation depuis la canopée (LE_R), évaporation du sol (LE_G) et la sublimation de la neige (LE_S), inexistante dans notre étude. En particulier et pour ces deux sites méditerranéens, la simulation ISBA ne produit pas, ou très peu, d'évaporation du sol tout au long de l'année, contrairement à MEB qui évapore l'eau du sol superficiel en quantité significative (fig. 4.13). La simulation MEBL se retrouve entre les deux cas en limitant à son tour cette évaporation calculée par MEB de part le rôle isolant de la litière. Cette contribution du sol ne permet pas cependant d'améliorer sensiblement la simulation malgré des scores RMSE et R^2 légèrement meilleurs dans le cas de MEBL.

Au Bray, le site est plus humide, menant à un rapport de Bowen plus bas (fig. 4.7). Les LE simulés sont aussi relativement proches entre les différentes simulations avec toujours une tendance à la sous-estimation due en particulier aux périodes d'automne et d'hiver (fig. 4.13). Cependant on observe sur cette dernière figure une nette différence au printemps entre les simulations MEB et la simulation ISBA au niveau de l'évaporation du sol. ISBA simule en effet beaucoup plus de LE_G que MEB et MEBL. Des mesures d'évaporation du sol avaient été réalisées du 14 mars au 6 avril 1998 (Lamaud et al., 2001) et montraient une évaporation cumulée de 7.2 kg m^{-2} . Pour chacune des trois années disponibles (2006, 2007 et 2008), MEBL simule une évaporation cumulée depuis la litière de 6.5 kg m^{-2} en moyenne pendant cette période, avec peu de différences selon les années, alors qu'ISBA en évapore 16 kg m^{-2} soit plus de deux fois ce qui a été mesuré à des périodes équivalentes. Nous pointons ici un problème du au modèle ISBA. En effet, pour les couverts forestiers, ISBA considère une fraction de végétation indépendante du LAI, fixe, qui permet de traduire une fraction de sol nu pouvant évaporer et ainsi de déterminer LE_G . D'autre part, on utilise pour l'évaporation du sol la même longueur de rugosité que pour la transpiration en effectuant une moyenne logarithmique entre le sol et la végétation, pondérée par la fraction de végétation (Noilhan et al., 1995). On tend ainsi à avoir pour le sol nu une longueur de rugosité proche de celle de la végétation, estimée à 10% de la hauteur de la végétation, soit une rugosité dynamique de 2 m pour une forêt de 20 m que l'on applique à un sol dont la rugosité est de l'ordre de 1 cm. Ainsi, pour le sol, on

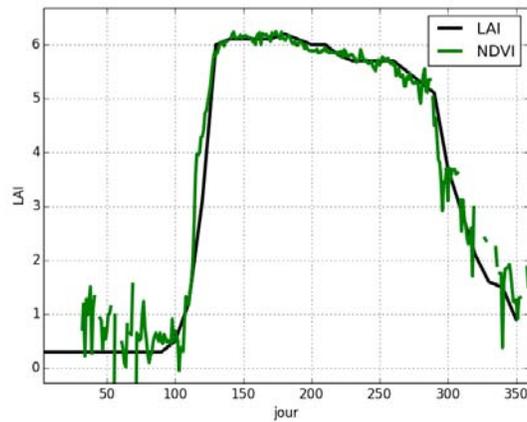


Figure 4.11: LAI à Barbeau estimé à l'aide des données de NDVI mesurées chaque jour de l'année 2013 normalisées avec les LAI minimum et maximum fournis par le PI sur le site.

observe une résistance aérodynamique plus faible dans le cas du schéma composite car elle est inversement proportionnelle à une fonction croissante de la longueur de rugosité dynamique, contrairement à MEB qui utilise la valeur de 1cm pour l'évaporation du sol. Ici, cette fraction de sol nu vaut 5 % (Tableau 4.3) et est responsable, alors que la canopée est assez dense ($LAI = 2.5 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$), à une évaporation du sol certainement surestimée.

Enfin, à Barbeau (fig. 4.10), les résultats sont plus complexes à cause du caractère caduc de la forêt. Le LAI du site a été estimé en utilisant les données de NDVI disponibles et les estimations des extrema de LAI données par le PI du site.

Tout d'abord, rappelons que c'est le site qui présente la fermeture du bilan d'énergie la moins bonne, les résultats doivent donc être évalués en connaissance de cause. Nous avons toutefois décidé de conserver ce site dans l'étude malgré cette faiblesse car il est le seul représentatif du type feuillu caduc, correspondant au couvert 4 du modèle (Tableau 3.1).

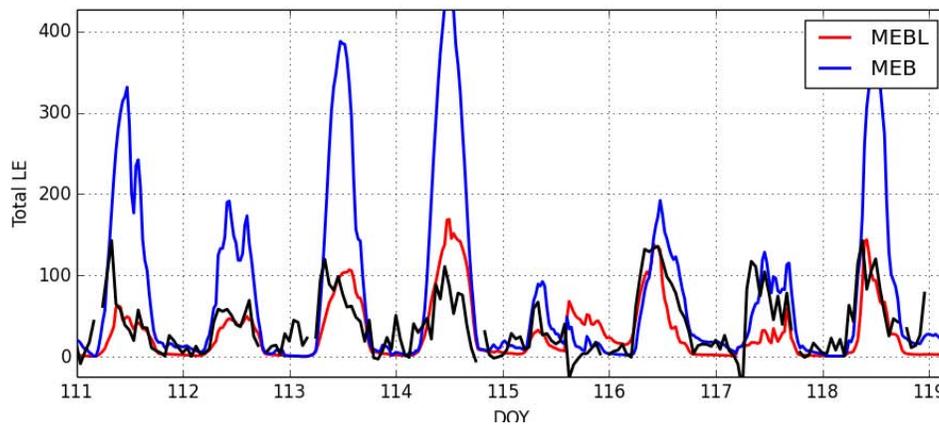


Figure 4.12: *LE total pour quelques jours d'avril 2013 à Barbeau, pendant lesquels le LAI est encore très faible, illustrant l'effet isolant de la litière. MEBL (rouge), MEB (bleu) et observations ajustées (noir)*

Or ce type de couvert forestier est le plus représenté en France, il nécessite donc d'être étudié. En particulier compte tenu du chapitre traitant la chaîne hydrométéorologique SIM simulant les débits des rivières françaises, il était capital de commencer à comprendre l'effet de MEB sur le partitionnement du cycle de l'eau. En hiver, le LAI est très bas et *LE* est dominé par l'évaporation du sol qui reste cependant assez faible. Au printemps, le rayonnement solaire augmente mais la végétation n'est pas encore complètement développée, la simulation MEB sur-estime alors fortement *LE* (fig. 4.10), largement dominée par l'évaporation du sol (fig. 4.13), contrairement à MEBL qui limite cette évaporation par la prise en compte de l'effet protecteur de la litière en se conformant assez bien aux observations comme le montre la figure 4.12.

En été, les ajustements faits pour fermer le bilan d'énergie peuvent atteindre 40 % supplémentaires et on peut légitimement se méfier des mesures, quelles soient ajustées ou non. Cependant, on peut tout de même dire que la simulation ISBA semble donner de meilleurs résultats en terme d'évapotranspiration totale. Par contre, en regardant de plus près le partitionnement (fig. 4.13), les simulations MEB ne diagnostiquent pas ou très peu d'évaporation du sol, contrairement à ISBA qui considère 24 % du flux total comme provenant du sol. Cette quantité semble fortement sur-estimée puisqu'à cette période de l'année, le LAI dépasse $5 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ et que très peu d'énergie atteint le sol comme le montre la figure 4.4. Par exemple, durant le mois de juillet, ISBA et MEBL évaporent respectivement 33.4 kg m^{-2} et 4.5 kg m^{-2} directement depuis le sol alors que le total de l'énergie atteignant le sol est équivalent à 8.1 kg m^{-2} (basé sur les mesures de *PAR* sous la canopée). On se retrouve dans un cas de figure similaire au site du Bray en obtenant de bons résultats d'évapotranspiration totale aux dépens d'un mauvais partitionnement de ce flux.

4.4. Résultats

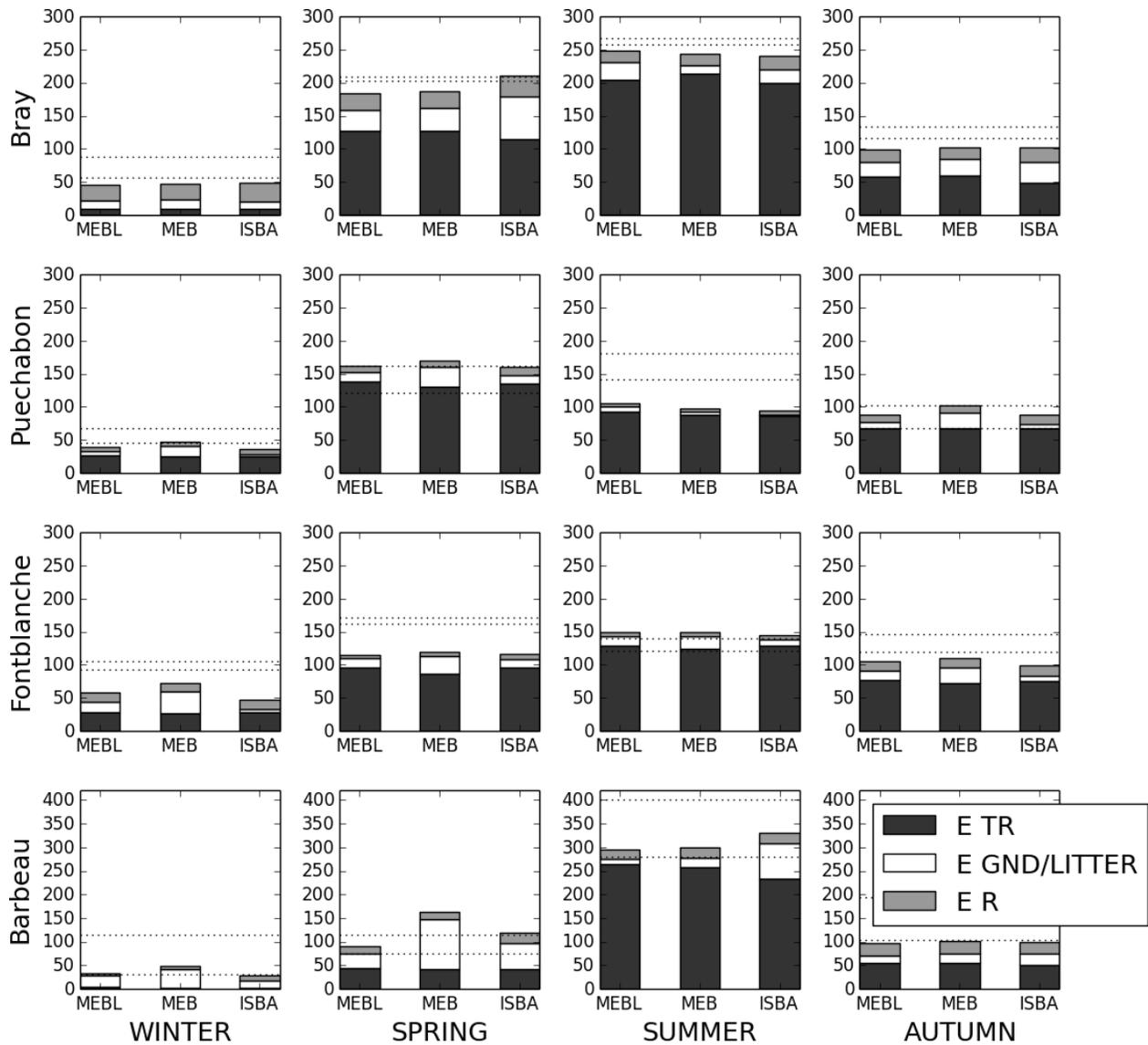


Figure 4.13: Partitionnement de l'énergie disponible par saison, pour les trois simulations et chacun des sites. La transpiration de la végétation est en noir (ETR), l'évaporation depuis le sol ou la litière est en blanc (EGND/ELITTER) et l'évaporation de l'eau interceptée par la canopée est en gris (ER). Les traits pointillés horizontaux représentent les observations directes et ajustées.

4.4.3 Flux sensible

A Puechabon et Fontblanche, les deux sites méditerranéens, H est en meilleur accord avec les observations pour la simulation MEB et encore meilleur avec MEBL, comme l'attestent les figures 4.8 et 4.10, avec un RMSE moyen de 64.9 W m^{-2} , 41.7 W m^{-2} et $39,2 \text{ W m}^{-2}$ pour ISBA, MEB et MEBL respectivement. Le R^2 est aussi augmenté avec des valeurs moyennes de 0.91, 0.95 et 0.96 pour ISBA, MEB and MEBL,

respectivement.

Pour ce qui est du site du Bray les résultats sont améliorés de manière sensiblement similaires avec un RMSE passant de 71.1 à 58.7 puis 57.2 W m^{-2} pour ISBA, MEB et MEBL respectivement. Pour ces trois sites, il apparaît clairement que l'augmentation de l'amplitude des cycles est en fait à l'origine de l'amélioration observée, le jour comme la nuit.

Avant d'analyser ces résultats, regardons le cas de Barbeau. Pour ce site, les résultats sur le flux sensible sont beaucoup plus mitigés. Ce flux est sous-estimé au printemps, en particulier par la simulation MEB, et fortement sur-estimé entre juin et novembre pour les deux simulations MEB menant à des scores dégradés, en particulier pour MEB. Les résultats sont la conséquence directe de ceux obtenus pour LE . La surestimation de LE , en particulier entre juin et octobre, pour les simulations MEB, accompagnée de la bonne simulation de l'énergie disponible ($R_{net} - G$), entraîne nécessairement, par fermeture du bilan d'énergie, la sous-estimation du flux H . En revanche, ISBA simule assez bien ce flux mais au détriment d'une forte sur-estimation du flux de chaleur dans le sol (prochaine section) ainsi que du flux d'évaporation du sol (section précédente).

Ainsi, plus de différences apparaissent au niveau du flux de chaleur sensible H entre les trois simulations, et en particulier entre les simulations MEB et la simulation de référence ISBA, en comparaison avec les résultats sur LE . La plupart de ces différences sont en faveur des simulations MEB et MEBL comme l'atteste le tableau 4.4. Trois processus en particulier sont les plus à même d'expliquer ces différences qui se traduisent principalement par une augmentation de l'amplitude diurne de H , puisque le flux LE est limité par la résistance stomatique et le contenu hydrique du sol :

- Pour les simulations MEB, la canopée intercepte une grande partie du rayonnement entrant dû aux feuilles, branches et troncs. Et même si cette canopée rayonne à son tour de l'énergie vers le sol, cette énergie rayonnée sommée au rayonnement solaire traversant la canopée reste inférieure à l'énergie retransmise directement par conduction au sol dans le cas de la simulation ISBA qui ne fait pas de différence entre la végétation et le sol pour la première couche.
- Le changement de longueur de rugosité (Tableau 3.6) à travers le changement du rapport de la rugosité dynamique sur la rugosité thermique impacte lui aussi les flux turbulents. L'augmentation de cette rugosité pour le calcul des flux turbulents augmente l'amplitude de H refroidissant la surface et réduit donc celle de la température de surface ou, comme déjà mentionné, l'amplitude du rayonnement infrarouge émis (section 4.4.1).
- D'autre part, la couche de litière limite la pénétration de chaleur dans le sol à cause de sa faible diffusivité thermique (rapport entre la conductivité et la capacité thermique) ce qui provoque une

4.4. Résultats

réduction du flux de chaleur dans le sol et augmente ainsi à son tour l'énergie disponible pour les flux turbulents.

Notons par ailleurs que le poids donné à chacune de ces deux explications dépend du partitionnement de l'énergie solaire entrante par le module de transfert radiatif. Dans le cas de cette étude, les paramètres du transfert radiatif ont été modifiés de façon à "fermer" la canopée, augmentant ainsi l'énergie interceptée par la végétation. Cela renforce ainsi le poids de la prise en compte de la canopée dans l'interprétation des résultats. Cependant, les observations de rayonnement transmis sous la canopée au site du Bray et à Fontblanche n'étaient pas disponibles ce qui crée une incertitude. Si l'on regarde les résultats obtenus dans le cas où on aurait gardé les paramètres par défauts du module de transfert radiatif avec l'activation du module MEB, on observe principalement deux impacts. La figure 4.14 illustre cela sur le site du Bray :

- Tout d'abord, l'ouverture de la canopée engendre une augmentation du rayonnement solaire transmis au sol et ainsi de l'amplitude du flux de conduction dans le sol.
- Ensuite, cette apport d'énergie au sol se transforme en source d'évaporation supplémentaire, en particulier au printemps lorsque le sol est assez humide.

Ces deux raisons font que l'ouverture de la canopée se traduit par une diminution de l'amplitude du flux de chaleur sensible. Dans le cas de l'activation du modèle de litière (simulation MEBL), le modèle est plus robuste sur ce point puisque, d'une part, le flux de conduction dans le sol est réduit par l'effet isolant, que l'on utilise les paramètres par défaut ou modifiés du module de transfert radiatif. D'autre part, l'évaporation du sol, à travers celle de la litière, est elle aussi plus robuste, puisque limitée par la quantité d'eau interceptée par ce réservoir.

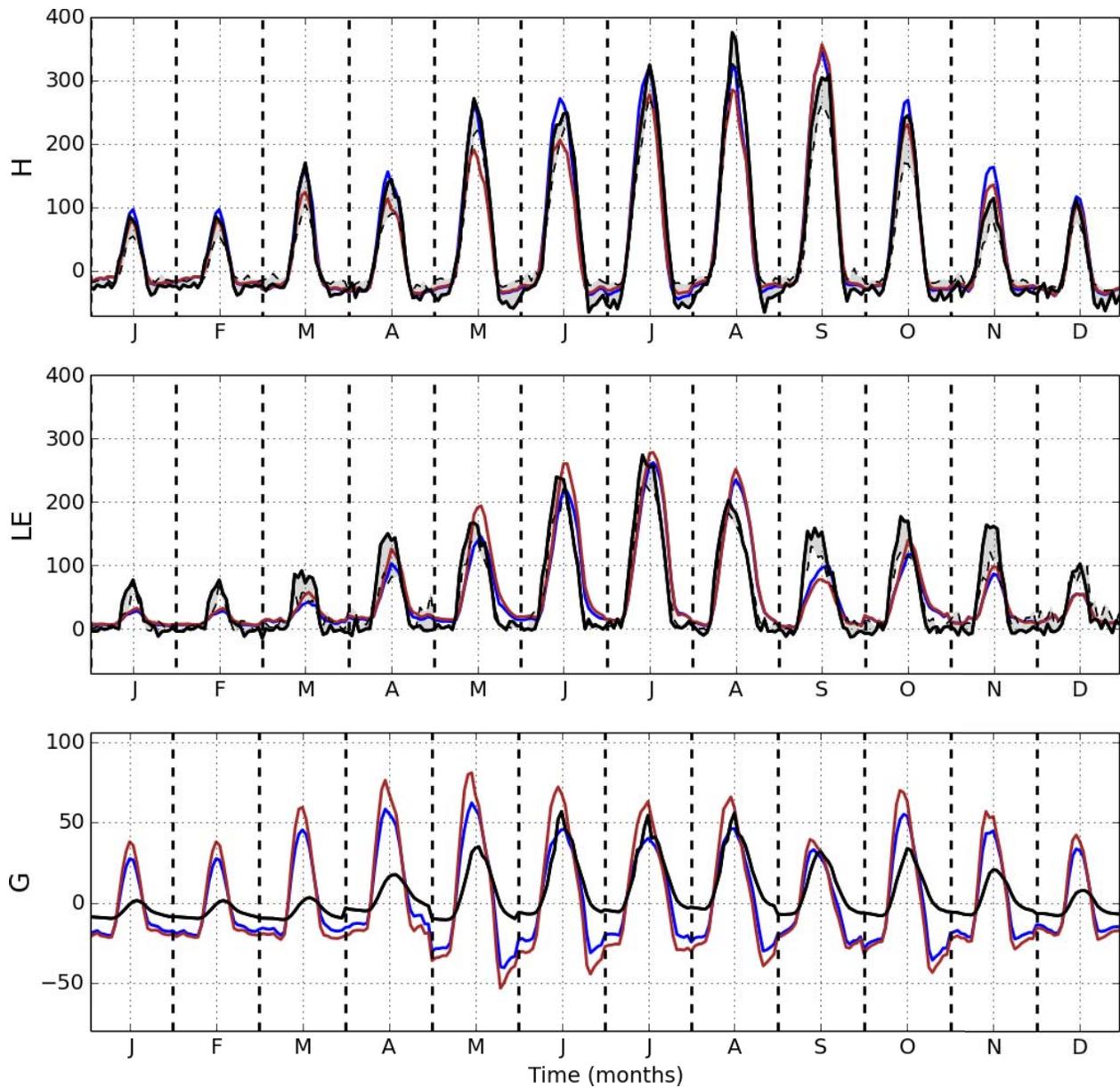


Figure 4.14: Sensibilité au module de transfert radiatif sur le cas d'étude de la forêt du Bray. Les courbes noires (observations) et la courbe bleue (MEB) sont les mêmes que celles de la figure 4.7. La courbe marron correspond à la simulation menant à la courbe bleue (MEB) mais en utilisant les paramètres par défaut du schéma de transfert radiatif.

4.4.4 Flux de chaleur dans le sol

Un des effets majeurs des nouvelles options développées est la réduction du flux de chaleur dans le sol. En effet, la représentation explicite de la canopée intercepte une grande partie du rayonnement solaire comme décrit précédemment, induisant ce que l'on peut appeler un effet d'ombrage sur le sol. Ainsi,

4.4. Résultats

moins d'énergie est susceptible de l'atteindre le jour pour le réchauffer. D'autre part, l'effet de la litière va encore réduire ce flux en imposant une faible diffusivité thermique. L'effet combiné et séparé de ces processus est bien visible sur la figure 4.15. Les simulations MEB et en particulier la simulation MEBL, améliorent le calcul de ce flux, aussi bien en phase, qu'en amplitude et pour tous les sites (figs. 4.7, 4.8, 4.9 et 4.10). Les RMSE moyennés sur l'ensemble des données sont de 9.7 W m^{-2} avec MEBL, 15.4 W m^{-2} avec MEB et 41.9 W m^{-2} avec ISBA (Tableau 4.4). Le biais calculé est très bas quelle que soit la simulation, y compris ISBA, ce qui illustre bien que le changement induit améliore le phasage et l'amplitude plus que la valeur moyenne journalière qui était déjà correctement simulée. La figure 4.16 montre tout de même les diagrammes de Taylor obtenus sur le flux G en utilisant cette fois les valeurs moyennes journalières. Les simulations ISBA et MEB fournissent des résultats très similaires de ce point de vue, en accord avec les remarques précédentes. La simulation MEBL améliore toutefois le calcul de ce flux du point de vue journalier.

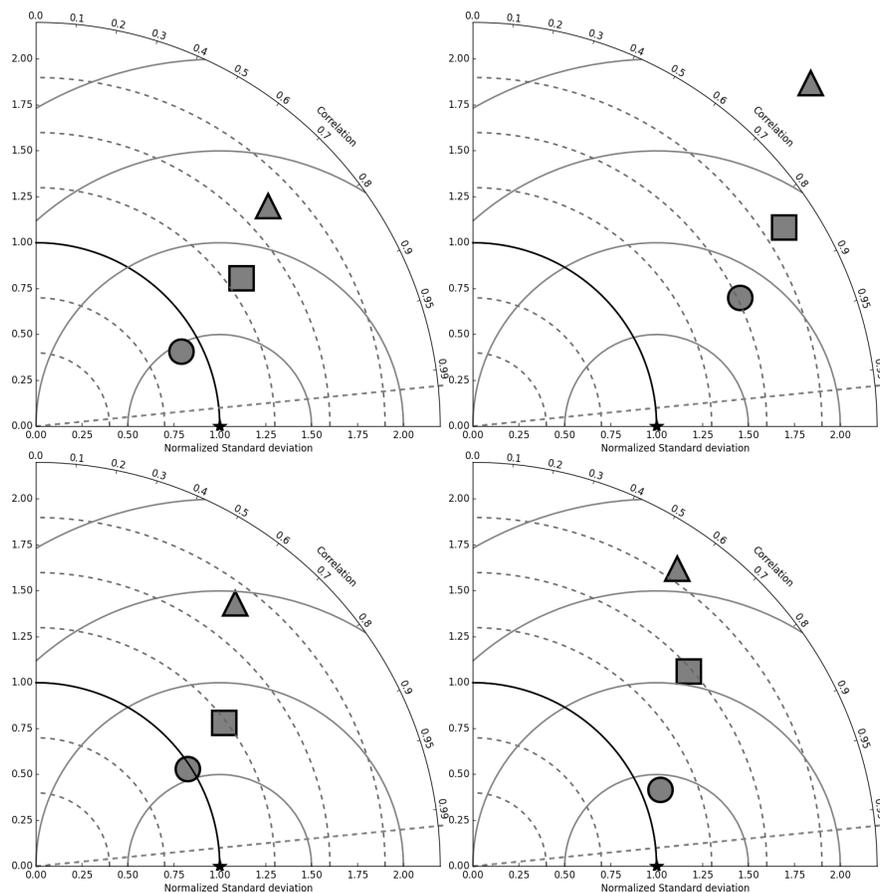


Figure 4.15: Diagrammes de Taylor pour le flux de chaleur dans le sol. Le Bray, Puéchabon, Fontblanche et Barbeau (de gauche à droite, puis bas en haut). Scores calculés sur le flux horaires. La simulation MEBL est représentée par un rond, celle correspondant à MEB par un carré et ISBA et représenté par un triangle.

L'effet de la litière est d'agir comme un tampon sur le flux de conduction en atténuant son amplitude de

jour comme de nuit ce qui permet, au delà de l'amélioration des cycles diurnes, une amélioration de la valeur moyenne. Ce résultat va être confirmé au travers de l'impact sur les températures de sol dans la prochaine section.

La surestimation de ce flux par ISBA représente lors d'un cycle diurne souvent plusieurs dizaines de $W m^{-2}$ de jour comme de nuit qui correspond à une énergie manquante dans les flux turbulents. Pour chacun des sites, les améliorations sur G sont assez homogènes quelle que soit la saison ce qui tend à aller dans le sens d'une épaisseur de litière constante.

On remarque toutefois qu'au Bray, MEBL surestime la réduction de ce flux entre juin et septembre. Cependant, la présence du sous-bois très dense (représentant jusqu'à la moitié du LAI) pourrait avoir un impact sur le transfert radiatif. Ici, le LAI du sous-bois a directement été ajouté à celui de la canopée. A l'inverse, à Puéchabon, ni la canopée explicite, ni la prise en compte de la litière ne suffisent à diminuer suffisamment ce flux, et cela pour les quatre saisons (fig.4.8). On a vu précédemment que sur ce site le rayonnement incident arrivant sous la canopée était bien représenté ce qui ne permet donc pas d'expliquer le problème. Il semble incohérent que l'épaisseur de la litière ait été sous-estimé et des tests sur l'albédo du sol ont été effectués. La raison de ce problème n'a pas pu être expliquée mais pourrait être éventuellement liée à la profondeur de la mesure qui pourrait être erronée.

4.4.5 Température du sol

Une bonne description des caractéristiques thermiques du sol, ainsi qu'une bonne estimation du flux de chaleur à la surface, sont nécessaires pour correctement modéliser les températures de sol. Les caractéristiques thermiques du sol (conductivité et capacité thermique) sont calculées à partir des textures de sol (sable, argile) et de la fraction de matière organique présente dans celui-ci. Les températures de sol simulées ont été comparés avec les données disponibles à chacun des sites et les scores statistiques sont regroupées dans le tableau 4.5. Les simulations MEB et MEBL ont des RMSE fortement diminués comparés à la simulation ISBA. Ce score est en moyenne divisé par 2 en passant d'ISBA à MEBL. Cette amélioration de RMSE s'accompagne aussi d'une augmentation nette de la corrélation. Cette meilleure modélisation de la température permet de confirmer l'amélioration observée au niveau du flux de chaleur dans le sol (fig. 4.15) crédibilisant d'autant plus la confiance donnée dans la mesure de ce flux.

A Puéchabon, encore une fois, les résultats sont moins bons que sur les autres sites. Le résultat était attendu et est d'ailleurs cohérent, puisque le flux G était lui-même sur-estimé.

De manière générale, les biais annuels entre simulations et observations sont assez faibles (ceux-ci dépassent rarement le degré). Cependant un biais saisonnier peut être observé. Les composites de cy-

4.4. Résultats

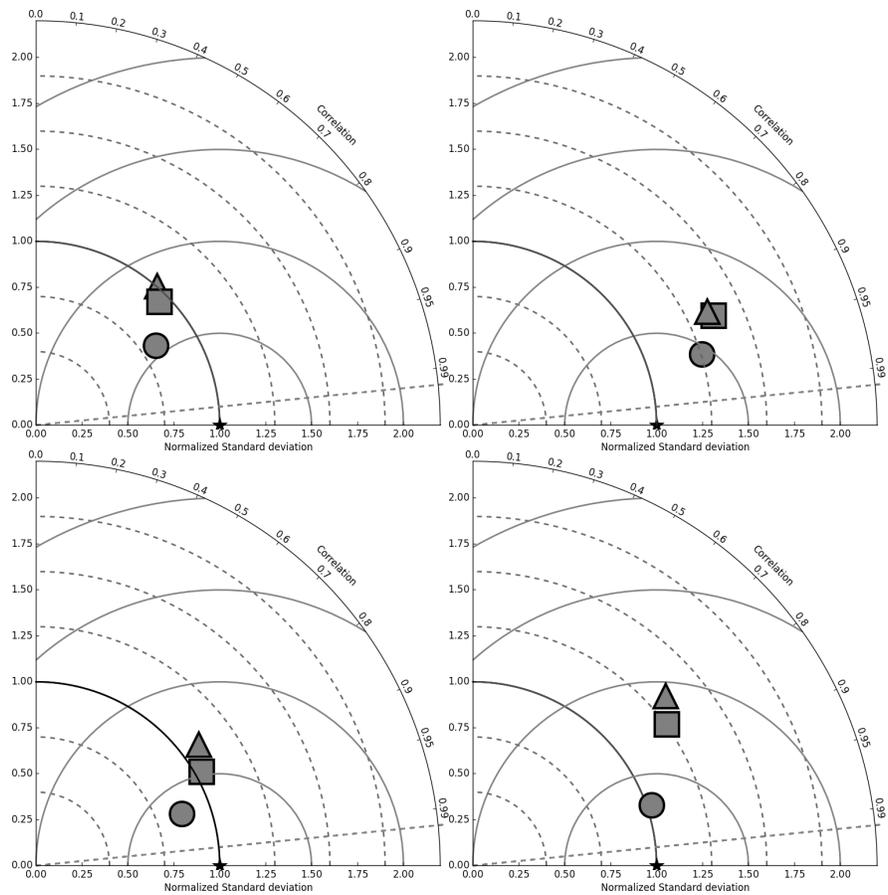


Figure 4.16: Diagrammes de Taylor pour le flux de chaleur dans le sol. Le Bray, Puéchabon, Fontblanche et Barbeau (de gauche à droite, puis bas en haut). Scores calculés sur les flux journaliers. La simulation MEBL est représentée par un rond, celle correspondant à MEB par un carré et ISBA et représenté par un triangle.

cles diurnes par mois et les moyennes glissantes de température sont montrés sur la figure 4.17 pour les mesures les moins profondes de chaque site correspondant à celles présentées dans le tableau 4.5. Les figures représentant les moyennes glissantes (colonne de droite), mettent en évidence un biais froid pendant la saison froide (novembre à février) et un biais chaud durant la saison chaude (avril à septembre).

L'effet principal de MEB à travers l'effet d'ombrage induit par la canopée est de réduire l'amplitude des cycles diurnes de température, mais aussi d'induire un biais froid dépendant du LAI. On voit d'ailleurs dans le tableau 4.5 que la différence de biais entre ISBA et MEB correspond à une baisse de la température moyenne d'environ 1.5 K avec MEB sur tous les sites. L'effet supplémentaire de la litière est, comme expliqué dans la section précédente, d'atténuer les changements de températures en limitant le refroidissement en hiver et le réchauffement en été.

Pour chacun des sites, MEBL est très efficace pour corriger l'amplitude et la phase des cycles diurnes,

Table 4.5: Erreur quadratique (RMSE), corrélation carré (R^2) et biais (AE), définis en annexe B, calculés entre les observations de températures disponibles à différentes profondeurs et pour les différentes simulations.

| Site | Depth (m) | MEBL | | | MEB | | | ISBA | | |
|-------------|--------------|------|------|------|------|-------|------|------|-------|-----|
| | | RMSE | R | AE | RMSE | R^2 | AE | RMSE | R^2 | AE |
| Bray | 0.04 | 1.9 | 0.98 | -1.0 | 2.9 | 0.96 | -1.3 | 3.6 | 0.93 | 0.1 |
| | 0.32 | 2.3 | 0.97 | -0.9 | 2.8 | 0.97 | -1.2 | 3.0 | 0.96 | 0.2 |
| | 1.0 | 3.0 | 0.94 | -1.1 | 3.5 | 0.91 | -1.2 | 3.8 | 0.89 | 0.2 |
| Puechabon | 0.10 | 3.3 | 0.91 | -0.9 | 3.8 | 0.92 | -1.2 | 4.2 | 0.89 | 0.9 |
| Fontblanche | 0.05 | 0.7 | 0.99 | -0.2 | 2.1 | 0.97 | -0.3 | 4.0 | 0.88 | 1.3 |
| | 0.10 | 0.6 | 1.0 | -0.4 | 1.5 | 0.98 | -0.5 | 2.5 | 0.95 | 1.1 |
| | 0.20 | 0.7 | 1.0 | -0.5 | 1.4 | 0.98 | -0.7 | 1.9 | 0.97 | 0.9 |
| | 0.35 | 0.9 | 0.99 | -0.7 | 1.5 | 0.98 | -0.8 | 1.7 | 0.97 | 0.7 |
| Barbeau | 0.04 | 1.4 | 0.98 | -0.4 | 2.8 | 0.93 | -0.9 | 3.9 | 0.89 | 0.5 |
| | 0.08 | 1.4 | 0.98 | -0.4 | 2.7 | 0.93 | -0.9 | 3.7 | 0.91 | 0.5 |
| | 0.16 | 1.4 | 0.97 | -0.5 | 2.5 | 0.94 | -0.9 | 3.2 | 0.92 | 0.4 |
| | 0.32 | 1.3 | 0.98 | -0.6 | 2.2 | 0.95 | -1.0 | 2.7 | 0.94 | 0.3 |

comme le montre la colonne de gauche de la figure 4.17, ainsi que pour corriger ce biais saisonnier. L'amélioration est significative même si elle n'est pas encore parfaite. La sur-estimation du calcul de la température par modèle le ISBA pouvait dépasser les 10 K en journée alors que l'on se limite maintenant à 3 K.

4.4. Résultats

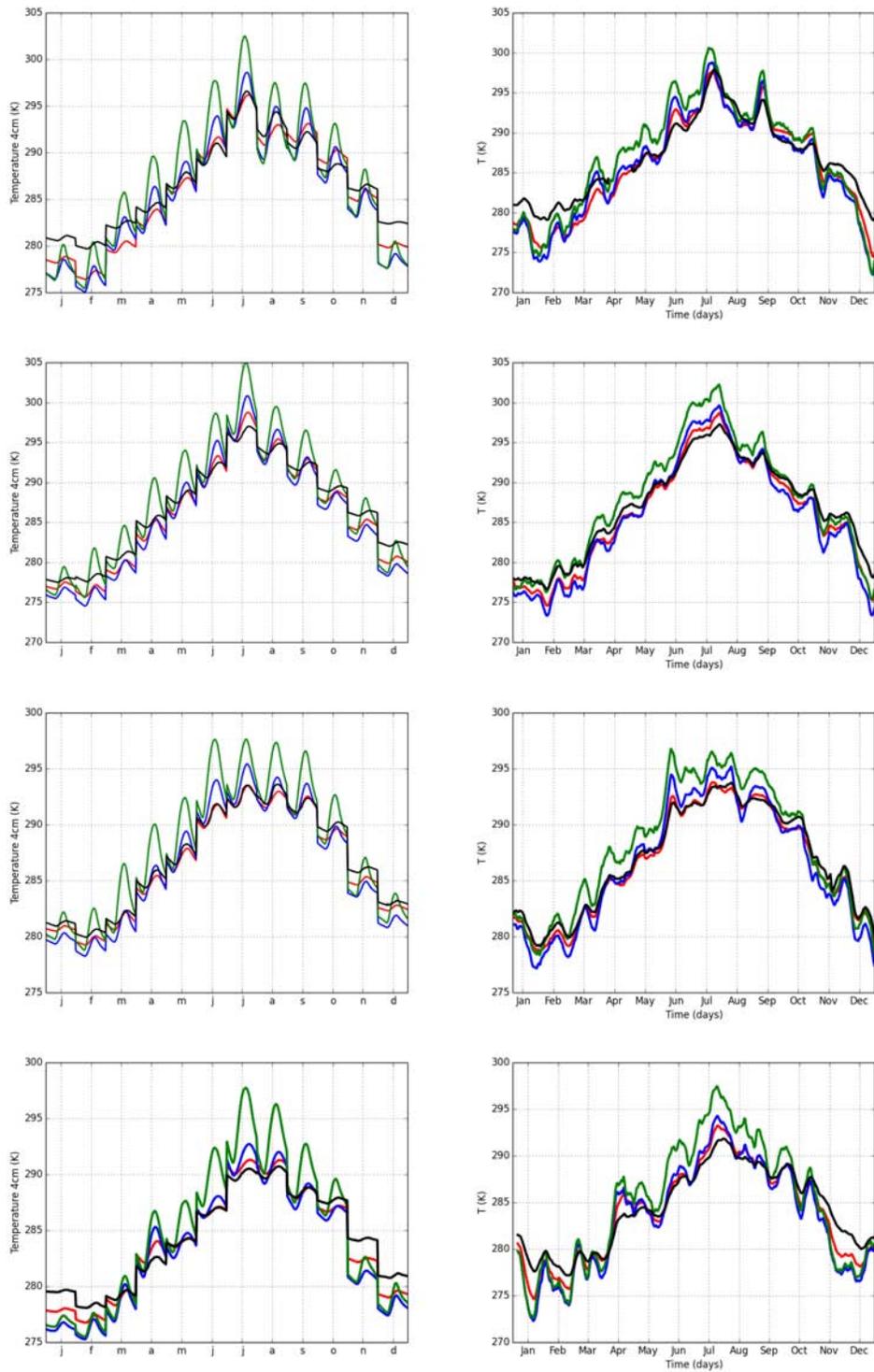


Figure 4.17: Cycles diurnes moyens par mois pour la température (colonne de gauche) et moyenne glissante sur 10 jours (colonne de droite), pour chacun des sites et pour la température disponible la plus proche de la surface. Les courbes correspondent à la simulation MEBL (rouge), MEB (bleu), ISBA (vert) et aux observations (noir)

La figure 4.18 montre les contours de températures obtenus pour les simulations MEBL et ISBA ainsi que les observations réalisées à Barbeau sur les 60 premiers centimètres de sol. On comprend ainsi très bien l'influence des développements sur la profondeur de sol. L'onde de température, du fait de la présence de la canopée et de la litière, pénètre en été moins profondément que ce que diagnostique ISBA. Au contraire MEB représente assez bien cette malgré qu'il soit encore trop froid en hiver.

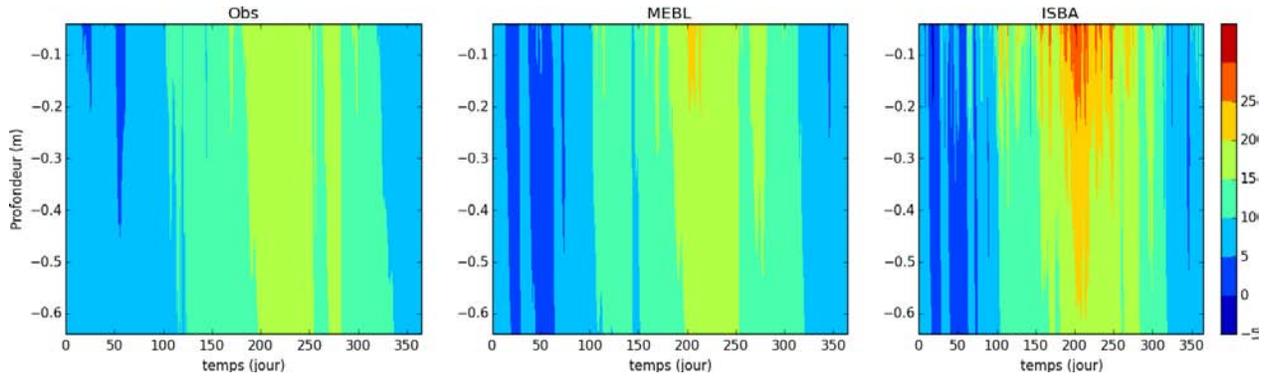


Figure 4.18: Contours de températures entre 10 et 60 cm sous la surface à Barbeau. A gauche les observations, au milieu MEBL et à droite ISBA.

4.4.6 Contenus en eau du sol

Les observations et simulations temporelles de contenu en eau du sol sont tracées sur la figure 4.19. Les données sont uniquement disponibles pour les sites de Barbeau et du Bray. A Puéchabon, on trace cependant une courbe de référence correspondant au modèle développé par l'équipe gérant le site (Lempereur et al., 2015). Un bon accord entre simulations et observations est constaté, ce qui était plutôt attendu puisque l'on a fixé les caractéristiques de sol (w_{sat} , w_{fc} et w_{wilt}) en se basant sur les observations d'humidité de sol et/ou les recommandations des PI's. On peut enfin noter qu'il y a assez peu de différences entre les différents modèles, ce qui est cohérent avec les simulations d'évapotranspiration proches discutées dans la section 4.4.2.

On peut tout de même observer certaines différences sur les contenus en eau du sol superficiel (colonne de droite). En particulier au Bray et à Barbeau, en début et fin d'année respectivement, ISBA et MEB simulent des sauts non observés de contenus en eau liquide. Ces sauts sont causés par la sous-estimation de la température du sol à ces périodes. Cependant, ceux-ci ne sont pas présents avec la simulation MEBL. En effet, dans celle-ci, la température reste au-dessus de 0 K grâce à la prise en compte de l'effet isolant de la litière. La figure 4.20 illustre ce problème de manière plus visible sur le site de Barbeau.

Sur le site du Bray, on voit des sauts de contenu en eau dans les simulations dus à la prise en compte

4.4. Résultats

de la nappe qui remonte à la surface en début d'année. La paramétrisation de cette nappe n'a cependant pas permis au modèle de véritablement correspondre aux observations.

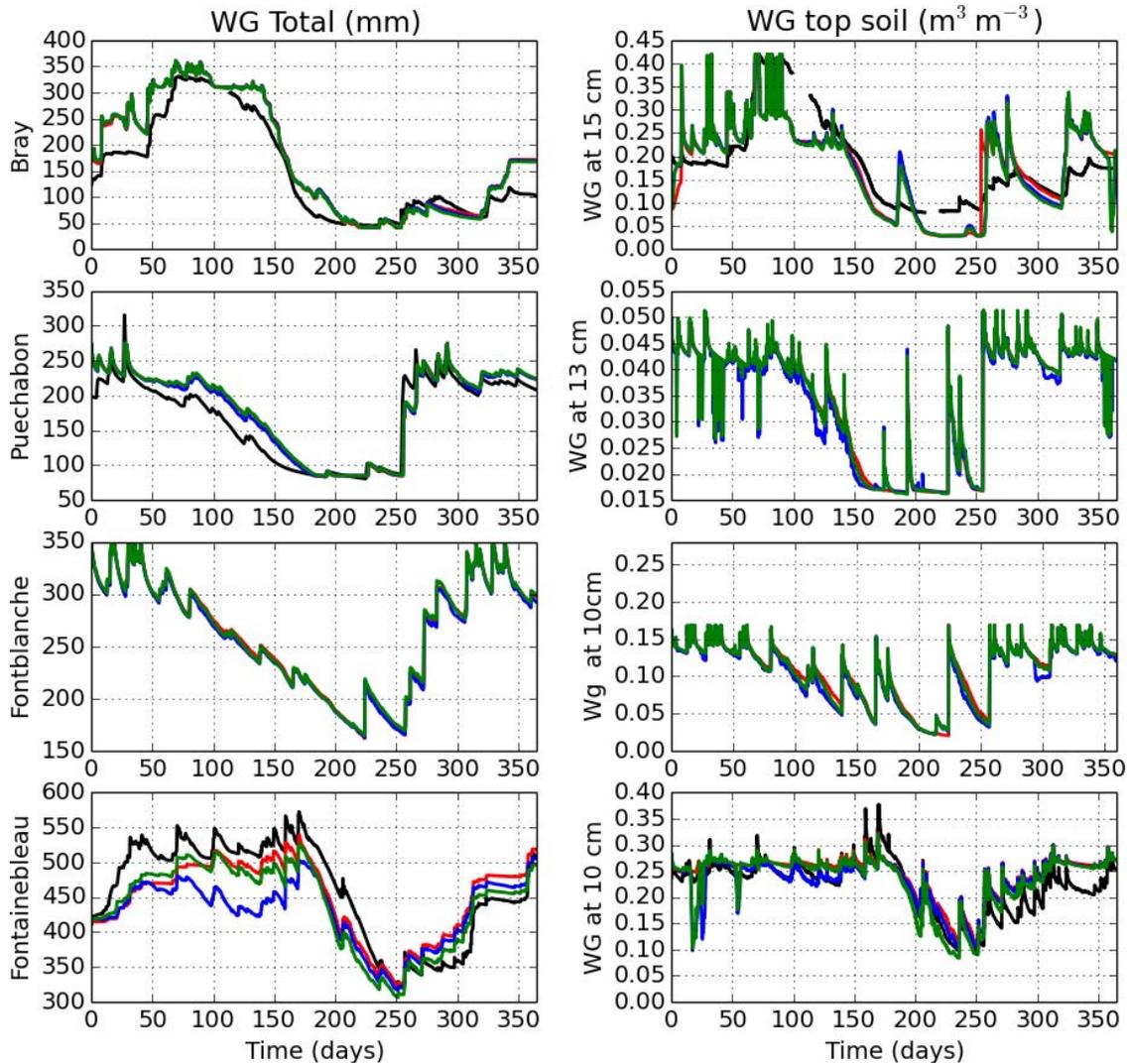


Figure 4.19: *Contenus en eau, sur toute la profondeur de sol (à gauche) et sur la première profondeur disponible (à droite). Les observations sont en noir, MEBL en rouge, MEB en bleu et ISBA en vert.*

Enfin, à Barbeau, les trois modèles sous-estiment l'humidité totale sur la profondeur de sol durant les deux premiers tiers de l'année (Fig. 4.19), ce qui est probablement lié à la présence d'une nappe qui n'a pas été prise en compte ici, par absence de mesures. On remarque également, l'impact de la surestimation du flux d'évaporation du sol à Barbeau, mentionnée précédemment, pendant la première partie de l'année, pour la simulation MEB.

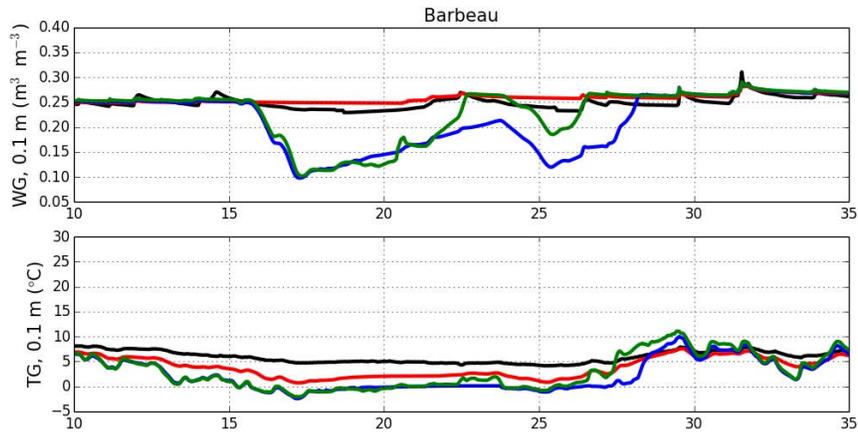


Figure 4.20: Contenu en eau liquide et température du sol à Barbeau à 0.1 m de profondeur entre les 10^{ème} et 35^{ème} jour de l'année. Observations en noir, MEBL en rouge, MEB en bleu et ISBA en vert.

4.4.7 Tests de sensibilité

Pour finir l'évaluation des nouvelles options introduites dans le modèle, des tests de sensibilité sur les nouveaux paramètres introduits (Tableau 3.6) doivent être réalisés. Trois paramètres sont testés :

- le coefficient d'extinction pour les transmissions dans l'infra-rouge, τ_{LW} , qui détermine le partitionnement du rayonnement infra-rouge entre la végétation et le sol (équation 3.78).
- le rapport des longueurs de rugosité, z_0/z_{0h} , qui impacte la longueur de rugosité pour le calcul des flux turbulents et ainsi le calcul de la résistance aérodynamique.
- le principal paramètre géométrique de la végétation pour le transfert radiatif des courtes longueurs d'ondes : le taux de recouvrement ou *clumping index* (Carrer et al., 2013). Celui-ci contrôle le partitionnement de l'énergie solaire incidente entre la canopée et le sol. Son impact a déjà été commenté sur la figure 4.14.
- l'épaisseur de la litière, qui contrôle à la fois l'impact sur la thermique et l'hydrologie.

Les tests de sensibilité seront réalisés en étudiant l'impact sur les scores RMSE des diagnostics les plus concernées.

Tout d'abord, les tests sur le premier paramètre (τ_{LW}) montrent que l'impact est assez faible sur une gamme cohérente de ce paramètre comprise entre 0.3 et 0.7. La valeur défaut de 0.5 étant basée sur les valeurs prises par d'autres LSM (e.g. Verseghy et al., 1993). Les RMSE calculés en considérant le LW_{net} , H ou LE varient d'à peine quelques $W m^{-2}$. L'illustration du test sur le site de Fontblanche apparaît sur la figure 4.21, ce n'est qu'avec de très faibles valeurs (<0.3) que l'on commence à augmenter l'erreur. Ce

4.4. Résultats

paramètre est donc assez robuste et fixé à sa valeur défaut initiale de 0.5 quel que soit le couvert.

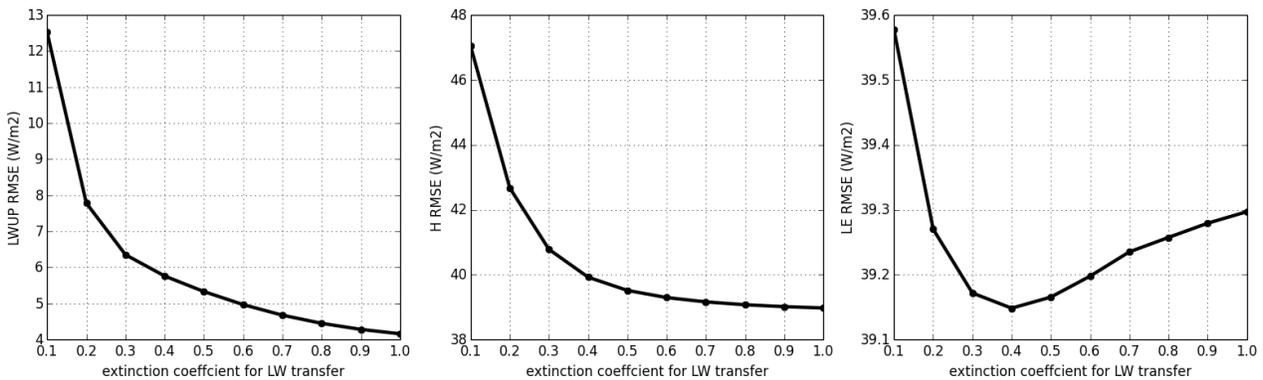


Figure 4.21: Tests de sensibilité sur le coefficient de transfert radiatif infra-rouge sur le site de Fontblanche. On calcule les RMSE obtenus sur les flux LW_{up} , H et LE avec des simulations utilisant plusieurs valeurs du paramètre. Pour chaque simulation, la valeur du paramètre est celle indiquée en abscisse et celle du RMSE est en ordonnée.

La figure 4.22 présente l'impact de la valeur choisie du rapport de la rugosité pour les échanges de masse (z_0) sur la rugosité pour les échanges de chaleur (z_{0h}) pour des valeurs allant de 1 à 10. On voit que pour ce site, tout comme pour le paramètre précédent, il n'y a aucun impact sur le flux de chaleur latente qui est contraint par la résistance stomatique et la réserve d'eau. Par contre, pour les deux autres flux, l'impact est important avec un RMSE variant de 6 W m^{-2} pour le flux LW_{net} et de près de 7 W m^{-2} pour le flux H .

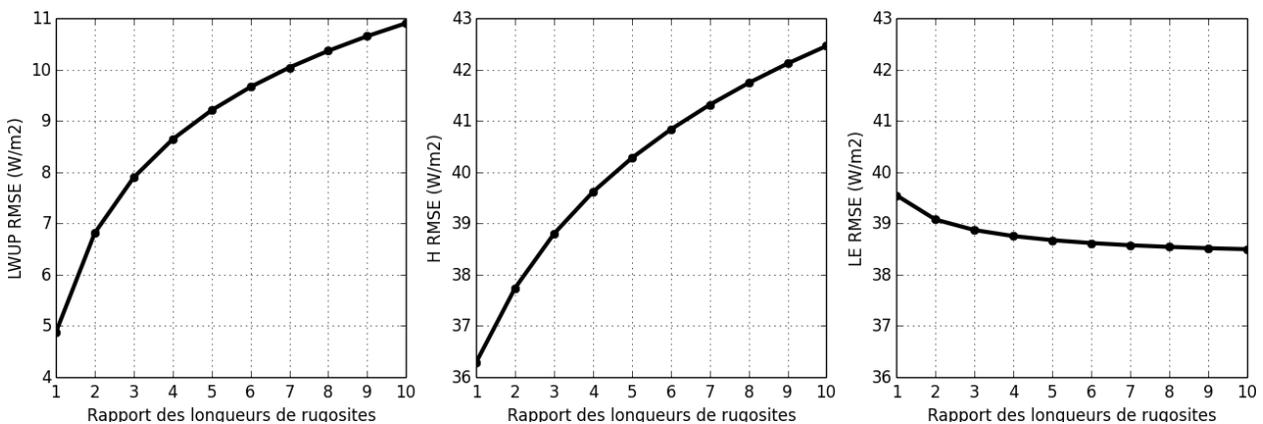


Figure 4.22: Test de sensibilité sur le même principe que la figure 4.21 mais sur le rapport des rugosités (z_0/z_{0h}).

Nous présentons maintenant les résultats des tests de sensibilité sur l'épaisseur de la litière et le module de transfert radiatif du rayonnement solaire. On ne testera ici que deux possibilités pour ce dernier modèle puisque celui-ci a déjà fait l'objet d'un article scientifique : la configuration par défaut et une configuration de canopée fermée en forçant le paramètre de recouvrement à 1 (voir Carrer et al., 2013 pour plus de détails). L'épaisseur de la litière est testée sur une large gamme de possibles : 1 à 10 cm. Cette gamme est choisie en accord avec la revue de littérature présentée préalablement (tableau 3.5). Les résultats du test se trouvent en figure 4.23. On trace en fonction d'une épaisseur de litière donnée le RMSE obtenu sur les flux H , LE et G pour le paramètre de recouvrement par défaut, ainsi que pour la simulation forcée à la valeur de 1.

C'est le flux de chaleur dans le sol qui se trouve être le plus sensible à ces deux paramètres, avec des RMSE variant de plus de 15 W m^{-2} selon la configuration. Pour les flux turbulents, les variations sont beaucoup plus faibles avec un maximum de différence pour un site donné de 7 W m^{-2} . Au vu des différents résultats, on peut cependant affirmer qu'une valeur comprise entre 3 et 5 cm pour l'épaisseur de la litière minimise les erreurs sur la quasi-totalité des sites et flux considérés. Pour ce qui est du taux de recouvrement, les résultats sont plus contrastés avec tout de même une sensibilité non négligeable à ce paramètre en particulier pour le flux H . Cependant, on voit deux groupes se distinguer, les deux sites méditerranéens, Puéchabon et Fontblanche mènent à de meilleurs résultats dans la configuration où le taux de recouvrement vaut 1, c'est-à-dire avec une canopée plus opaque au rayonnement solaire. A l'opposé, les deux autres sites sont mieux simulés avec la configuration par défaut. On pourrait donc penser que ces paramètres pourraient être calibrés selon les couverts, mais cela dépasse l'objet de cette étude. D'autre part, force est de constater que l'ensemble des tests de sensibilité réalisés tendent à conclure que le modèle est assez robuste, avec des variations de RMSE qui ne dépassent pas les 10 % pour les flux turbulents alors que les gammes de paramètres testés sont assez extrêmes.

4.4. Résultats

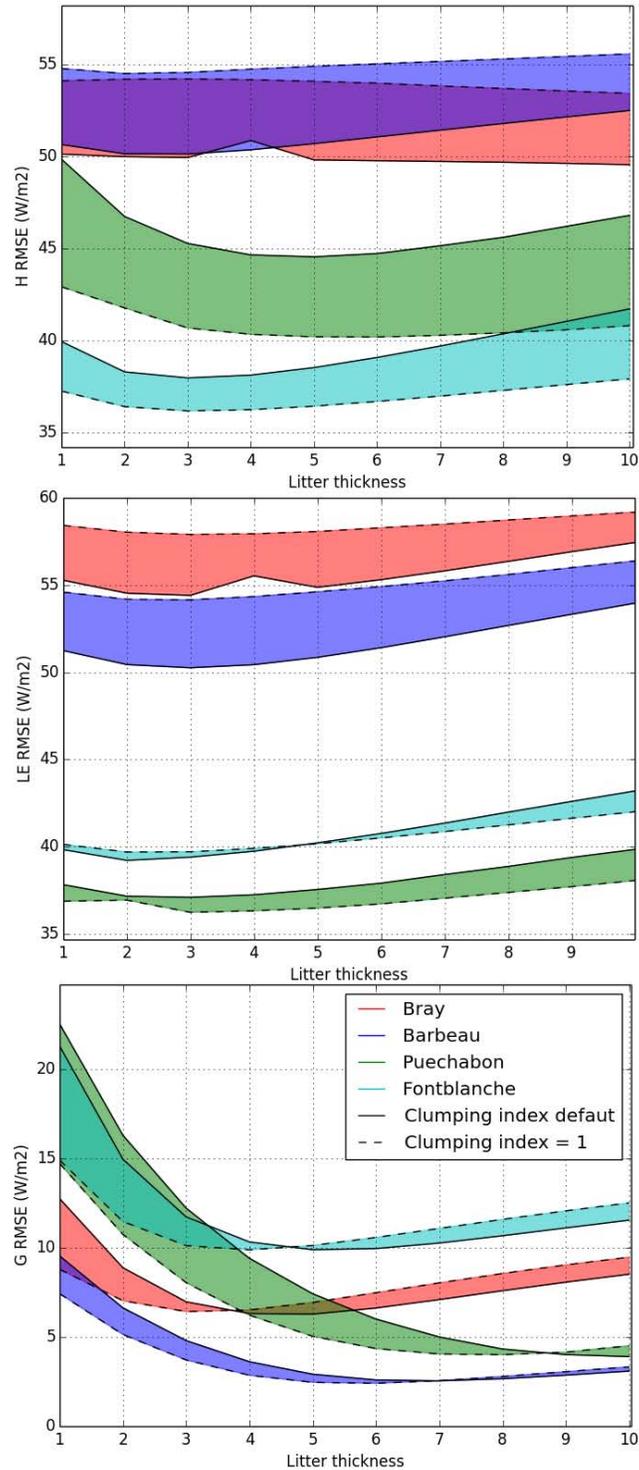


Figure 4.23: Tests de sensibilité sur l'épaisseur de la litière (en abscisse) et le coefficient de recouvrement (courbes traits pointillés et pleins) du modèle de transfert radiatif pour le rayonnement solaire. Pour les flux H (haut), LE (milieu) et G (bas) on calcul les RMSE pour chacun des sites (Le Bray en rouge, Barbeau en bleu, Puéchabon en vert et Fontblanche en cyan) et chacun des cas.

4.5 Évolution temporelle des nouvelles variables pronostiques

4.5.1 Comportement des nouvelles variables pronostiques engendrées par la représentation de la canopée

Le développement du modèle permettant de représenter la canopée de manière explicite introduit différentes températures pronostiques (végétation, neige, sol) indiquées sur la figure 3.3 ainsi qu'une température diagnostique T_c évoquant la température de la canopée, mais résultant essentiellement d'une construction mathématique. Nous représentons sur la figure 4.24 l'ensemble de ces températures accompagnées de la température de l'air pour deux périodes correspondant à des LAI très différents indiqués sur la figure.

En hiver, tout d'abord (fig. 4.24,a), le LAI est faible, les cycles diurnes ont une amplitude faible ainsi qu'une durée réduite. La température T_c résulte d'une pondération des trois températures T_a , T_v et $T_{g,1}$ puisque nous sommes dans un cas d'absence de neige. La température de la végétation possède l'amplitude diurne la plus forte du fait de sa faible capacité thermique mais la température T_c résulte essentiellement d'un équilibre entre le sol et l'air.

En été (fig.4.24,c), lorsque le LAI est fort, la température résultante T_c est très fortement guidée par la température de la végétation même si elle est légèrement réduite à cause de l'air plus froid. La température du sol, beaucoup plus froide, se trouve complètement découplée de la surface, en phase et en amplitude.

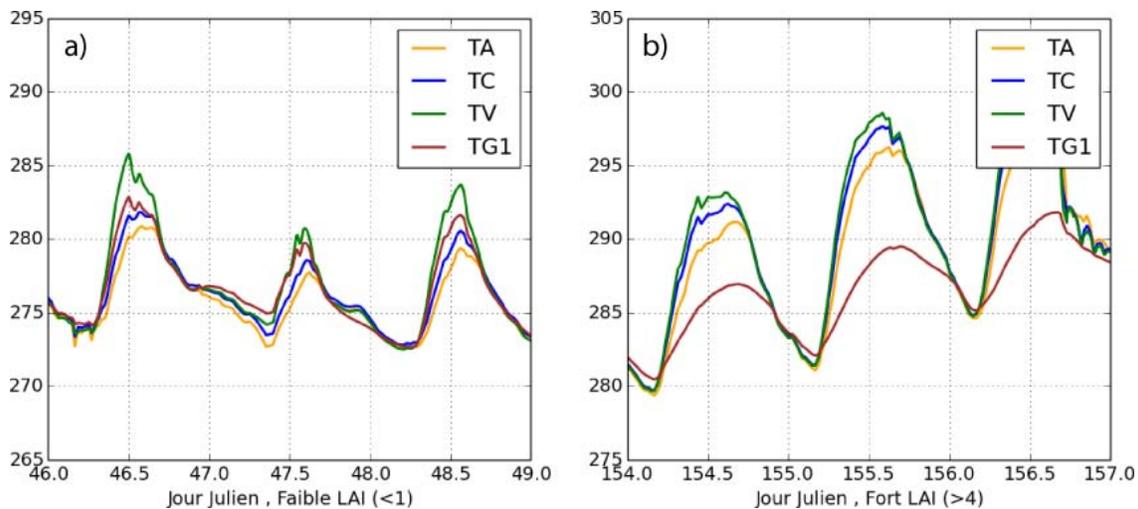


Figure 4.24: Différentes températures induites par le schéma de représentation explicite de la canopée (air de la canopée, végétation et sol superficiel) et température de l'air pour deux cas de figure : faible LAI (gauche) et fort (droite).

4.5. Évolution temporelle des nouvelles variables pronostiques

4.5.2 Comportement des variables pronostiques liées à la litière

Nous présentons pour finir un exemple d'évolution temporelle des trois variables pronostiques introduites avec le schéma de litière : la température et les contenus en eau liquides et solides de celle-ci. Même si seuls les résultats de la modélisation sont présentés, les figures peuvent permettre au lecteur de mieux comprendre le fonctionnement du modèle.

Le contenu en eau liquide volumique (fig.4.25) dans la couche de litière varie entre 0 et $0.12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ de manière assez brutale la première partie de l'année, correspondant à la période de faible LAI qui permet à une partie du rayonnement non négligeable d'atteindre le sol. D'autre part, cette période correspond aussi à la saison hivernale qui mène à quelques courtes périodes de gel de l'eau contenue par la litière. Puis, les variations deviennent beaucoup moins fortes lorsque le LAI atteint sa valeur haute et avec la venue des températures plus douces. Comme l'atteste la figure 4.13, il n'y a alors que très peu d'énergie qui traverse la canopée durant cette période, ce qui explique pourquoi le contenu en eau dans la litière reste proche de la saturation. En comparaison, l'humidité du sol varie moins brutalement avec une valeur moyenne volumique beaucoup plus haute, la litière ne pouvant contenir qu'une faible quantité d'eau. Le contenu en glace du sol est nul pratiquement toute l'année du fait de sa température, qui ne tombe quasiment jamais à 0°C du fait de la protection thermique qu'offre la litière.

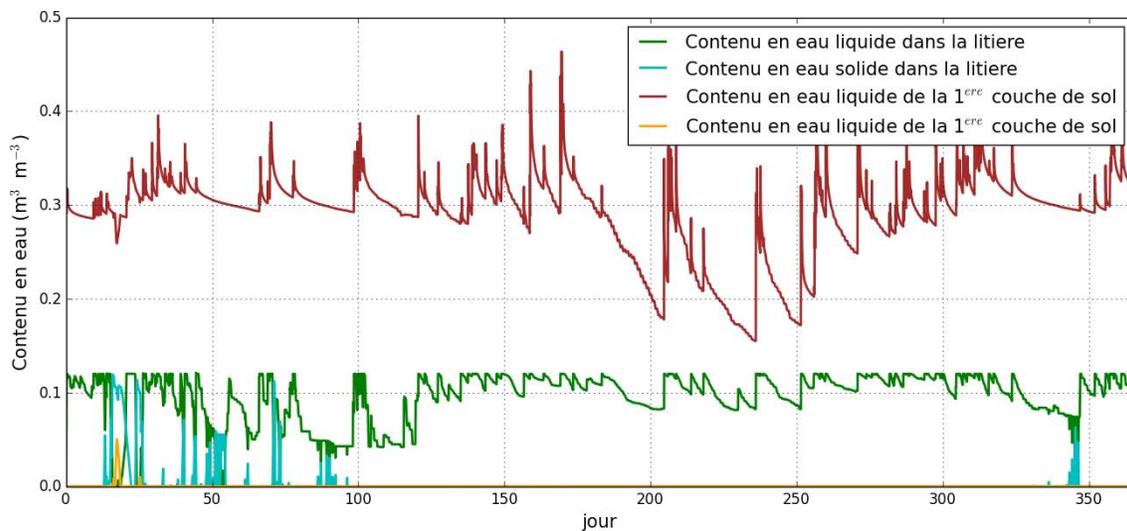


Figure 4.25: Contenu en eau liquide/solide de la litière et de la première couche de sol à Barbeau sur l'ensemble de l'année 2013

La figure 4.26 montre l'évolution de la température de la litière et de la première couche de sol, toujours sur le site de Barbeau. Du fait de sa faible capacité thermique comparé à celle du sol minéral et de son exposition directe au rayonnement solaire traversant la canopée et au flux infra-rouge, sa température varie avec une amplitude plus importante que celle de la première couche de sol, qui reçoit un flux

de chaleur par conduction thermique fortement réduit.

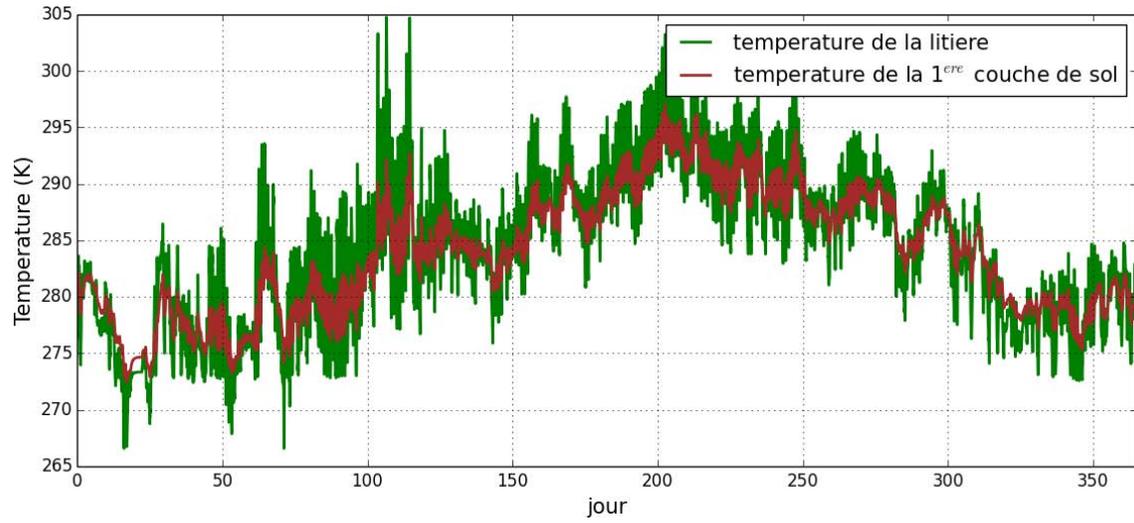


Figure 4.26: *Températures de la litière et de la première couche de sol à Barbeau sur l'ensemble de l'année 2013.*

4.6 Conclusion

Pour cette première évaluation des nouvelles options développées dans le modèle, nous avons vu qu'il fallait apporter une attention particulière à la fermeture du bilan énergétique des jeux d'observations utilisés. Les flux turbulents sont les plus susceptibles d'être la source d'erreur et la méthode du rapport de Bowen permet d'ajuster ces flux pour qu'ils puissent être comparés aux sorties des modèles dont le bilan énergétique est fermé par construction.

Deux processus physiques maintenant représentés, l'effet d'ombrage de la canopée et l'isolation thermique fournie par la litière, ont notamment pour effet de réduire la pénétration de chaleur dans le sol. Cette énergie se retrouve en grande partie dans le flux de chaleur sensible et peu dans la chaleur latente, car celle-ci est limitée, d'une part par la résistance stomatique et d'autre part, par la réserve utile d'eau disponible dans le sol. L'impact sur ces deux flux (conductif et sensible) est en accord avec les observations pour chacun des sites étudiés. Quant aux observations de températures disponibles pour chacun des sites, elles ont permis de confirmer la qualité de l'amélioration du flux de conduction dans le sol.

Concernant le bilan hydrique, l'impact sur le calcul de la transpiration qui représente la majeure partie de l'évapotranspiration est très faible, celle-ci étant limitée par la résistance stomatique et le stress hydrique essentiellement, paramétrisés de la même manière pour l'ensemble des simulations. De même, l'évaporation de l'eau interceptée par la canopée reste similaire, malgré le fait d'avoir modifié le paramètre déterminant la fraction de feuille maximale recouverte d'eau. Il y a par contre un effet non négligeable sur le calcul du flux d'évaporation du sol. En effet, ce calcul est réalisé à l'aide d'une fraction de sol supposée constante sur l'année dans le cas d'ISBA et pouvant mener à des évaporations très fortes, même dans le cas d'une forêt très dense et développée (LAI fort) et à l'inverse à une quasi-absence d'évaporation lorsque le LAI est faible et que le sol devrait prendre le relais. Dans le cas de MEB, on a vu que lorsque la canopée laissait suffisamment passer d'énergie, par exemple au printemps dans une forêt de feuillus caduques, le réponse était une très forte évaporation du sol, surestimant largement les observations. L'ajout de la litière dans le modèle se traduit par un réservoir d'eau supplémentaire qui permet d'évaporer facilement l'eau interceptée quand le rayonnement solaire traverse la canopée. Cependant elle limite aussi ce flux, puisque le sol n'est plus source d'évaporation et que seule l'eau interceptée peut-être évaporée.

L'importance relative de ces deux nouvelles options va dépendre du modèle de transfert radiatif qui détermine l'énergie solaire interceptée par la canopée et ainsi celle atteignant directement le sol. Plus la canopée est fermée, c'est-à-dire possède une surface foliaire élevée et des caractéristiques morphologiques optimisant l'interception du rayonnement, plus le rôle de la litière sur le partitionnement de l'énergie diminue. A l'inverse, lorsque la canopée est moins dense, la prise en compte de la litière devient

essentielle, que ce soit pour le cycle de l'énergie ou celui de l'eau.

Chapitre 5

Évaluation à échelle locale dans le monde

Sommaire

| | |
|-------------------------------|------------|
| 5.1 Introduction | 116 |
| 5.2 Données | 118 |
| 5.3 Simulations | 118 |
| 5.4 Résultats | 119 |
| 5.5 Conclusion | 134 |

5.1 Introduction

L'idée de ce projet est d'utiliser une base de données de mesures, en particulier de flux d'eau et d'énergie, réalisées localement à travers l'installation de tours instrumentées, suffisamment importante pour pouvoir évaluer de nouvelles paramétrisations sur de nombreux types de couverts et de climats. Ce mode de validation est régulièrement utilisé pour évaluer les nouveaux développements effectués dans les modèles (ex : [Stöckli et al. \(2008\)](#) pour le modèle CLM, [Blyth et al. \(2010\)](#) pour le modèle JULES ou [Ukkola et al. \(2015\)](#) pour le modèle CABLE) mais en général avec un nombre de sites bien plus réduit que dans cette étude.

Le réseau Fluxnet ([Baldocchi et al., 2001](#)) rassemble plusieurs réseaux régionaux de sites de mesures (i.e. CarboEurope, EuroFlux, AmeriFlux), comptant souvent de nombreuses années de données. Il ne revendique pas moins de 650 tours instrumentées (figure 5.1) fournissant des données au pas de temps semi-horaire. (fluxnet.ornl.gov). On y trouve, à minima, les forçages atmosphériques (rayonnement, précipitations, vent, humidité, pression, température) permettant de faire tourner un modèle de surface. Mais aussi des mesures en tout genre, en particulier les flux de chaleur sensible et latente qui sont l'objet de cette étude. L'avantage de cette base de données est de pouvoir confronter les performances d'un modèle à tout type de climat et de couvert. Il faut cependant garder à l'esprit qu'une telle base de données n'est pas sans faille. En effet, sa richesse implique une exigence, de la part des ses administrateurs, sur la qualité et la quantité des données plus basse que d'autres réseaux, tels que ICOS (icos-eco.fr/) dont la charte est beaucoup plus stricte mais qui rassemblent pour l'instant quelques sites seulement.

L'un des grands enjeux de cette thèse étant de rendre le nouveau modèle ISBA-MEBL utilisable en tout point du globe, une validation telle qu'elle a été faite dans le chapitre précédent n'est pas suffisante et il est donc nécessaire d'élargir l'échelle spatiale de validation. Ce réseau de mesures disponible en *open source* constitue donc un outil pertinent pour poursuivre l'évaluation. Cependant, la quantité de données à traiter ne permet pas de se focaliser sur chacun des sites. C'est pourquoi nous adopterons dans cette partie une démarche d'évaluation statistique. c'est-à-dire que nous nous focaliserons uniquement sur les scores obtenus à la suite des simulations, en l'occurrence : RMSE, corrélation, biais, définis dans l'annexe B.

Le nom de ce chapitre, *benchmark*, qui signifie littéralement "banc d'essai", exprime l'idée d'établir un outil capable d'évaluer les améliorations apportées au modèle en comparaison à une référence. Il s'agit donc d'identifier dans un premier temps cette référence ou ce repère sur lequel on s'appuie pour juger des aspects qualitatifs et quantitatifs de ces améliorations. Le plus évident serait de considérer le modèle ISBA standard en tant que référence comme cela a été fait dans le chapitre précédent. Un récent projet d'inter-comparaison de modèles, PLUMBER, déjà évoqué dans le chapitre 2, essaye cependant de mieux définir la manière dont les LSMs doivent être évalués. [Best et al. \(2015\)](#) distingue, dans le cadre de

5.1. Introduction

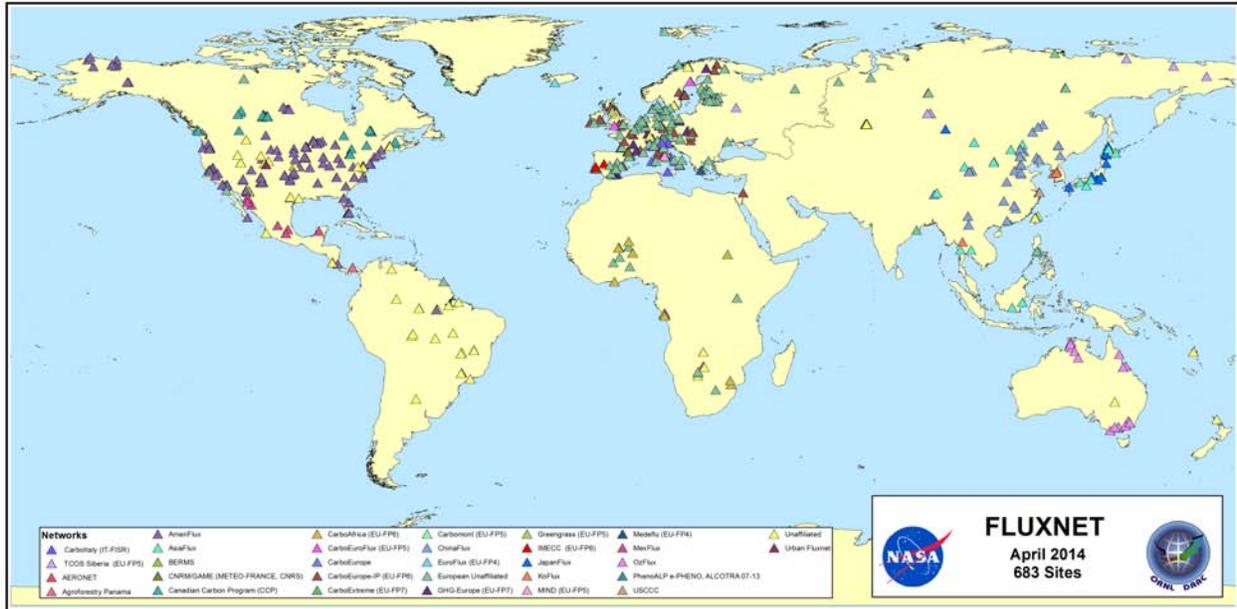


Figure 5.1: *Distribution géographique des réseaux de tours instrumentées constituant le réseau global Fluxnet*

ce projet, trois types d'approches pour déterminer le niveau de performance d'un modèle de surface :

- L'évaluation : c'est-à-dire la comparaison directe aux observations. En fonction des différents scores calculés, on peut identifier les faiblesses et forces du modèle. Cependant, il est assez difficile d'évaluer la qualité des résultats puisque même si l'on peut estimer un bon ou un mauvais score, celui-ci dépend beaucoup de nombreux facteurs physiques (ex : couvert, climat) mais aussi techniques (ex : données manquantes, qualité des données) et de ce que l'on veut cibler (ex : calcul sur pas de temps semi-horaire, journalier, avec exclusion ou non de certaines périodes spécifiques).
- La comparaison : on ne compare plus uniquement à des observations mais aussi à d'autres modèles. Cela permet de déterminer dans un premier temps si les développements améliorent ou dégradent les résultats globaux. Dans un second temps, cela permet d'identifier les points d'amélioration, mais aussi les erreurs systématiques des différents modèles ou versions d'un même modèle. Cela constitue déjà un *benchmark* dans le sens où l'on peut considérer que l'un des modèles ou bien la version la plus basique du modèle constitue la référence.
- Le *benchmark* : l'idée majeure est de définir, avant d'effectuer les simulations, des attentes sur les performances que les modèles sont susceptibles, ou non, d'atteindre. On effectue des simulations constituant les repères que l'on désigne comme les *benchmarks*. Par exemple le modèle dit *Manabe bucket* a été défini comme une référence par [Best et al. \(2015\)](#) qui devait a priori être battu par les modèles actuels.

Les premières conclusions de ce projet ont montré que pour les 8 modèles considérés jusque-là, tous étaient en mesure de faire mieux (sur la base de scores de référence : biais, erreur absolue moyenne, écart type, corrélation) que les modèles *Manabe bucket* (Manabe, 1969) et Penman–Monteith, ce qui était attendu puisque ceux-ci correspondent à des modèles simples mais confirme l’avantage des modèles actuels par rapport à des représentations simplifiées. Par contre, aucun des modèles n’ont été capables de mieux simuler le flux de chaleur sensible qu’une régression linéaire effectuée sur le rayonnement solaire incident (Houghton et al., 1990) suggérant une faiblesse de la part des modèles sur ce flux. Quant au flux de chaleur latente, il était mieux simulé et seule une régression linéaire à partir du rayonnement solaire, de l’humidité spécifique et de la température y est mieux parvenue que l’ensemble des modèles. Or, d’après le chapitre précédent, c’est précisément sur le flux de chaleur sensible que les nouveaux développements réalisés dans le modèle ont eu le plus d’effet.

L’enjeu de ce chapitre est donc double. Tout d’abord il s’agit de vérifier si les conclusions obtenues dans le chapitre précédent sur 4 sites forestiers instrumentés en France s’appliquent à l’échelle globale. Ensuite, nous souhaitons comparer nos résultats à ceux obtenus dans le projet d’inter-comparaison de modèles PLUMBER et déterminer si les nouveaux développements réalisés dans ISBA peuvent résoudre certains des problèmes identifiés.

5.2 Données

Jusque là, 71 sites forestiers ont été extraits du réseau Fluxnet (figure 5.2), permettant une première validation relativement large. On pourra cependant remarquer un manque d’homogénéité des sites, principalement répartis en Europe et en Amérique du Nord. Pour rester cohérent avec la première partie de l’étude insistant sur l’importance de la fermeture du bilan énergétique des observations pour la comparaison aux modèles, nous avons appliqué un critère de fermeture minimum de 80% (Wilson et al., 2002) réduisant le nombre de sites à 42 et 179 années de mesures cumulées, soit une moyenne de plus de 4 années de mesure par site. Les flux de chaleur sensible et latente ont été par la suite ajustés par la méthode de conservation du rapport de Bowen décrite dans la section 4.2.2 pour forcer la fermeture. Lorsque le flux de chaleur dans le sol n’était pas disponible, une valeur de 3 % du rayonnement net est considérée, correspondant à la valeur observée pour les trois sites Français de la partie précédente, valeur aussi cohérente avec l’estimât donné par Monteith (1975). Certaines données de forçage étant manquantes, une méthode de gap filling a été appliquée. Celle-ci est décrite dans Vuichard and Papale (2015).

5.3 Simulations

Dans cette partie, nous limitons la comparaison du nouveau modèle MEBL, (i.e. avec la canopée et la litière explicite) au modèle de référence ISBA. Les bases de données ECOCLIMAP et HWSD sont utilisées

5.4. Résultats

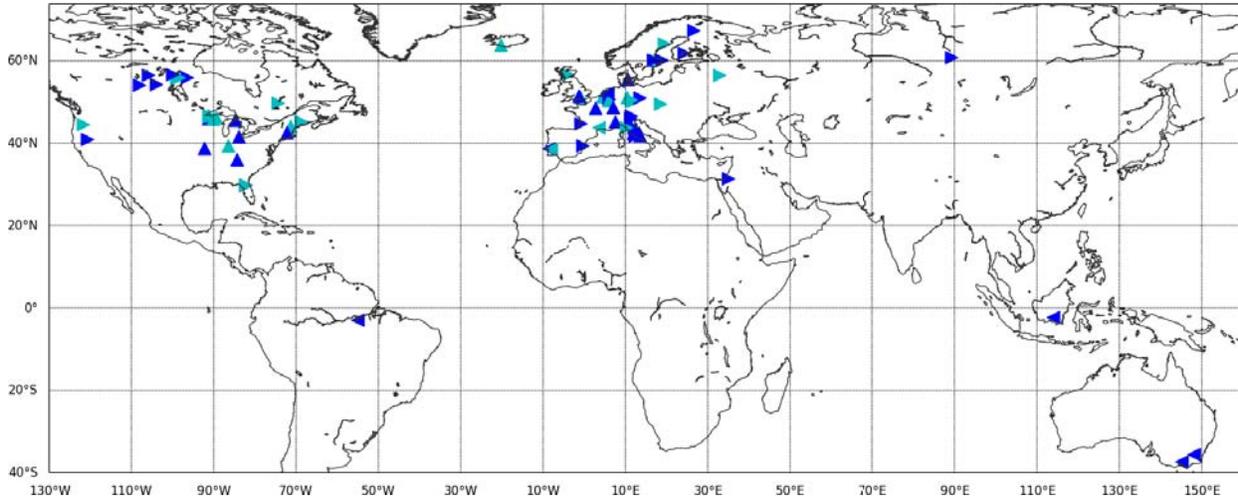


Figure 5.2: Répartition géographique des sites de mesures Fluxnet. En bleu les sites retenus pour l'étude, en cyan les sites écartés à cause d'une trop mauvaise fermeture du bilan d'énergie.

pour la plupart des paramètres nécessaires aux simulations. On s'assure cependant de la cohérence du couvert fourni par ECOCLIMAP avec le couvert réellement observé et on force les textures de sol avec les mesures réalisées, relevées dans la littérature associée à chaque site. La valeur d'épaisseur de la litière est fixée à trois centimètres à la suite d'une revue de littérature (Tableau 3.5) et de l'étude de sensibilité réalisée dans la partie précédente. Un spin-up de 10 ans est réalisé pour chaque simulation.

5.4 Résultats

La visualisation des résultats se fera le plus souvent à l'aide la figure 5.3 qui consiste en un scatterogramme d'un score statistique donné, où les abscisses correspondent aux valeurs de ce score obtenu avec le modèle de référence (ISBA) et les ordonnées à celles obtenue avec le nouveau modèle à tester (MEBL). Chaque point tracé correspond à un site simulé quel que soit le nombre d'années d'observations disponibles. D'autre part, pour aider à la lecture, on grise la partie du graphe pour laquelle le nouveau modèle présente un score avantageux et on donne le pourcentage de sites donnant des scores avantageux en titre du graphe, accolé au nom du score. Enfin deux droites en pointillés sont tracées et leur croisement donne la moyenne du score pour l'ensemble des sites pour chacun des modèles.

On ajoutera, part ailleurs, une autre information lorsque l'on s'intéressera aux flux turbulents. En effet, pour aller dans le sens de la notion de *benchmark* décrite par Best et al. (2015) discutée dans l'introduction de ce chapitre, nous avons calculé les scores réalisés par une régression linéaire sur le seul rayonnement solaire incident. La figure 5.4 donne un exemple de création de *benchmark*. Dans le cas présenté, la meilleure relation entre le flux et le rayonnement solaire incident est $Flux_{benchmark} = 0,12 SW \downarrow + 5,7 W m^{-2}$; celle-ci correspond, en comparaison avec le $Flux_{observé}$, au RMSE et à la corrélation indiqués dans le titre de la figure.

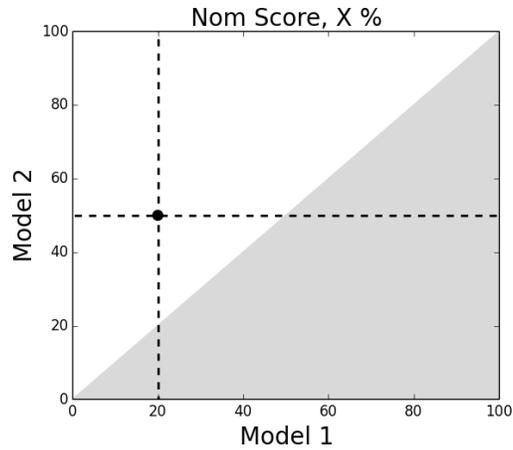


Figure 5.3: Principe de visualisation des résultats. La description complète de la figure est dans le corps de texte.

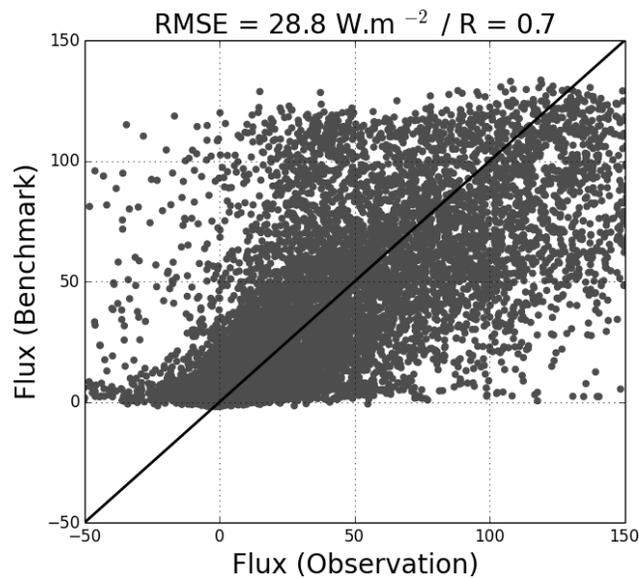


Figure 5.4: Exemple de création de benchmark pour un site et une année donnée. Les observations sont en abscisse et le benchmark en ordonnée. Le RMSE ainsi que la corrélation calculés entre le benchmark et les observations sont ensuite calculés.

Pour représenter cette information sur les figures du type 5.3 nous colorons en rouge les points battant les scores obtenus par le *benchmark* et les changeons en étoile dans lorsque seule la simulation MEBL bat le *benchmark*.

5.4.1 Résultats généraux

Tout d'abord, la figure 5.5 montre les résultats obtenus sur le rayonnement net, c'est-à-dire l'énergie disponible pour le partitionnement en flux sensible et latent et flux de chaleur dans le sol. On constate

5.4. Résultats

qu'il n'y a que très peu de différence entre les deux modèles, ce qui est cohérent avec l'étude sur les sites français de la partie précédente. Cependant, les résultats sont nettement moins bons que dans l'étude sur les quatre sites français (chapitre 4). On observe en particulier que les biais calculés s'étalent entre -35 et 20 W m^{-2} alors qu'ils n'étaient que de quelques W m^{-2} dans l'étude précédente. Cela s'explique en partie par le fait que dans le chapitre précédent, les albédos ont été déterminés sur la base des observations de rayonnement solaire incident et réfléchi, le but étant de comprendre l'impact de MEBL sur le partitionnement du rayonnement net. Ici, on a fait appel à la base de données ECOCLIMAP pour les paramètres physiographiques et notamment les différents albédos comme cela est fait lors de toute simulation spatialisée, qu'elle soit forcée ou couplée avec l'atmosphère. Cependant, en moyenne annuelle, on calcule un rayonnement net avec un biais négatif, c'est-à-dire une sous-estimation du modèle, de 10 W m^{-2} pour chacun des deux modèles.

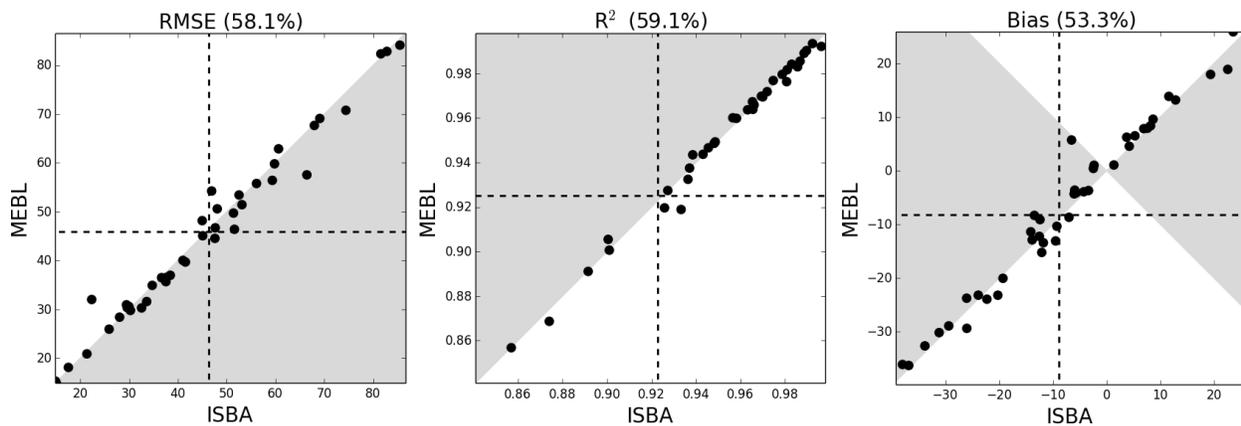


Figure 5.5: Scatter plot sur le RMSE, la corrélation au carré et le biais de chacun des deux modèles MEBL et ISBA pour le rayonnement net.

La figure 5.6 montre le graphique décrit par la figure 5.3 réalisé avec les valeurs de flux sensible. Le biais (figure de droite) est assez similaire pour les deux modèles avec une faible dispersion autour de la droite $y = x$ et des valeurs variant d'environ -30 à 30 W m^{-2} , ce qui est raisonnable compte tenu du biais sur R_{net} . La figure centrale, faisant apparaître le carré du coefficient de corrélation, montre une amélioration nette de ce score avec 95.6 % des sites améliorés et une valeurs moyenne de 0.79 et 0.67 pour MEBL et ISBA respectivement. On retrouve donc une cohérence avec les résultats de la partie précédente, montrant une nouvelle fois que la prise en compte d'une canopée explicite permet une meilleure corrélation du flux sensible. Enfin, le RMSE est lui aussi amélioré avec MEBL pour 88.4 % des cas avec une valeur moyenne de 49 W m^{-2} pour MEBL et 61 W m^{-2} pour ISBA, soit une diminution de 17 %. On retrouve là aussi l'impact positif de la canopée explicite avec l'effet d'ombrage sur le sol, mais aussi celui de la litière et sa faible diffusivité thermique. Tous deux font décroître sensiblement le flux de chaleur dans le sol en amplitude et permettent ainsi une augmentation du flux sensible en accord avec les observations.

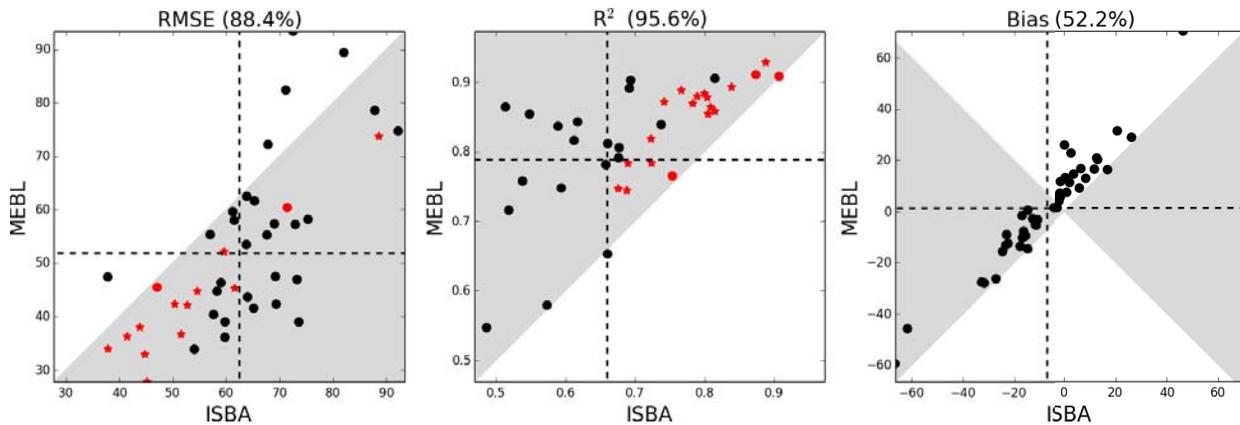


Figure 5.6: Scatter plot sur le RMSE, le R^2 et le biais de chacun des deux modèles MEBL et ISBA pour le flux de chaleur sensible.

Pour ce qui est du flux de chaleur latente, toujours en cohérence avec la partie précédente, l'impact de MEBL est plus faible que sur le flux sensible (Figure 5.7). L'impact, même s'il est faible, est toutefois amélioratif avec 69 % des sites améliorés pour le RMSE et 84.1 % améliorés pour la corrélation. Là encore, les résultats restent cohérents avec la partie précédente avec un impact limité de MEBL sur LE .

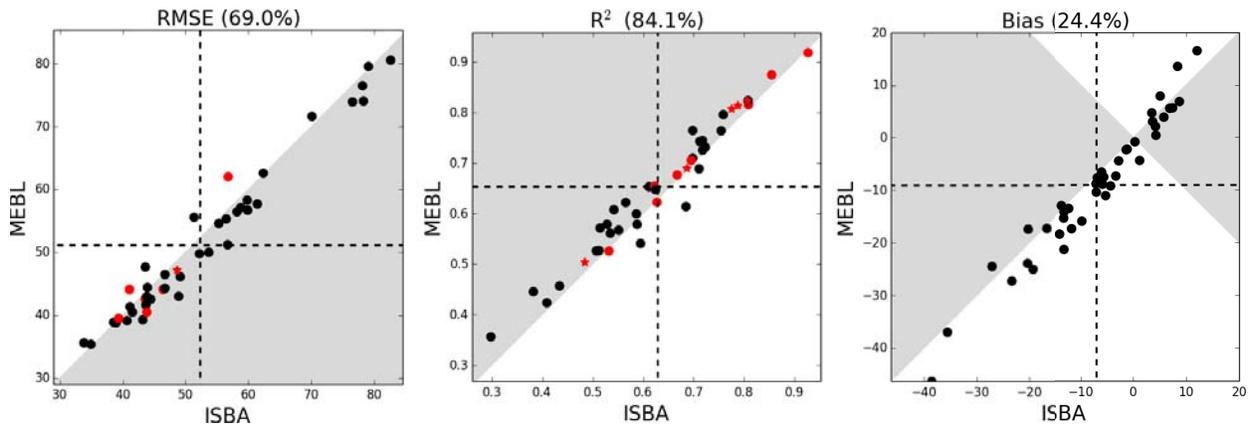


Figure 5.7: Scatter plot sur le RMSE, le R^2 et le biais de chacun des deux modèles MEBL et ISBA pour le flux de chaleur latente (LE).

Le résultat principal de l'étude PLUMBER est présenté sur la figure 5.8. On y voit pour chaque modèle, le classement (rank) réalisé sur la base de scores statistiques, la meilleure position étant 1 et la moins bonne 5. Il apparaît nettement que le flux sensible présente une faiblesse en comparaison avec le flux latent pour tous les modèles. Les résultats précédents s'inscrivent donc parfaitement dans une réponse aux problèmes soulevés par cette étude, le flux de chaleur latente étant assez peu modifié et le flux de chaleur sensible fortement amélioré.

Enfin, le flux de chaleur dans le sol (Fig. 5.9) est comparé lorsque les observations étaient disponibles, ce qui est le cas pour 30 des 42 sites. La base de données Fluxnet ne précise pas les conditions de mesures

5.4. Résultats

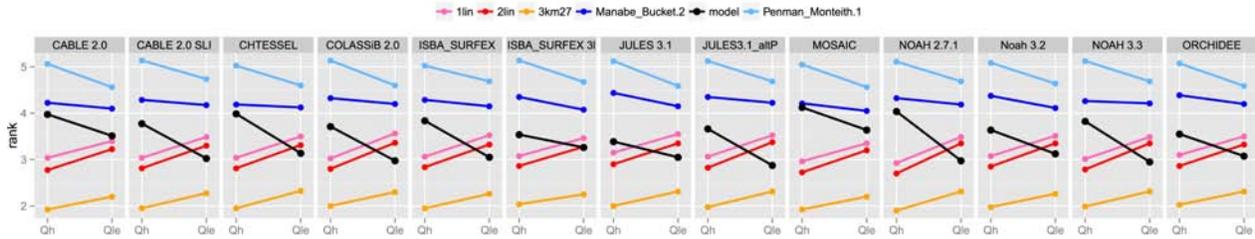


Figure 5.8: La figure est extraite de l'article de [Haughton et al. \(2016\)](#). PLUMBER est un projet d'inter-comparaison de modèles de surface, réalisé en offline. Les modèles sont comparés (pour les flux sensibles et latents) à des paramétrisations simples et des régressions effectuées sur les forçages plutôt qu'aux observations directes. Le but est d'évaluer les modèles face aux informations contenues dans les forçages. L'étude a notamment montré qu'aucun modèle n'était en mesure de mieux représenter le flux sensible qu'une régression linéaire se basant sur le rayonnement solaire pour la simulation du flux sensible. Le flux sensible est indiqué par Qh et le flux latent par Qle.

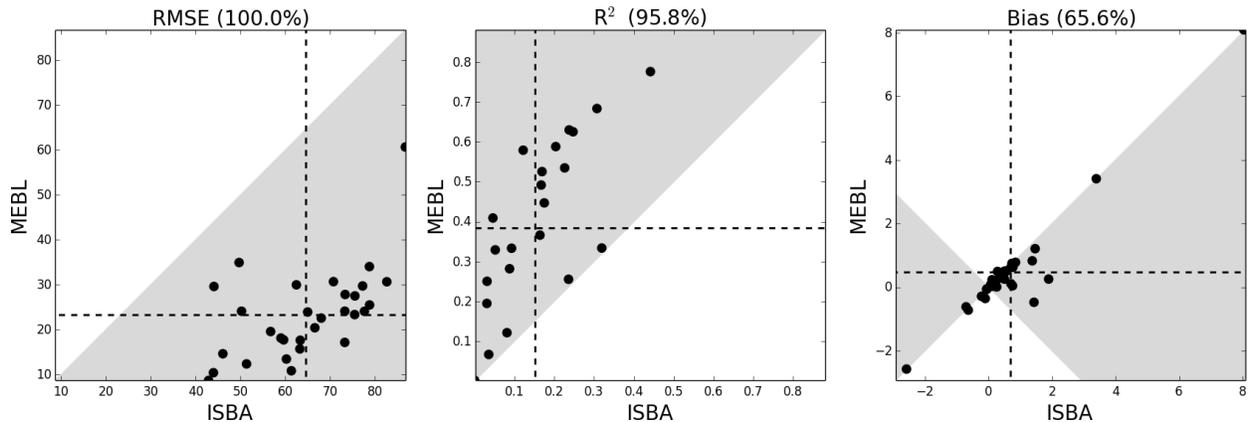


Figure 5.9: Scatter plot sur le RMSE, le R^2 et le biais de chacun des deux modèles MEBL et ISBA pour le flux conductif diagnostiqué à 5 cm de profondeur. Les données ont pu être récupérées pour 30 sites seulement et ont été réalisées à une profondeur inconnue.

de chacune des variables. Cela ne constitue pas a priori un problème pour les flux turbulents ou radiatifs mais selon les sites ; on sait que le flux conductif peut être mesuré à différents niveaux et peut même parfois intégrer le stockage d'énergie du sol au dessus du capteur. La figure 5.9 montre les résultats obtenus à l'aide des flux conductifs calculés par les modèles à 5 cm de profondeur. Pour ce qui est de la corrélation, même si elle est nettement améliorée, il apparaît que les résultats sont moins bon que ceux du chapitre précédent, ce qui est certainement dû à la remarque précédente. Le RMSE est amélioré dans 100% des cas et passe d'une moyenne de 65 à 22 $W m^{-2}$ avec MEBL. On voit également que les biais annuels sont très faibles pour les deux modèles, ce qui s'explique par le fait que MEBL impacte plus l'amplitude et le phasage des cycles diurnes, voire les moyennes saisonnières plus que la moyenne annuelle qui est, de toute façon, pratiquement nulle.

5.4.2 Dépendance de l'impact de MEBL au LAI

Le principe de MEB est de distinguer la canopée du sol pour les couverts végétaux, on se demande donc dans quelle mesure la quantité de couvert végétal est liée à l'amélioration des résultats sur le calcul des flux turbulents, en particulier sur H que l'on a vu être sensiblement mieux estimé précédemment. La figure 5.10 montre à travers des boîtes à moustaches l'amélioration relative du RMSE, c'est-à-dire la valeur du rapport :

$$\frac{RMSE_{ISBA} - RMSE_{MEBL}}{RMSE_{ISBA}} \quad (5.1)$$

Celui-ci est calculé en fonction du LAI distingué en six intervalles. On constate que pour H , l'amélioration de l'erreur décroît avec le LAI si on omet le plus petit intervalle [0-1]. En effet, pour les plus forts LAI (>5 m² m⁻²), correspondant à 15 % des mois simulés, la variation de RMSE est en moyenne nulle. Pour des tranches de LAI plus faibles, l'amélioration devient en moyenne positive et augmente de classe en classe. On constate donc que plus la canopée est ouverte, c'est-à-dire plus le LAI est faible, plus l'impact de MEBL est important et dans le sens d'une diminution des erreurs. La première classe [0-1] ne suit pas ce schéma, mais deux raisons l'expliquent : tout d'abord, celle-ci ne représente que 8 % des cas et n'est par conséquent pas parfaitement comparable aux autres classes. D'autre part, cette classe correspond à des cas de forêts de caduques en hiver lorsque l'énergie disponible et donc les flux turbulents sont faibles, ce qui entraîne des différences relatives moins significatives. On voit d'ailleurs que c'est la classe qui possède les différences de RMSE les plus variables.

Pour ce qui est du flux LE , on constate que les résultats sont assez proches quelque soit le LAI, de manière cohérente avec les résultats du chapitre précédent.

5.4.3 Présence de neige

Une des motivations du développement de MEB est l'amélioration de la représentation des processus liés à la neige avec notamment la possibilité d'interception de celle-ci par la canopée et ainsi la distinction entre la neige sur et sous la canopée. Ce point spécifique nécessite une évaluation précise à l'échelle locale. Il n'est pas l'objet de cette thèse. Cependant, elle est en cours de réalisation par nos collaborateurs suédois du SMHI. Comme nous avons à disposition un outil et des résultats de simulations incluant des périodes de précipitations neigeuses, nous décidons toutefois de présenter ici un rapide résultat illustrant l'impact moyen du modèle en cas de présence de neige.

La figure 5.11 reprend le principe de la figure 5.10 en distinguant seulement deux cas : l'absence de précipitation neigeuse sur le mois considéré correspondant à un cumul inférieur à 1 mm (en équivalent d'eau liquide) et au contraire la présence de neige avec un cumul mensuel supérieur à 1 mm. Signalons cependant que la première boîte contient 82 % des mois disponibles et la seconde uniquement 18 %, les périodes avec précipitations neigeuses étant logiquement plus rares. L'amélioration relative du RMSE

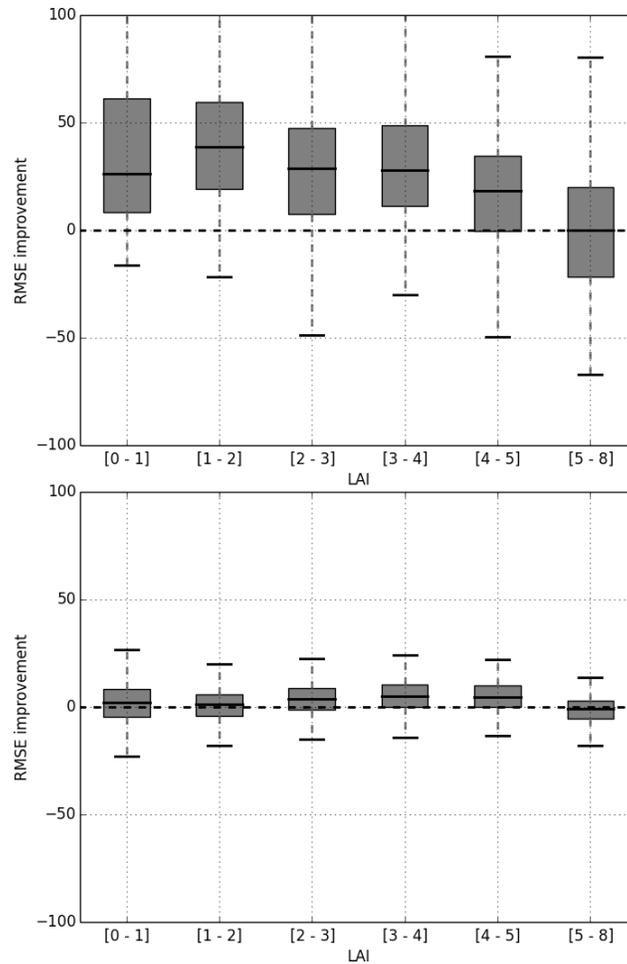


Figure 5.10: Boîtes à moustaches réalisées avec les valeurs d'amélioration du RMSE calculé entre MEBL et ISBA (voir texte), en fonction du LAI. Flux H (en haut) et LE (en bas). L'intervalle [0-1] représente 8 % des cas, [1-2] 13 %, [2-3] 19 %, [3-4] 26 %, [4-5] 21 % et [5-8] 15 %.

entre le calcul réalisé sur les sorties de la simulation MEBL est en moyenne de 22 % en comparaison avec la simulation ISBA, pour les mois où les précipitations neigeuses sont nulles ou bien correspondent à du bruit (< 1 mm). Par contre, lorsque il y a de la neige (> 1 mm), cette amélioration du RMSE est en moyenne de 33 %. Il semble donc que le modèle MEBL améliore d'autant plus les simulations lorsque la neige est présente, ce qui serait cohérent avec la physique développée. Toutefois, cela n'explique pas les raisons d'une telle amélioration et appuie d'autant plus la nécessité d'une évaluation spécifique.

5.4.4 Type de forêt

L'impact des développements est aussi probablement dépendant du couvert considéré. Pour identifier cet éventuel impact, nous partageons en trois classes les sites retenus pour l'étude : feuillus persistants, feuillus caducs et conifères représentant respectivement, 19, 31 et 50 % des sites. La figure 5.12 reprend le principe de la figure précédente 5.11 et montre de manière assez marquée des différences d'amélioration

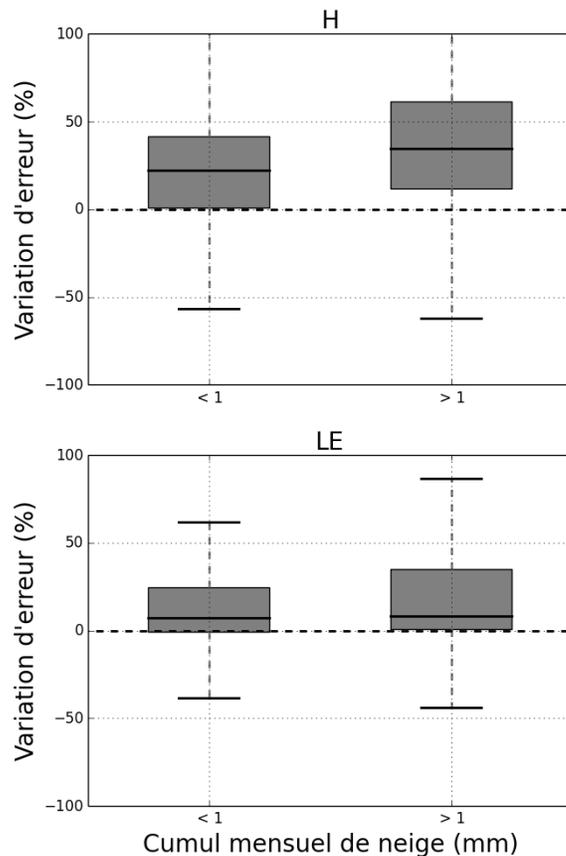


Figure 5.11: Amélioration du RMSE calculé sur le flux sensible (en haut) et le flux latent (en bas) en fonction de la présence ou non de précipitations neigeuses. Pour chaque mois disponible, l'amélioration relative du RMSE est calculée permettant de tracer les boîtes à moustaches. Le cas sans neige (< 1 mm d'équivalent en eau liquide de neige sur le mois) contient 82% des mois disponibles et le cas avec (> 1 mm) neige 18 %.

de performance selon le couvert. En effet, pour les forêts de type conifères, la simulation MEBL améliore nettement le calcul du flux sensible en comparaison avec la simulation ISBA. Ce résultat n'est pas surprenant puisque la représentation de la canopée dans le modèle a été réalisée en s'appuyant sur un certain nombre de points sur le LSM : RCA qui était à l'origine conçu pour les régions nordiques d'Europe dominées par les conifères, typiques des hautes latitudes. Il est donc possible que les paramètres du schéma de turbulence de ce modèle, décrits dans le chapitre 3, correspondent en particulier aux forêts de conifères. Dans une moindre mesure, les paramètres qui quantifient l'interception de la neige pourraient être, eux aussi, dépendants du type de couvert.

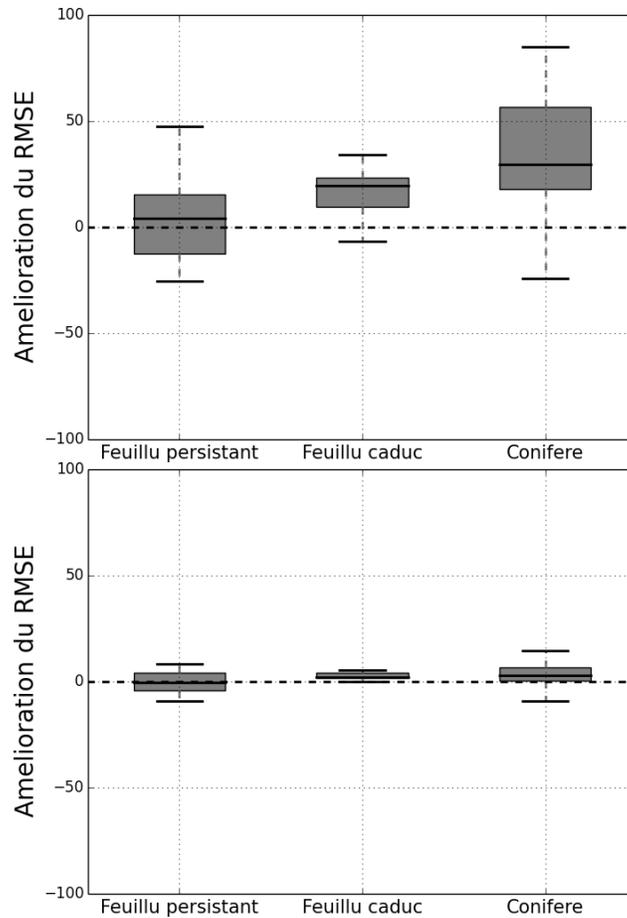


Figure 5.12: Amélioration du RMSE calculé sur le flux sensible (en haut) et le flux latent (en bas) en fonction du type de forêt. Pour chaque site disponible, l'amélioration relative du RMSE est calculée, permettant de tracer les boîtes à moustache. Les feuillus persistants représentent 19 % des sites, les feuillus caducs 31 % et les conifères 50 %.

5.4.5 Répartition géographique

Nous proposons maintenant une vision spatiale des résultats de comparaison entre les deux modèles. La figure 5.14 représente l'amélioration relative (en %) du calcul du RMSE (Annexe B). On remarque que l'amélioration avec MEBL est importante pour le calcul de H de manière assez homogène avec une moyenne des RMSE de 14 % plus faible avec l'utilisation de MEBL. Cependant on peut noter que pour 3 des 5 sites de feuillus persistants (Brésil, Indonésie et Australie), il y a une dégradation des résultats, résultat déjà suggéré par la figure 5.12. Concernant le flux LE les résultats sont beaucoup moins contrastés comme vu précédemment et on retrouve cette dégradation pour les feuillus persistants.

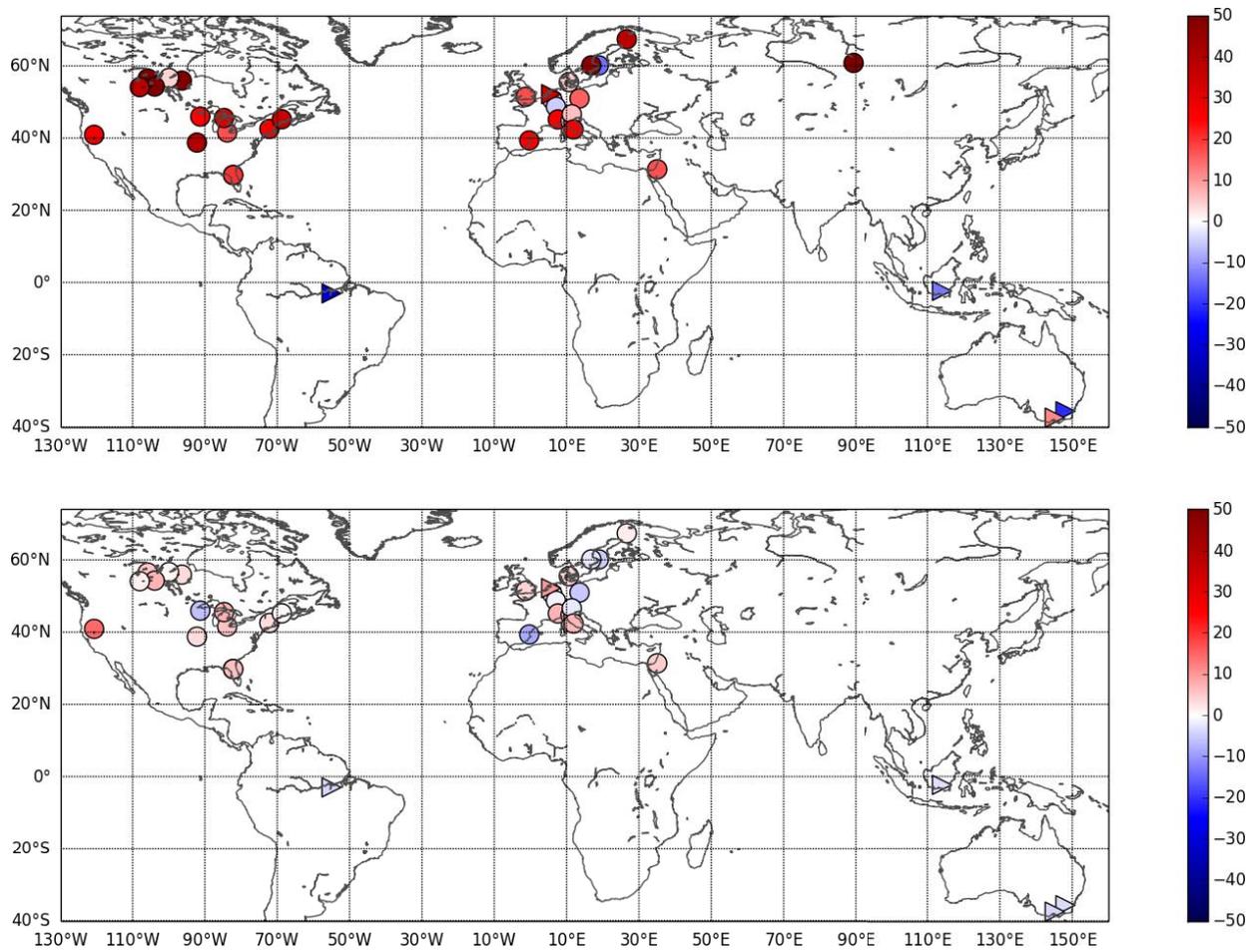


Figure 5.13: Amélioration relative du RMSE entre MEBL et ISBA pour chacun des sites utilisés. Les triangles correspondent aux forêts de type TEBE (Table 3.1). Flux H (en haut) et LE (en bas).

Si on regarde maintenant la même figure mais en représentant directement les valeurs de RMSE obtenues à l'aide de la simulation de référence ISBA (Fig.5.14), on s'aperçoit que les sites de feuillus persistants font partie des sites les plus mal simulés pour H et particulièrement pour LE . On peut donc raisonnablement penser que la dégradation des résultats avec MEBL ne s'explique pas par les nouvelles paramétrisations apportées mais par un problème lié à la classe TEBE, et donc aux paramètres du modèle utilisés pour cette classe.

5.4. Résultats

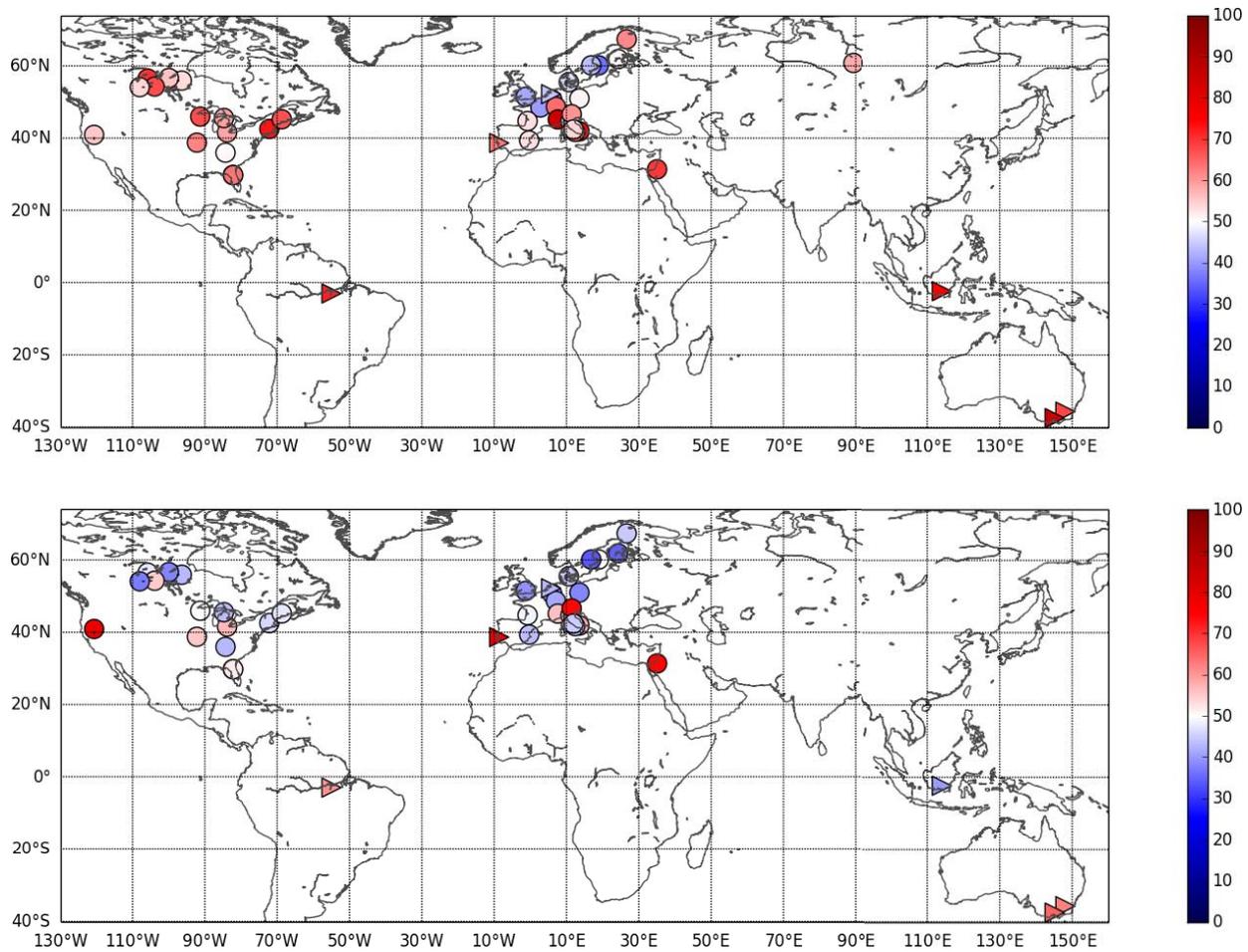


Figure 5.14: RMSE obtenus avec la simulation ISBA pour chacun des sites utilisés. Les triangles correspondent aux forêts de type TEBE (Table 3.1). Flux H (en haut) et LE (en bas).

5.4.6 Tests de sensibilité

Cet outil, une fois mis a point est très facilement réutilisable et permet notamment d'effectuer très aisément des tests de sensibilité inhérent à tout développement du modèle. Nous avons donc effectué d'autres simulations pour mesurer l'effet de certains paramètres sur le calcul des flux turbulents.

Sensibilité au critère de fermeture

Dans un premier temps, nous commençons cette étude de sensibilité par un paramètre non physique : le critère d'exigence de fermeture du bilan énergétique. Celui-ci a été choisi à 80% dans l'étude qui précède mais nous souhaitons évaluer l'influence qu'il peut avoir sur l'interprétation des résultats. Pour cela, nous refaisons l'expérience avec les valeurs 95 et 65%. Les résultats pour le flux sensible sont présentés ci-dessous sur la base de la figure 5.3

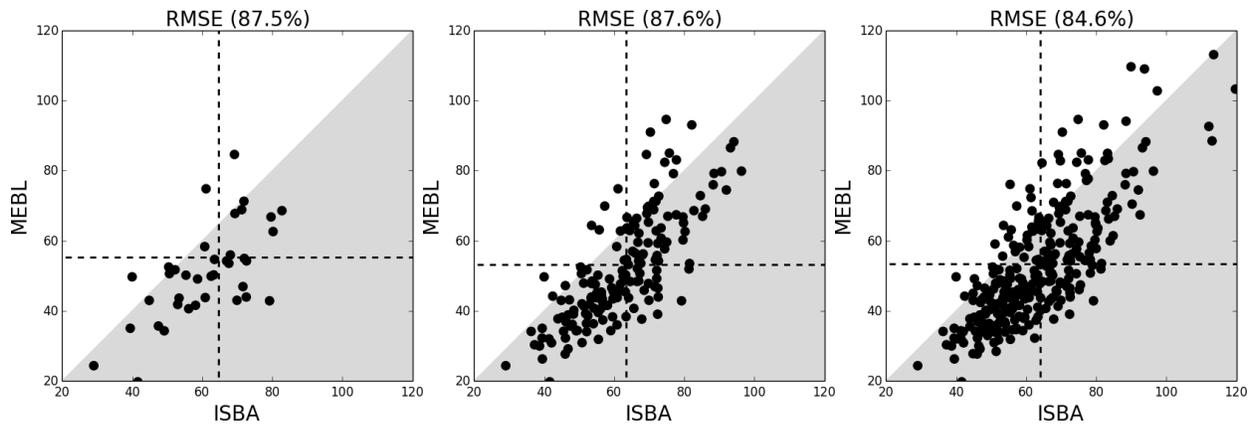


Figure 5.15: On représente sur le principe de la figure 5.3 pour le RMSE uniquement et pour le flux de chaleur sensible (H), chaque année de chaque site disponible en appliquant trois critères de fermeture différents: 95% (à gauche), 80% (au milieu, critère adopté dans l'ensemble de l'étude) et 65% (à droite).

La figure 5.15 met en évidence que le choix du critère de fermeture du bilan énergétique n'a finalement qu'une faible influence sur les résultats et leur interprétation. On voit en effet que la moyenne des RMSE calculés par année pour l'ensemble des sites ne varie que très peu avec le choix du critère de fermeture et que les conclusions quant au pourcentage du nombre d'années améliorées avec MEBL demeurent identiques. On peut tout de même constater que l'on élimine les plus mauvais résultats en augmentant le critère.

Ce résultat suggère donc que sur un grand nombre de données, le critère de fermeture n'est pas impactant sur les conclusions pour une comparaison entre deux modèles. Pour cette raison, nous avons librement choisi le critère de 80% pour l'étude puisqu'il était aussi en accord avec les conclusions de [Wilson et al. \(2002\)](#).

Sensibilité aux paramètres physiques du modèle

Nous finissons cette étude par quelques tests de sensibilités en commençant par les principaux paramètres introduits dans le modèle que sont l'épaisseur de la couche de litière, le coefficient pour le modèle de transfert radiatif infra-rouge et le taux de recouvrement foliaire pour le modèle de transfert radiatif du rayonnement solaire. Puis nous présentons un dernier test de sensibilité portant sur le choix du modèle de résistance stomatique :

- Tout d'abord, l'épaisseur de la litière qui est le paramètre clef de la paramétrisation introduite impactant à la fois la thermique et l'hydrologie.

5.4. Résultats

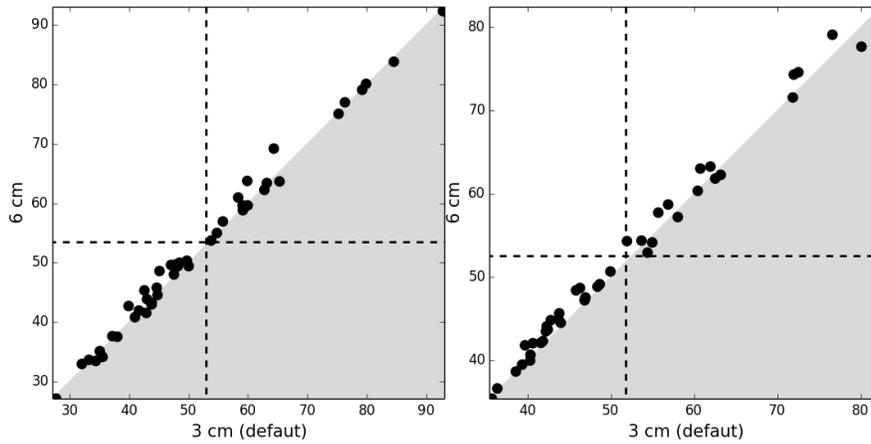


Figure 5.16: Scatérogramme des scores RMSE obtenus sur chacun des sites pour les flux turbulents sensible (à gauche) et latent (à droite) en utilisant une épaisseur de litière de 6 cm en comparaison avec l'épaisseur prescrite par défaut (3 cm)

On voit sur la figure 5.16 que pour une épaisseur deux fois supérieure à celle imposée par défaut dans le modèle, l'impact sur les flux turbulents est très modéré, ce qui conforte pour l'instant l'utilisation d'une épaisseur constante dans le temps.

- Le coefficient pour le calcul du bilan *longwave* : Ce coefficient qui régule le coefficient de transmission de flux infra-rouge à travers la canopée a déjà été testé dans le chapitre 4. Sa sensibilité dans le calcul du flux infra-rouge émis ainsi que des flux turbulents y était relativement faible. Les figures 5.17 et 5.18 réitèrent ce test pour l'ensemble des 42 sites et pour deux valeurs du coefficient. Les conclusions sont les mêmes que précédemment et confirment que la simulation des flux turbulents est très peu sensible à ce paramètre.

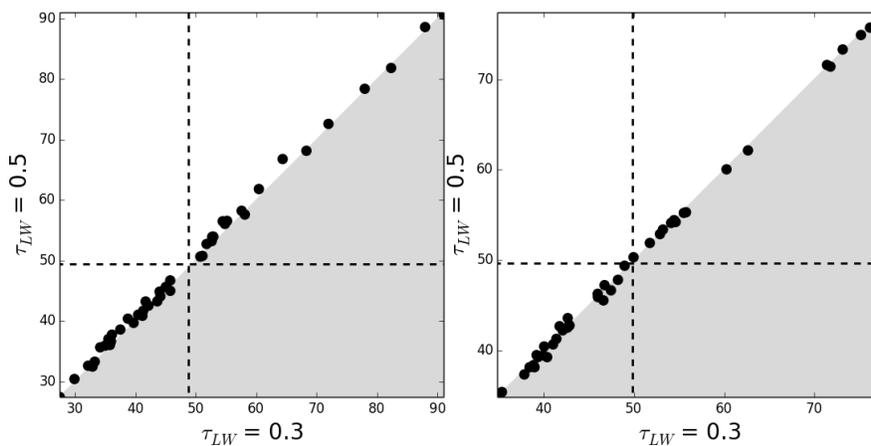


Figure 5.17: Scatérogramme des scores RMSE obtenus sur chacun des sites pour les flux turbulents sensibles (à gauche) et latents (à droite) en utilisant un coefficient pour le transfert radiatif infra-rouge $\tau_{LW}=0.3$ en comparaison avec celui prescrit par défaut (i.e. $\tau_{LW}=0.5$)

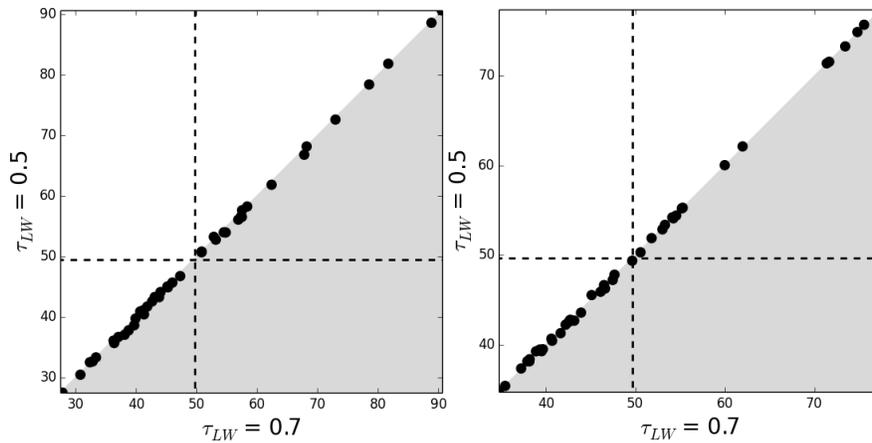


Figure 5.18: Scatérogramme des scores RMSE obtenus sur chacun des sites pour les flux turbulents sensibles (à gauche) et latents (à droite) en utilisant un coefficient pour le transfert radiatif infra-rouge $\tau_{LW}=0.7$ en comparaison avec l'épaisseur prescrite par défaut $\tau_{LW}=0.5$

- Enfin, on a vu dans le chapitre 4 que pour deux sites de mesures, le rayonnement solaire traversant la canopée et atteignant le sol était sur-estimé en utilisant les paramètres par défaut du schéma de transfert radiatif. Le taux de recouvrement du feuillage est l'un des paramètres essentiel pour déterminer ce coefficient de transmission, mais n'est pas forcément très bien déterminé en fonction du couvert. Nous effectuons ainsi un test de sensibilité en réalisant une simulation pour lequel on impose un taux de recouvrement tel qu'il a dû être imposé dans le chapitre précédent pour correctement représenter le rayonnement traversant la canopée (fig. 4.4). Cela revient en fait à fermer la canopée en ayant un recouvrement minimal des feuilles, maximisant ainsi la surface d'interception du rayonnement et diminuant le coefficient de transmission.

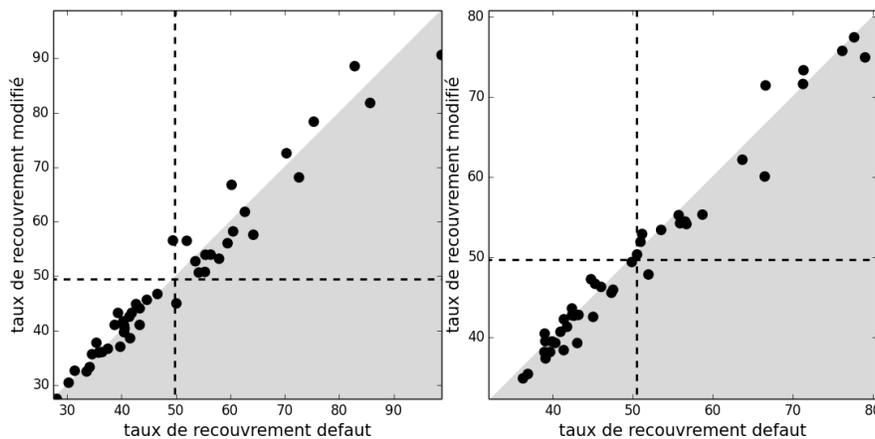


Figure 5.19: Scatérogramme des scores RMSE obtenus sur chacun des sites pour les flux turbulents sensibles (à gauche) et latents (à droite) en utilisant un taux de recouvrement modifié dans le schéma de transfert radiatif du rayonnement solaire

5.4. Résultats

Comme l'illustre la figure 5.19 l'impact sur les flux turbulents est assez modéré illustrant la robustesse du modèle MEBL. Notons cependant qu'en l'absence de la prise en compte de la litière les résultats sont bien moins similaires. En effet la simulation utilisant le taux de recouvrement par défaut laissant plus de rayonnement traverser la canopée, la réponse de la simulation MEB est une forte augmentation de l'évaporation du sol. Ce résultat est donc, dans un premier temps, rassurant. Cependant, il faut garder à l'esprit qu'une évaluation spécifique du schéma de transfert radiatif portée sur le coefficient de transmission semble nécessaire dans le futur pour pouvoir exploiter au mieux les apports des nouvelles paramétrisations en particulier pour le partitionnement des flux turbulents.

Les simulations réalisées dans toute cette étude considèrent par défaut une paramétrisation de la photosynthèse (Ag-s) pour la paramétrisation de la résistance stomatique dans le calcul de la transpiration. Cependant, cette option n'est pas toujours activée et il est possible de conserver la paramétrisation originale proposée par Jarvis (1976). C'est le cas en particulier pour la prévision numérique du temps. C'est pourquoi nous illustrons sur la figure 5.20 l'impact de cette paramétrisation sur les flux turbulents lors de l'utilisation du schéma MEBL.

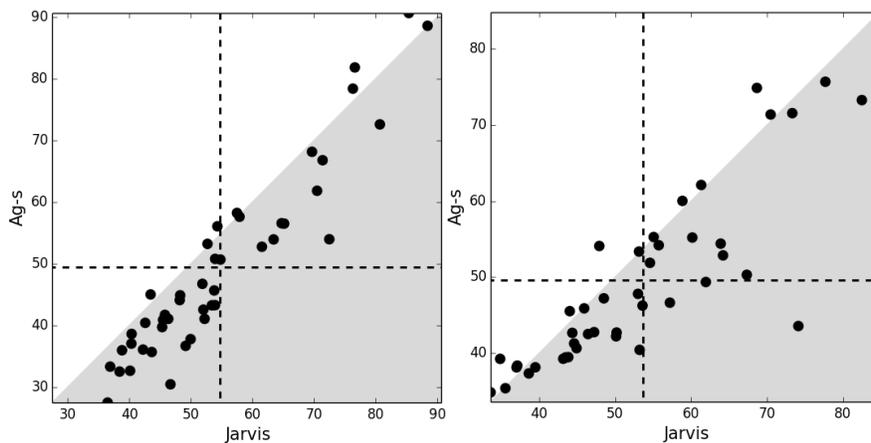


Figure 5.20: *Diag MEBL en utilisant A-gs vs MEBL en utilisant Jarvis*

La prise en compte de la photosynthèse dans la paramétrisation de la résistance stomatique mène à des résultats sensiblement améliorés en comparaison avec la formule de Jarvis (1976) que ce soit pour le flux sensible ou le flux latent.

5.5 Conclusion

En conclusion, sur ce deuxième chapitre d'évaluation de l'impact des nouveaux développements ajoutés dans le modèle ISBA, on notera dans un premier temps que la question de la fermeture du bilan d'énergie a une nouvelle fois, été abordée. Même si cette question est bien connue, elle n'en reste pas moins problématique. En effet, on a ici retiré 41% des sites disponibles de l'étude avec un critère de fermeture minimum de 80% ce qui n'est pourtant pas a priori très restrictif. Cependant, on a aussi pu voir à travers un test de sensibilité que les conclusions, en appliquant divers critères de fermeture, étaient les mêmes. Cela montre que du fait du grand nombre de sites disponibles pour cette étude, les performances relatives des deux modèles reste similaires, même si les performances absolue sont évidemment impactées.

Ensuite, le calcul du rayonnement net dans ce cas *blindtest* mène à des erreurs non négligeables, ce qui n'avait pas été constaté précédemment (chapitre 4) du fait de la spécification des paramètres propres à chaque site. Ce flux est à la base du calcul des flux turbulents mais n'est cependant que très peu impacté pour les nouvelles paramétrisations.

La cohérence des résultats de la modélisation des flux turbulents avec l'étude sur les quatre sites français est un point de satisfaction très fort qui n'était pas nécessairement acquis. Il était particulièrement important de constater ce résultat puisque le modèle de surface ISBA a pour vocation d'être utilisé à l'échelle globale et avec l'utilisation de bases de données physiographiques et morphologiques (ex : ECOCLIMAP, SRTM, HWSO) tel que cela a été fait dans cette partie. D'autre part, les fortes améliorations du calcul du flux de chaleur sensible, grâce aux nouveaux développements, pourraient apporter une réponse au problème de modélisation de ce flux, récemment pointé par le projet d'inter-comparaison de modèles de surface PLUMBER. En effet, cette étude a montré que contrairement au flux latent, le flux sensible était particulièrement mal modélisé pour l'ensemble des modèles mis en jeu par rapport à des modèles ou régression linéaires simples. Ces résultats ont été réalisés avec ses flux turbulents ajustés pour forcer la fermeture du bilan d'énergie, ce qui semble être une condition essentielle à imposer du fait que cette condition soit respectée dans le modèle. On montre cependant les résultats généraux obtenus sur H et LE en Annexe C avec les flux observés non ajustés et qui mènent aux mêmes conclusions, même si elles sont moins marquées.

Les études d'impact plus ciblées qui ont ensuite été effectuées ont pu montrer que deux critères sur les sites menaient à des comparaisons particulièrement favorables : les sites de conifères et les sites enneigés. Ce résultat s'accorde avec le fait que certains aspects du modèle (ex : turbulence dans la canopée, interception de la neige) ont été développés à l'origine pour des forêts de conifères des hautes latitudes.

Chapitre 6

Évaluation spatialisée de l'impact sur l'hydrologie

Sommaire

| | |
|---|------------|
| 6.1 Introduction à la chaîne Safran-ISBA-Modcou (SIM) | 136 |
| 6.2 Données de validation | 140 |
| 6.3 Expériences | 141 |
| 6.4 Impact des nouveaux développements sur la modélisation des débits des rivières | 143 |
| 6.5 Impact de MEB-L sur le bilan hydrologique | 154 |
| 6.6 Conclusion | 166 |

Dans ce dernier chapitre d'évaluation, c'est l'impact des nouveaux développements sur le bilan d'eau que nous cherchons à quantifier. Pour cela, nous allons utiliser l'approche qui consiste à coupler le modèle de surface avec un modèle de routage des fleuves et à comparer ensuite les débits des rivières modélisés à ceux observés. L'outil SAFRAN-ISBA-MODCOU développé notamment au CNRM permet d'effectuer cette approche sur le domaine de la France et les comparaisons peuvent être réalisées grâce aux nombreuses stations de mesure de débits disponibles sur une longue période. Bien que nous ayons vu dans les chapitres précédents que l'impact sur le bilan d'eau était a priori moins marqué que celui sur le bilan d'énergie, certaines améliorations ont été pointées, en particulier pour les forêts présentant un cycle foliaire marqué, fortement représentées en France. D'autre part, ce chapitre représente aussi la première étape du processus de spatialisation du modèle. Il est essentiel de s'assurer que le modèle fonctionne pour tous les types de forêts et de climats et la France constitue un très bon point de départ pour cela (climat méditerranéen, montagneux, océanique, semi-continentale). Ajouté à cela, le forçage SAFRAN qui sera présenté dans le chapitre, constitue un forçage de très bonne qualité tant par sa résolution spatiale que par la quantité d'observations qu'il intègre.

6.1 Introduction à la chaîne Safran-ISBA-Modcou (SIM)

La chaîne hydrométéorologique SIM est une chaîne de modélisation constituée de trois modèles. Tout d'abord SAFRAN produit des analyses de variables atmosphériques au niveau de la surface. Ensuite, le modèle de surface ISBA utilise ces données en entrée et réalise un bilan d'eau et d'énergie permettant de calculer en particulier le drainage gravitaire et le ruissellement de surface, eux-mêmes utilisés en entrée du modèle hydrogéologique MODCOU. Ce dernier calcule alors le transfert d'eau vers et dans les rivières et simule l'évolution des niveaux d'eau dans les aquifères.

La chaîne SIM est utilisée à la fois en recherche et en opérationnel. Pour la partie recherche, elle permet en particulier la validation des différentes paramétrisations d'ISBA (ex : [Decharme et al., 2013](#) pour la validation du module de sol multi-couches) ou la réalisation d'études d'impact comme l'apport de l'assimilation de données (ex : [Fairbairn et al., 2016](#)). On considère en effet que les débits simulés à la suite de l'exécution de l'ensemble des trois modules sont un moyen de validation indirecte du partitionnement du bilan d'eau entre évapotranspiration, drainage et ruissellement réalisé dans ISBA. C'est cette méthode de validation que nous allons utiliser dans la suite de ce chapitre. Par ailleurs, SIM est utilisé pour des études d'impact liées au changement climatique (ex : [Chauveau et al., 2013](#) ; [Vidal et al., 2012](#)) ou pour des études en lien avec prévision d'ensemble et saisonnière des débits (ex : [Singla, 2012](#) ; [Rousset Regimbeau, 2007](#)).

En ce qui concerne la partie opérationnelle l'analyse SIM tourne quotidiennement en fournissant une analyse en temps réel des conditions hydrométéorologiques sur la France. Cette analyse en temps

6.1. Introduction à la chaîne Safran-ISBA-Modcou (SIM)

réel est d'autant plus informative qu'elle peut être comparée à des données de ré-analyse disponibles depuis 1958 (Vidal et al., 2010). Météo-France fournit ainsi des informations permettant de caractériser les quantités de précipitations et l'état hydrique des sols dans le cadre du bulletin national de situation hydrologique (accessible via <http://www.eaufrance.fr>) du Ministère de l'Écologie, du Développement Durable et de l'Énergie. Par ailleurs les données en temps réel d'humidité du sol en sortie d'ISBA sont utilisées par le SCHAPI (Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations) pour initialiser certains modèles hydrologiques participant ainsi à la prévision des crues. En complément, des prévisions d'ensemble à 10 jours issues de SIM sont fournies au SCHAPI avec pour objectif une anticipation des risques d'inondation.

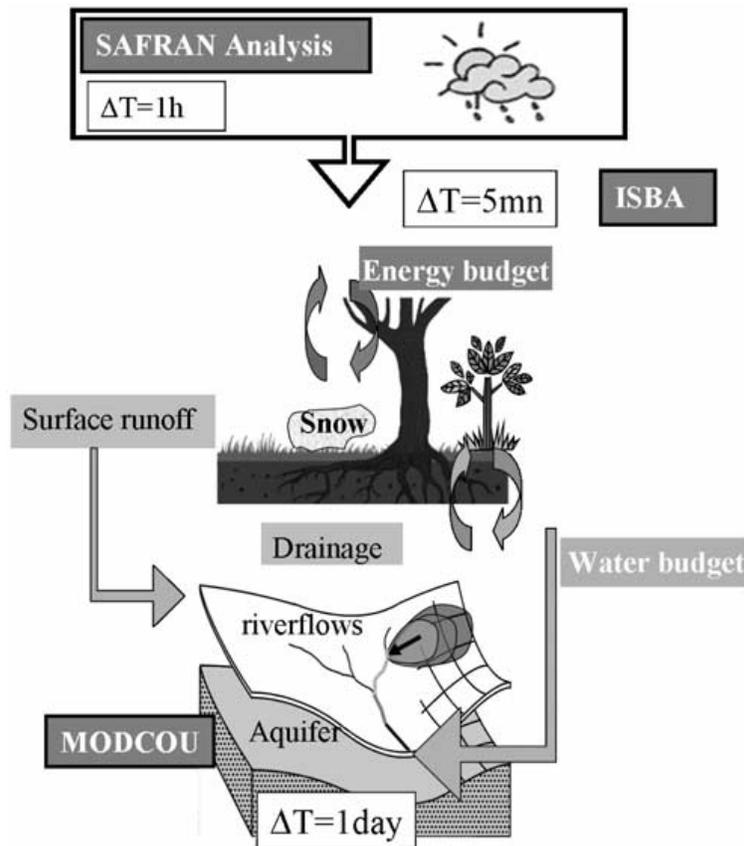


Figure 6.1: La chaîne hydrométéorologique SIM consiste en l'imbrication de trois modèles, l'analyse atmosphérique SAFRAN, le modèle de surface ISBA et le modèle hydrogéologique MODCOU, schéma issu de l'article de Habets et al. (2008)

6.1.1 Le système d'analyse météorologique Safran

Le système SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie) a été développé à l'origine dans le cadre de la prévision du risque d'avalanches sur le massif alpin (Durand et al., 1993). Il a ensuite été étendu au bassin du Rhône (Etchevers et al., 2001) puis à l'ensemble de la

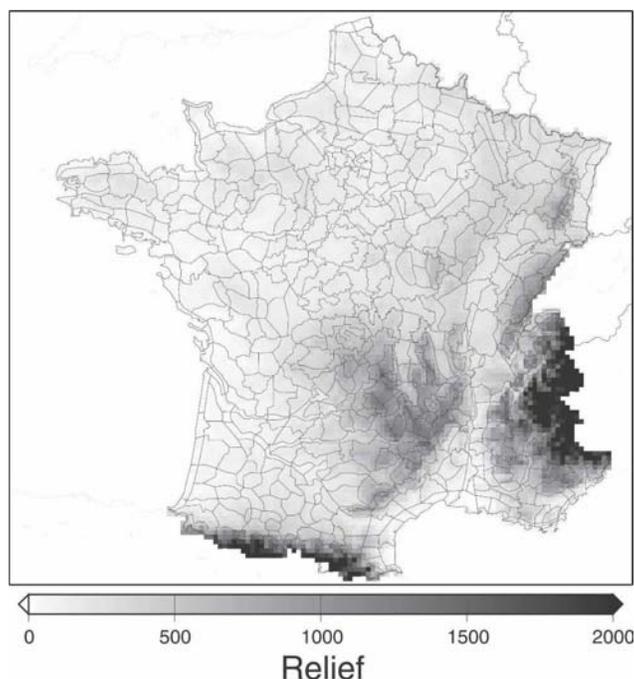


Figure 6.2: Relief de la France, en mètres, sur la grille de résolution 8km et identification des zones climatiques homogènes (Quintana-Seguí et al., 2008)

France métropolitaine (Le Moigne, 2002).

SAFRAN est une analyse des variables atmosphériques au niveau de la surface. Elle permet de reconstituer huit variables météorologiques au pas de temps horaire : la température et l'humidité relative spécifique de l'air à 2m, la nébulosité, les rayonnements solaires et infra-rouges, les précipitations liquides et solides ainsi que l'intensité du vent à 10m.

Le maillage SAFRAN n'a pas un maillage régulier mais s'appuie sur la notion de zones climatiques homogènes, c'est-à-dire des zones sur lesquelles les gradients horizontaux climatologiques et d'altitude sont faibles. Ainsi, le zonage Symposium II de Météo-France est utilisé, il comprend 615 zones ne dépassant pas les 1000 km². Le modèle SAFRAN est basé sur la technique d'interpolation optimale qui utilise les nombreuses données d'observations disponibles sur le territoire français ainsi que les sorties de modèles atmosphériques (ARPEGE ou modèle du centre européen) en guise d'ébauche.

L'analyse des paramètres météorologiques effectuée par SAFRAN et sa validation sont décrites en détail dans Quintana-Seguí (2008). Cette étude a notamment permis de mettre en évidence la pertinence de ce module notamment pour les champs de précipitation et de température mais aussi certains défauts comme la répartition horaire des précipitations ou des biais de rayonnement. Nous reviendrons plus tard sur ce dernier point.

On peut cependant noter que l'analyse se déroule en trois grandes étapes.

- Tout d'abord, un profil d'atmosphère libre est estimé pour chaque zone climatique afin d'alimenter

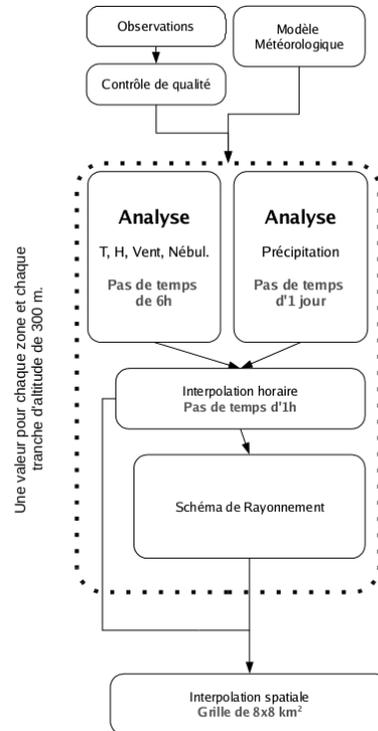


Figure 6.3: Schéma de principe de l'analyse Safran (Quintana-Seguí, 2008)

un modèle de transfert radiatif (Ritter and Geleyn, 1992) fournissant les rayonnements incidents solaires et atmosphériques. En effet, les stations observations sont trop rares pour être interpolées.

- Ensuite, les variables atmosphériques sont analysées aux heures synoptiques avec une résolution verticale de 300m par la méthode de l'interpolation optimale entre l'ébauche et les observations disponibles. L'analyse des précipitations est faite au pas de temps journalier pour garder le plus grand nombre possible de stations pluviométriques, toutes ne fournissant pas des données de résolution temporelle plus fine.
- Les données de pluie sont ensuite interpolées au pas de temps horaire en fonction de l'humidité spécifique et du temps sensible. Les variables atmosphériques sont interpolées au pas de temps horaire en prenant en compte les variations diurnes de température, d'humidité à 2m et du rayonnement solaire. La limite pluie/neige est donnée par l'altitude de l'isotherme 0° C, corrigée si des observations pluie/neige sont disponibles.

Enfin, toutes ces variables sont interpolées sur des mailles régulières de 8 km de côté, ayant une altitude moyenne connue. Cela constitue le maillage de la grille ISBA contenant 9892 points.

6.1.2 Le modèle hydrologique MODCOU

MODCOU est une plateforme hydrologique et hydrogéologique qui permet de modéliser l'évolution spatiale et temporelle du niveau piézométrique des aquifères français en utilisant les équations de diffusivité (Ledoux et al., 1989). La version opérationnelle de SIM prend en compte les nappes du Rhône et de la Seine. MODCOU calcule ensuite les échanges entre les aquifères et les rivières puis effectue un routage des eaux de surface, correspondant au ruissellement de surface et au drainage gravitaire d'ISBA, dans les rivières. La résolution spatiale de MODCOU varie de 1 à 8 km selon la topographie et le contour des bassins versants. Les sorties de débits sont créées toutes les trois heures et les hauteurs piézométriques des aquifères, lorsqu'ils sont représentés, tous les jours.

6.2 Données de validation

Pour évaluer l'impact des développements réalisés dans ISBA, on compare les débits simulés par le modèle MODCOU, utilisant en entrée le drainage gravitaire et le ruissellement de surface produit par ISBA, avec des mesures de débit réalisées sur un grand nombre de stations de jaugeage. Plusieurs résultats sont présentés et on regardera notamment l'impact des options utilisées dans ISBA ainsi que l'impact d'un critère de qualité sur les stations de débit. En effet, certaines sont soumises à de fortes contraintes anthropiques comme la présence de barrages ou les pompages liés à l'irrigation.

Pour analyser la qualité des débits simulés, on se basera principalement sur deux critères de performance classiquement utilisés en hydrologie :

- le critère de Nash, critère quadratique basé sur la méthode des moindres carrés mais indépendant du débit moyen du bassin. Il atteint au maximum la valeur de 1, on considérera qu'une valeur supérieure à 0.5 est acceptable et qu'une valeur supérieure à 0.7 traduit une bonne simulation. Il peut aussi prendre des valeurs négatives mais cela signifie que la simulation est moins bonne qu'une simulation qui donnerait la valeur moyenne observée à tout instant. Nous écarterons donc les stations se trouvant dans ce cas en considérant que le modèle de surface n'est pas la cause principale mais plutôt le forçage météorologique, ou bien que la station est trop anthropisée ou le bassin versant soumis à des processus non représentés (ex : aquifères). Il se calcul de la façon suivante :

$$\text{Nash} = 1 - \frac{\overline{(Q_{sim} - Q_{obs})^2}}{\overline{(Q_{obs} - Q_{obs})^2}} \quad (6.1)$$

- le rapport entre les lames d'eau annuelles simulées et observées (ratio) qui informe sur le biais annuel et donc la qualité du forçage des précipitations et la moyenne de l'évapotranspiration modélisée :

$$\text{Rapport des lames d'eau} = \frac{\overline{Q_{sim}}}{\overline{Q_{obs}}} \quad (6.2)$$

6.3. Expériences

avec Q_{sim} le débit simulé, Q_{obs} le débit observé et \bar{x} l'opérateur moyenne temporelle sur la variable x considérée sur l'ensemble des pas de temps disponibles (équivalent à des jours dans cette d'étude).

6.3 Expériences

Pour chacune des expériences réalisées, la chaîne opérationnelle SIM est lancée en modifiant tour à tour la composante surface de la chaîne c'est-à-dire le module ISBA. On garde ainsi les modules SAFRAN et MODCOU inchangés. Les simulations sont réalisées sur la période 1995-2013. Elles débutent en 1995, malgré des forçages disponibles à partir de 1958, car ce n'est qu'à partir de cette date que l'on a pu initialiser la hauteur piézométrique des deux nappes représentées dans MODCOU (bassin parisien et vallée du Rhône, [Habets et al., 2008](#)).

ISBA utilise un pas de temps de 15 min impliquant donc une interpolation des forçages disponibles au pas de temps d'une heure uniquement. L'interpolation des forçages est faite de manière linéaire, sauf pour les précipitations solides et liquides qui sont considérées homogènes sur chaque pas de temps du forçage. D'autre part, pour chaque simulation, on réalise une année de spin-up pour permettre une meilleure initialisation des contenus en eau du sol.

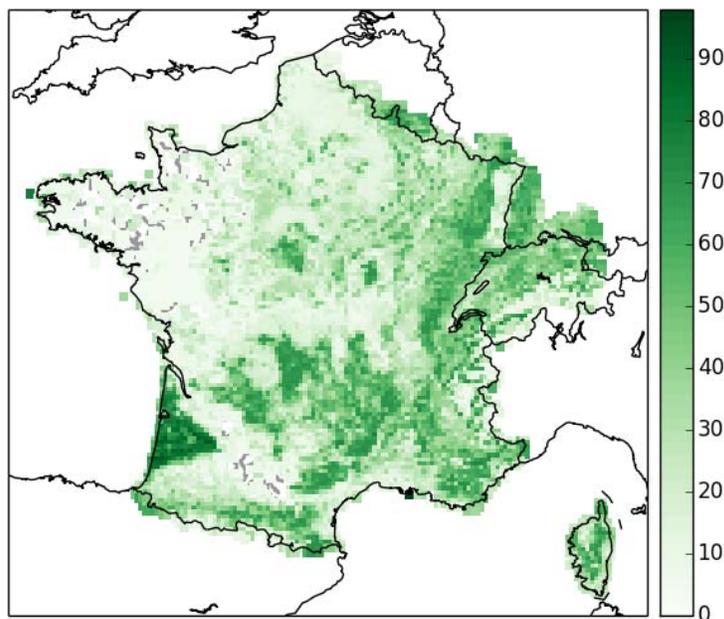


Figure 6.4: *Pourcentage de couvert forestier par maille SAFRAN*

On utilise les bases de données ECOCLIMAP pour les champs phénologiques (couverts, LAI, albédos) ([Faroux et al., 2013](#)) et HWSO ([Nachtergaele and Batjes, 2012](#)) pour les champs physiographiques (textures de sol). Dans chaque simulation, on teste les nouvelles options d'ISBA à savoir les représen-

tations explicites de la canopée et de la litière mais uniquement sur les couverts forestiers (figure 6.4) représentant 29 % de la couverture totale du domaine. Sur l'ensemble du domaine constitué de 9892 mailles, cela représente (fig.6.5) 16 % de feuillus caduques (patch 4), 3 % de conifères persistants de type boréal (patch 5), 1 % de feuillus persistants (patch 14) et 9 % de conifères tempérés persistants (patch 15). Pour ce qui est des autres couverts, le modèle ISBA standard est utilisé.

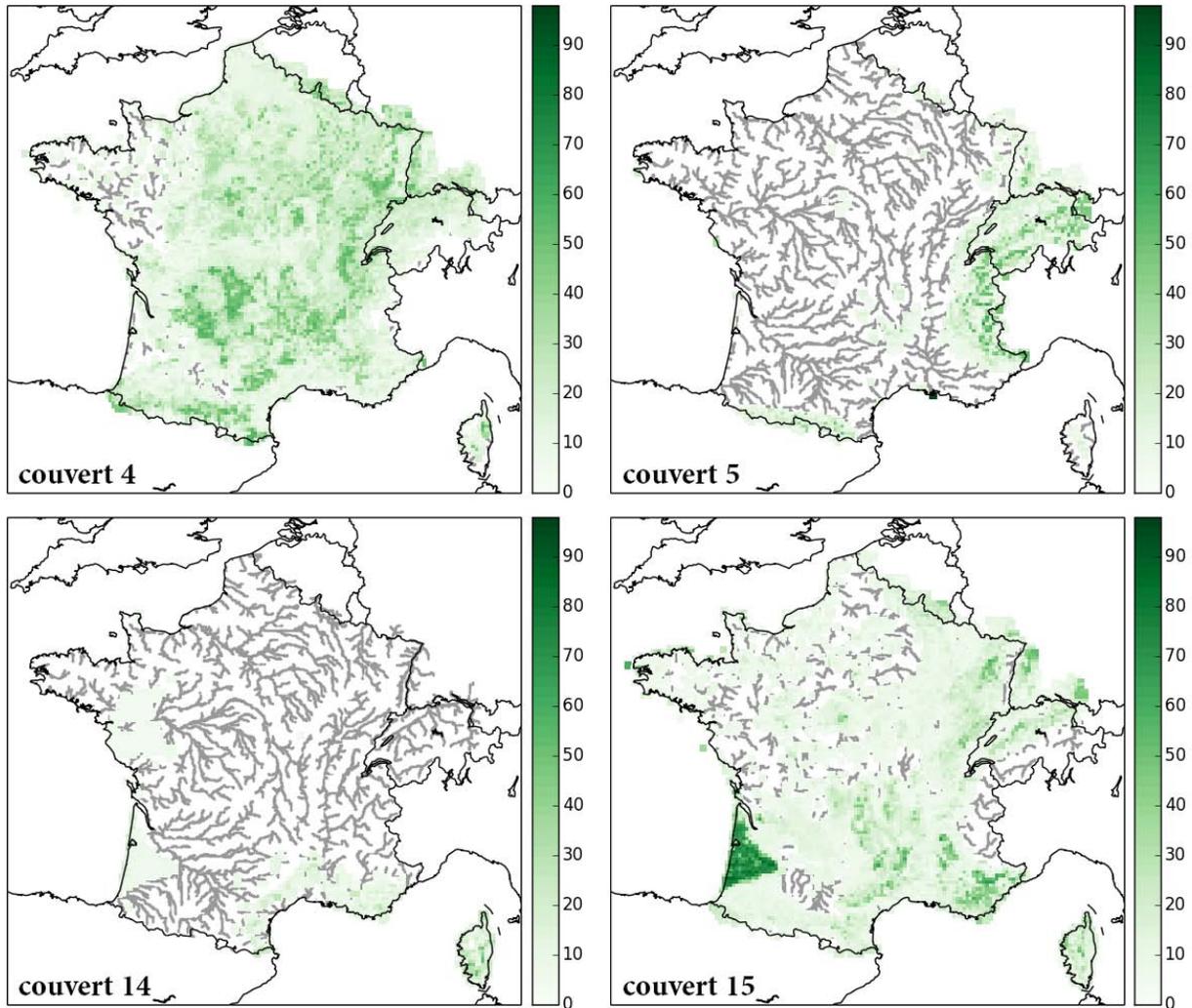


Figure 6.5: *Pourcentage d'occupation du sol pour chaque couvert forestier présent sur le domaine. La description des couverts est donnée dans le tableau 3.1. Les rivières sont représentées en gris.*

Quatre simulations sont réalisées (tableau 6.1) sur la période 1995-2013. La première est la simulation de référence que l'on nomme ISBA. Une deuxième, MEB, consiste à utiliser l'option MEB sur l'ensemble des couverts forêts (Tableau 3.1) du maillage sans considérations particulières pour le sol. Une troisième, MEBR, utilise l'option MEB mais en activant la résistance du sol pour l'évaporation présentée dans la description du modèle MEB. Enfin la dernière, MEBL, utilise à la fois l'option MEB et l'option de litière

6.4. Impact des nouveaux développements sur la modélisation des débits des rivières

explicite. Par ailleurs, on rappelle que pour chaque simulation, tout comme dans les deux chapitres de résultats précédents, on utilise le module de sol multi-couches (DIF). Pour la paramétrisation de la résistance stomatique, on utilise l'option la plus simple du modèle ISBA-Ag-s : AST (i.e. paramétrisation de la résistance stomatique intégrant le processus de photosynthèse). Enfin, on utilise les options d'hydrologie sous-maille SGH (*sub grid hydrology*, Decharme, 2007) pour la simulation du ruissellement de surface. Cette approche est choisie car elle nécessite, pour le calcul de ses paramètres, uniquement les propriétés du sol et la topographie ce qui évite toute calibration. Ceci constitue un avantage pour la spatialisation globale qui sera entreprise par la suite.

Table 6.1: *Tableau des différentes simulations réalisées*

| Nom | Description |
|------|--|
| ISBA | Simulation de référence sans activation de MEB |
| MEB | Simulation en activant le module MEB |
| MEBR | Simulation en activant le module MEB et la résistance à l'évaporation du sol |
| MEBL | Simulation en activant le module MEB et la paramétrisation de la litière explicite |

6.4 Impact des nouveaux développements sur la modélisation des débits des rivières

6.4.1 Évaluation statistique de l'impact des différentes options sur la simulation des débits

Résultats généraux

La figure 6.6 montre pour les différentes simulations la distribution cumulée des critères de Nash journaliers calculés sur l'ensemble des stations disponibles, variant selon les années de 455 à 565 (fig. 6.6,a) ainsi que l'histogramme des rapports des lames d'eau (modélisées / observées) quantifiant ainsi le biais des simulations (6.6,b). Le résultat le plus frappant correspond à la forte sous-estimation des débits moyens obtenus avec la simulation MEB (fig. 6.6,b), c'est-à-dire sans traitement spécifique du sol. On voit en effet que l'histogramme est décalé par rapport à l'axe de symétrie tracé pour un rapport unité (pas de biais), il reste cependant assez symétrique mais par rapport à une valeur de 0.78. La simulation MEBR, c'est-à-dire obtenue en ajoutant une résistance spécifique pour le calcul de l'évaporation du sol (tirée des travaux de Sellers et al., 1992), permet de rétablir les débits moyens proches des observations, en limitant l'évaporation du sol avec, toutefois, une légère sur-estimation en moyenne des lames d'eau. Enfin, la simulation réalisée en activant la paramétrisation de la litière gisant sur le sol des forêts fournit les meilleurs résultats pour la quantification des lames d'eau en recentrant encore l'histogramme et menant ainsi à des résultats très proches de ceux obtenus avec ISBA si ce n'est légèrement améliorés.

Pour ce qui est de la distribution des Nash, la simulation MEB dégrade significativement les résultats pour les très bons Nash (>0.7) en ayant seulement 23 % des stations avec un Nash supérieur à 0.7 contre 28 % avec la simulation de référence ISBA. La simulation MEBR donne des résultats de Nash sensiblement identiques à ceux d'ISBA. Quant à la simulation MEBL, elle obtient les meilleurs résultats sur le critère de Nash, 32 % des stations obtenant un score supérieur à 0.7.

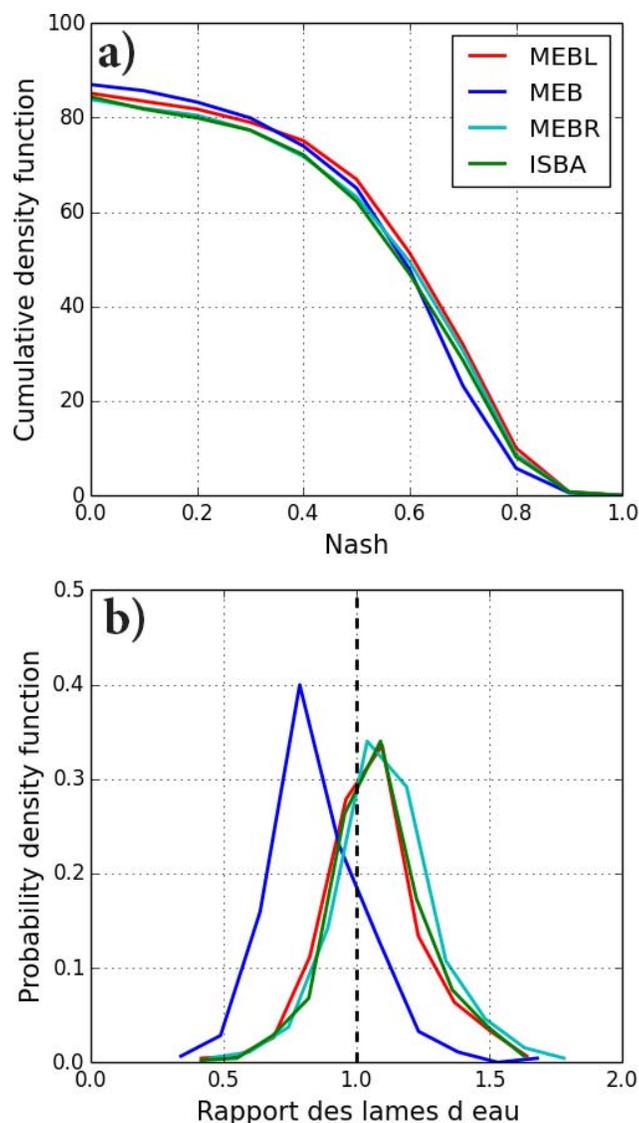


Figure 6.6: *Distribution cumulée de Nash annuels (a) et histogramme des rapports des lames d'eau (b) obtenus sur la période 1995-2013 et réalisés en considérant 10 intervalles pour chacun des scores. Les stations menant à des Nash négatifs pour l'ensemble des simulations sont retirées pour l'histogramme de ratio.*

Cette figure s'accompagne de la figure 6.7 qui donne une dimension temporelle des résultats en mon-

6.4. Impact des nouveaux développements sur la modélisation des débits des rivières

trant, après avoir retiré les stations menant à des Nash négatifs pour l'ensemble des simulations, la valeur du Nash moyen (fig. 6.7,a) puis celle du rapport des lames d'eau moyen (fig. 6.7,b) obtenus sur l'ensemble des stations pour chaque année considérée (1995 à 2013). On représente aussi la moyenne de la température et de la pluie pour chacune des années (fig. 6.7,c). La figure 6.7,b montre une assez bonne cohérence des rapports des lames d'eau calculés en fonction des années. Notamment, le biais de la simulation MEB est présent quelle que soit l'année, de même que la légère sur-estimation de la simulation MEBR.

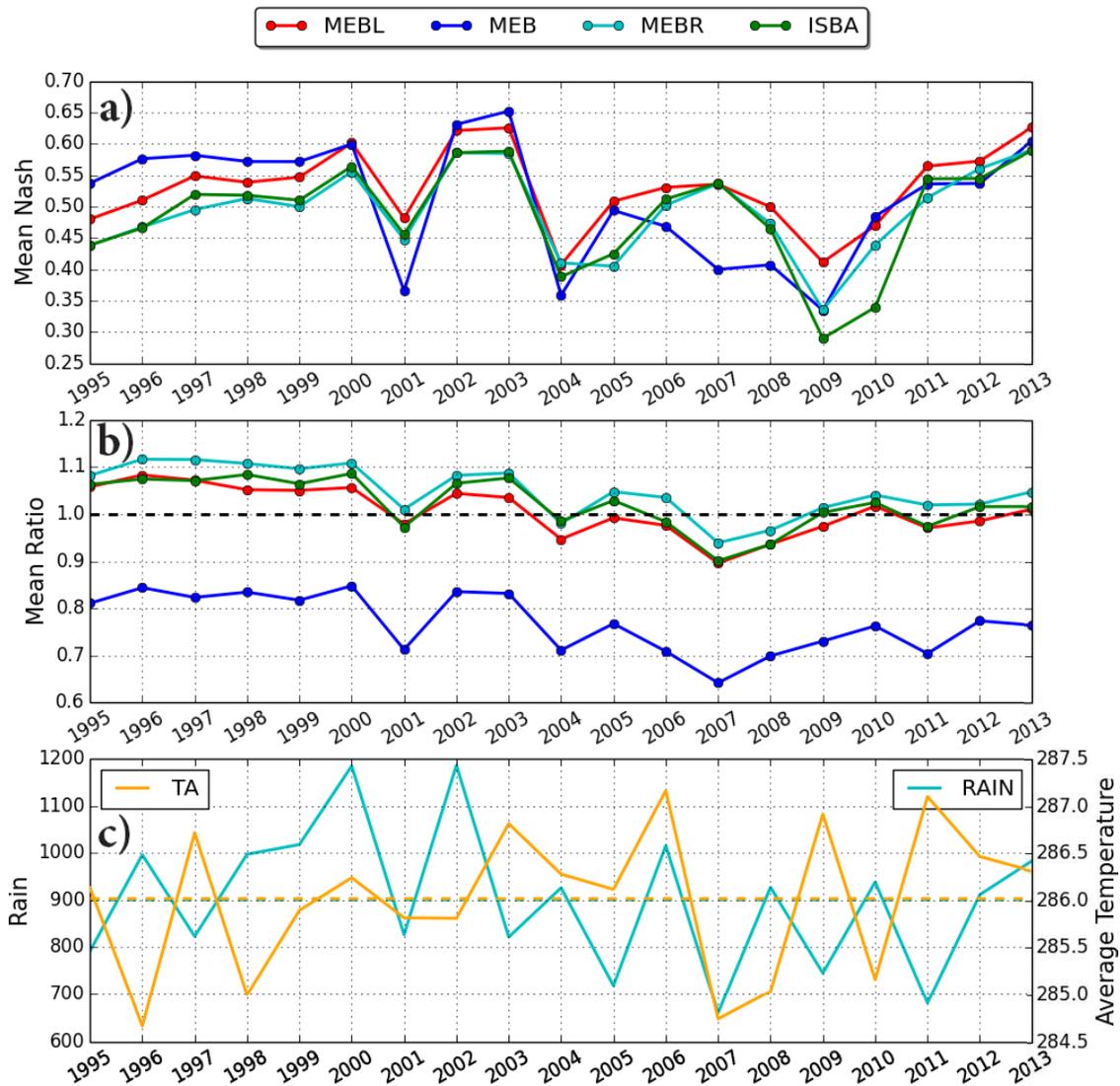


Figure 6.7: Nash (a) et rapport des lames d'eau (b) moyens pour l'ensemble des stations par année, pour les quatre simulations après avoir retiré les stations menant à un Nash négatif, pour l'ensemble des simulations. Précipitations et température moyennes de l'air (c) par année sur le domaine.

On peut cependant remarquer une rupture à partir de l'année 2000, période jusqu'à laquelle les rapports des lames d'eau moyens étaient constants d'une année sur l'autre et supérieurs à 1 malgré de fortes varia-

tions des pluies ou températures moyennes (fig. 6.7,c). Après cette période, les rapports fluctuent autour de l'unité.

En ce qui concerne les critères de Nash, on observe parfois d'assez fortes fluctuations en particulier avec la simulation MEB qui mène aux meilleurs résultats (années 1995-1999), comme aux moins bons (années 2001, 2006-2008), traduisant un modèle assez peu robuste. A l'opposé, la simulation MEBL est celle qui donne des Nash moyens les plus stables d'une année sur l'autre, ce qui souligne la robustesse du modèle.

Enfin, en dépit du tracé des pluies et températures moyennes (fig 6.7,c), il n'est pas évident d'établir un lien direct avec les scores obtenus et en particulier leur variation inter-annuelle. Il est fortement probable que les hétérogénéités de forçage sur le domaine ainsi que les variations intra-annuelles puissent expliquer les variations des scores obtenus mais que les moyennes spatiales et temporelles effectuées gommement trop ces hétérogénéités.

La dernière publication en date utilisant SIM pour évaluer à échelle régionale une paramétrisation est celle de [Decharme et al. \(2013\)](#) pour la validation de l'option de sol multi-couches (DIF). L'étude donnait 62% de Nash supérieurs à 0.5 sur la période 1992-2011. La même simulation sur la période 1995-2013 et avec la récente version 8 de SURFEX en donne 62.3% montrant la cohérence les résultats passés. Avec la simulation MEBL on obtient 67.0% des stations ayant un Nash supérieur à 0.5. Cela illustre donc d'une part, que la prise en compte de manière explicite de certains processus améliore la simulation des débits et d'autre part, que le traitement choisi pour la simulation du flux évaporatif du sol a une grande importance dans le bilan hydrique total. L'ajout d'une résistance spécifique pour l'évaporation du sol, qui est le moyen le plus simple pour prendre en compte l'effet de la litière sur bilan hydrologique permet de simuler des débits avec un ratio des lames d'eau annuelles assez proche de 1 en moyenne. Par contre l'ajout d'une formulation explicite pour la litière permet d'améliorer encore la simulation des débits, ce qui se retrouve d'ailleurs à travers le critère de Nash. C'est donc la solution la plus pertinente puisqu'elle représente explicitement un processus physique inexistant dans la simulation de référence de MEB et aboutit à une meilleure simulation des débits que la version MEBR, par ailleurs plus performante que la simulation composite ISBA.

Partitionnement du bilan hydrique

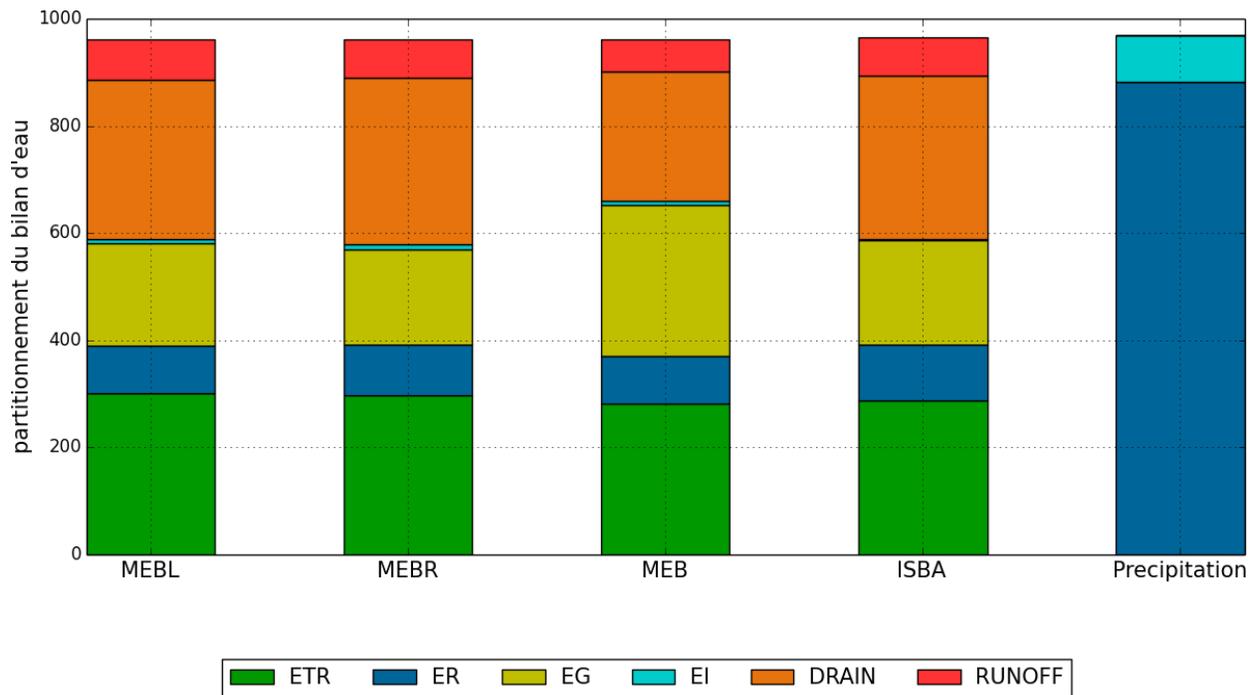


Figure 6.8: *Partitionnement du bilan hydrologique moyen sur la période 1995-2013 pour les quatre simulations. ETR désigne la transpiration, ER l'évaporation de l'eau interceptée par la canopée, EG l'évaporation depuis le sol/litière, EI la sublimation de la glace et de la neige, DRAIN le drainage gravitaire, RUNOFF le ruissellement de surface. Les précipitations sont distinguées entre les précipitations liquides (en bleu) et solides (en cyan)*

La différence majeure dans le partitionnement du cycle hydrologique de la simulation MEB par rapport à la simulation de référence ISBA vient de l'évaporation du sol. En effet celle-ci est en moyenne (fig. 6.8) beaucoup plus importante dans MEB, ce qui induit en moyenne une évapotranspiration plus importante et donc des quantités d'eau drainées ou ruisselées moins fortes. Ainsi on a des débits plus faibles en moyenne annuelle, d'où l'effet constaté sur les lames d'eau (fig. 6.6,b).

Dans le cas de l'ajout de la résistance (MEBR), on voit que l'évaporation du sol diminue en moyenne, tombant légèrement en dessous de la simulation ISBA. Ajouté à cela, on constate la diminution de l'évaporation de l'eau interceptée par la canopée due à la prise en compte d'une fraction maximale de feuillage pouvant être recouverte par l'eau interceptée. Mais cette perte est contrebalancée par une augmentation de la transpiration pour la même raison (plus de surface disponible pour la transpiration). Il en résulte un drainage et donc un débit moyen légèrement supérieur (fig. 6.6,b).

Enfin, la paramétrisation explicite de la litière (MEBL), mène tout comme la simulation MEBR à une évaporation de la canopée pratiquement identique à ISBA, mais à une évaporation moyenne annuelle

depuis la litière légèrement supérieure et pratiquement identique à celle de l'évaporation du sol d'ISBA.

On constate donc que, si la simulation MEBL est très influencée par la lame d'eau annuelle, c'est à des échelles temporelles plus basses que vont se faire les différences expliquant les variations de Nash pour les autres simulations.

Apport de la simulation MEBL

On se focalise maintenant pour plus de clarté sur les deux seules simulations ISBA et MEBL, cette dernière étant dorénavant considérée comme la plus réaliste et donnant les meilleures simulations de débit. La figure 6.9 reprend le principe la figure 6.6 précédemment présentée à l'exception près que l'on utilise l'ensemble des données disponibles, c'est-à-dire depuis 1958, en représentant ainsi les résultats obtenus sur 57 ans. On voit que l'amélioration constatée sur les 20 dernières années vaut aussi pour les années précédentes, avec pour ces simulations 63.6 % de Nash supérieurs à 0.5 dans le cas d'ISBA et 68.8 % dans le cas de MEBL (fig. 6.9,a). De même, le rapport des lames d'eau est dans les deux cas proche de l'unité avec la simulation MEBL donnant des biais légèrement réduits (fig. 6.9,b).

C'est aussi l'occasion de remarquer que pour les deux simulations, on observe en moyenne une légère sur-estimation des débits, correspondant a priori à une sous-estimation du flux d'évapotranspiration. Or cela constitue l'une des conclusions des deux parties précédentes. Bien sûr, ici l'ensemble du domaine est considéré et tous les couverts le constituant sont présents (pas uniquement les surfaces forestières), mais ce résultat est au moins cohérent avec les chapitres (chap 4, 5) précédents. Cela suppose aussi que les précipitations ne soient pas biaisées mais c'est justement l'une des conclusions de l'étude réalisée par Quintana-Seguí et al. (2008).

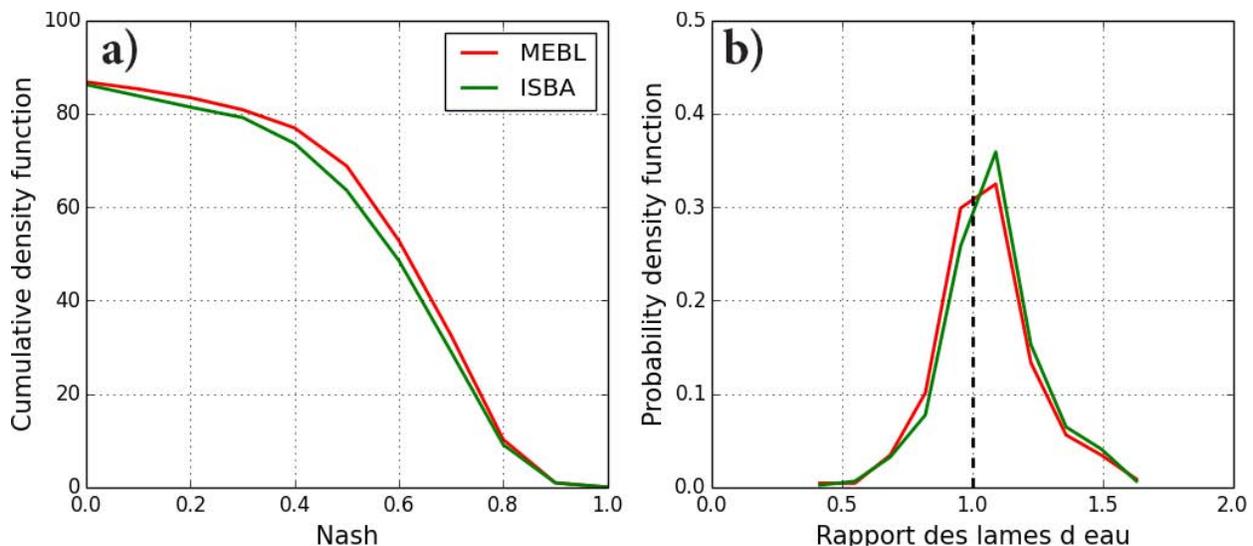


Figure 6.9: Même principe que la figure 6.6 mais en ne conservant que les deux simulations MEBL et ISBA et pour l'ensemble des données disponibles, période 1958-2013

6.4. Impact des nouveaux développements sur la modélisation des débits des rivières

Nous nous intéressons maintenant à la répartition spatiale des Nash calculés pour la période 1995-2013. La figure 6.10 montre cette répartition géographique pour les simulations MEBL et ISBA ainsi que la différence obtenue entre ces deux cartes. Un certain nombre de stations mènent au calcul de critères de Nash négatifs pour chacune des simulations. Ces stations sont réparties en particulier dans les Alpes et dans une moindre mesure dans les Pyrénées ainsi que dans la partie nord du domaine. Pour les Alpes (et les Pyrénées), les débits des rivières sont fortement influencés par les nombreux barrages hydroélectriques présents dans cette région. Pour ce qui est du nord du domaine, les mauvais résultats sont certainement dus pour le cas de la Somme (stations représentées les plus au nord) à un aquifère important qui n'est pas simulé (Habets et al., 2008). Pour le bassin versant de la Seine, les mauvais résultats semblent se concentrer sur les affluents de la Seine pour laquelle la nappe est pourtant simulée. Les raisons de cette mauvaise simulation n'ont pas encore été identifiées. Par ailleurs, les résultats sont relativement homogènes avec cependant les rivières de la région Bretagne particulièrement bien simulées.

La figure 6.10,c montre les différences obtenues entre les deux simulations pour le critère de Nash. On a retiré les stations qui menaient à des Nash négatifs pour les deux simulations. Un certain nombre des stations apparaissent en couleur pâle voire blanche, correspondant aux stations peu impactées par l'utilisation du nouveau schéma pour les forêts. On remarque en particulier la région Bretagne qui avait déjà de très bons scores. De manière générale, on observe en cohérence avec les résultats précédents des améliorations sur la quasi-totalité des stations et en particulier sur la moitié ouest de la France ainsi que le nord est. Par contre, on peut aussi noter une tendance à la dégradation autour du bassin du Rhône et du massif central.

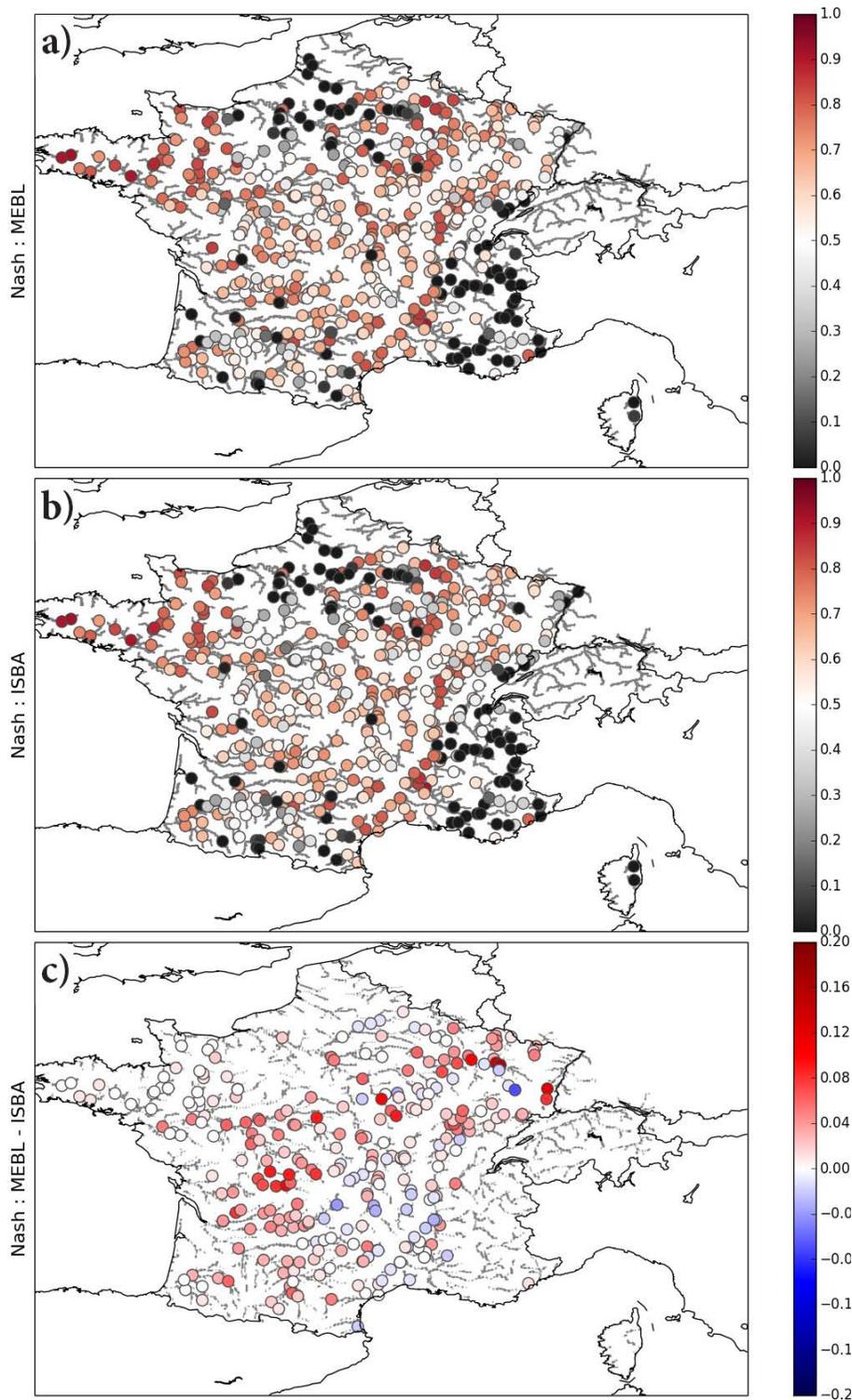


Figure 6.10: Cartes spatialisées du critère de Nash. Nash obtenus avec la simulation MEBL (a) et ISBA (b). Les stations menant à un Nash négatif apparaissent en noir. Différences de Nash entre la simulation MEBL et la simulation ISBA (c). Sur cette dernière figure, on a enlevé les stations telles que les deux simulations fournissent un Nash négatif.

6.4. Impact des nouveaux développements sur la modélisation des débits des rivières

Pour plus de clarté et pour donner une idée de la variabilité inter-annuelle des résultats, nous présentons pour chaque année la figure montrant la différence des Nash obtenus entre les simulations MEBL et ISBA (fig. 6.11). On y voit que l'amplitude des différences calculées peut être très différente d'une année sur l'autre, cependant la répartition spatiale est proche en fonction des années.

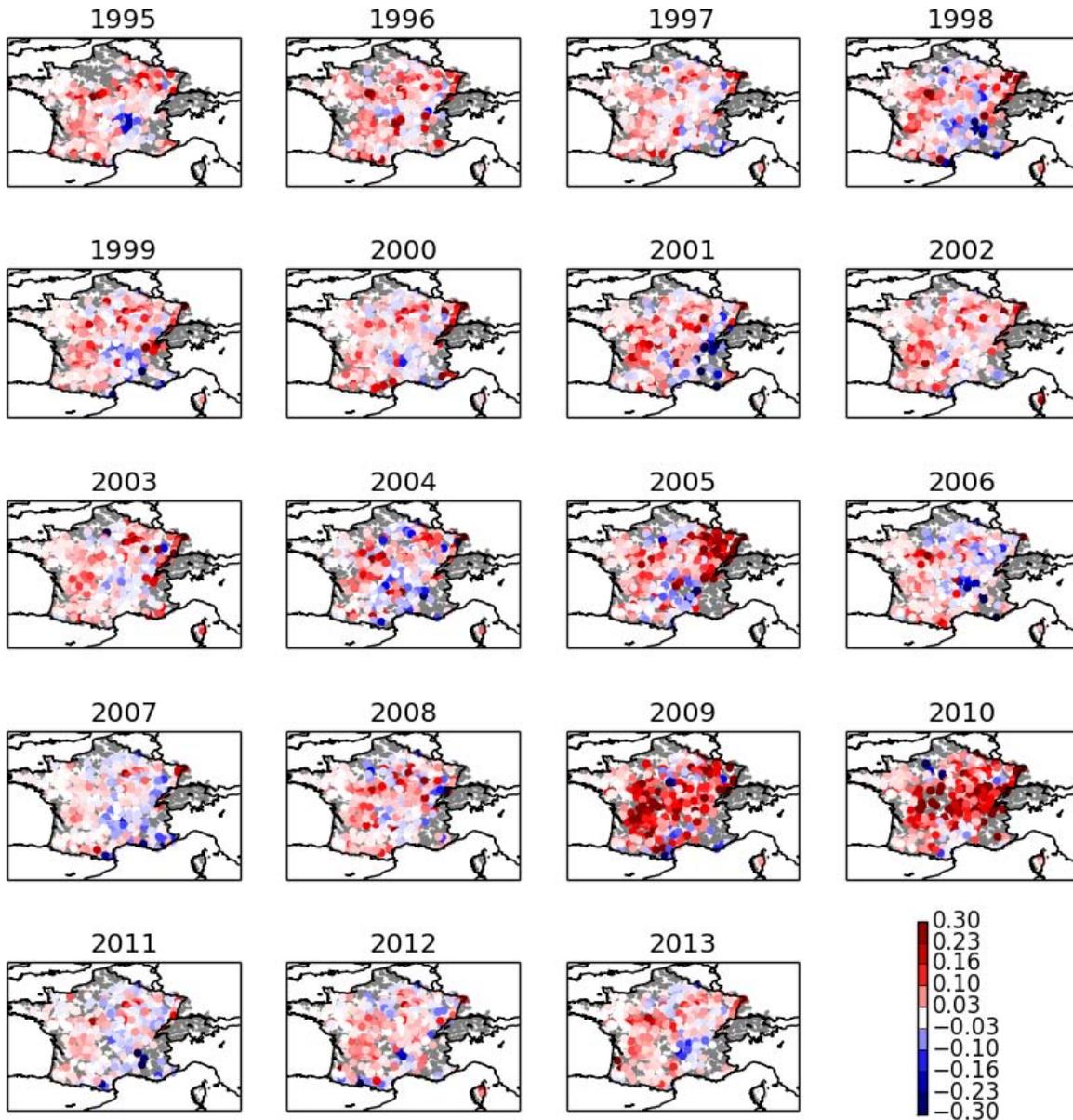


Figure 6.11: *Différence de Nash calculées entre MEBL et ISBA pour chaque année hydrologique (commençant par l'année indiquée en titre) de 1995 à 2013. On enlève les stations telles que les deux simulations fournissent un Nash négatif.*

Impact saisonniers

On a repris pour la figure 6.12 le principe de la figure 6.6 en effectuant les calculs de Nash et rapports de lames d'eau par saison sur la période 1995-2013. Les saisons intermédiaires : printemps et automne sont celles durant lesquelles les Nash calculés sont les plus hauts comme en témoigne la figure 6.12a, ce qui peut notamment être dû au fait que ce sont les saisons pour lesquelles les variations de débits sont les plus marquées rendant plus facile l'obtention d'un bon critère de Nash. De même, ce sont les périodes ayant les rapports de lames d'eau les plus proches de l'unité (fig. 6.12,b). En outre, ce sont aussi les saisons pour lesquelles les différences entre les deux simulations sont les plus faibles avec toutefois une légère amélioration avec MEBL.

Quant aux deux autres saisons : été et hiver, ce sont celles qui mènent aux moins bons critères de Nash mais à la plus forte amélioration relative entre les deux simulations. Les périodes d'été et dans une moindre mesure d'hiver sont accompagnées d'une amélioration du rapport des lames d'eau. Signalons cependant que durant l'été, il y a assez peu d'eau dans le lit des rivières contrairement à l'hiver qui concentre le maximum du volume d'eau.

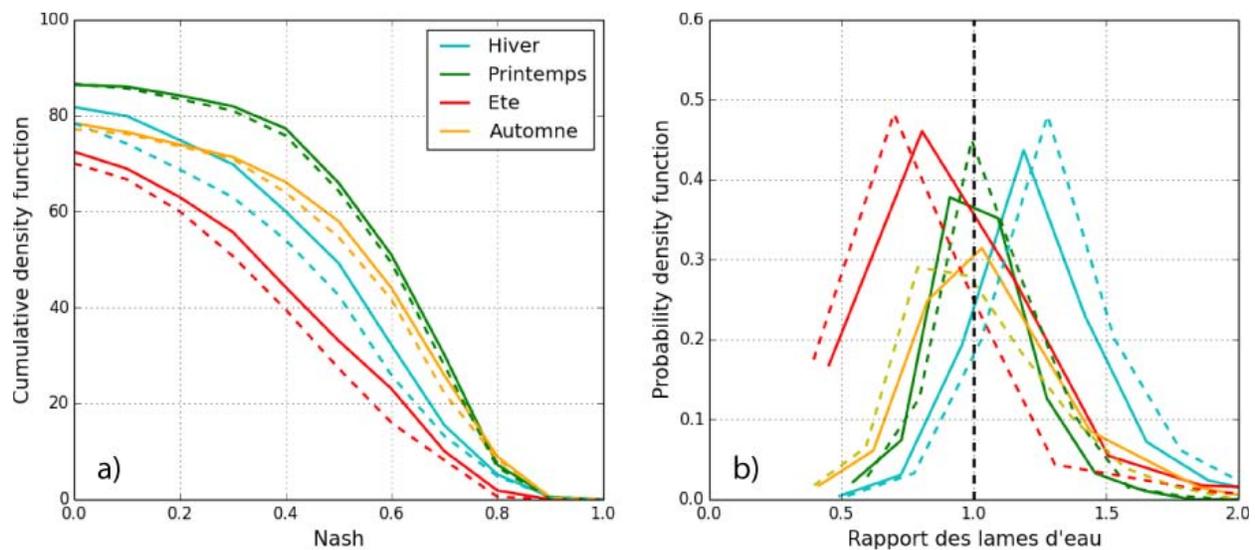


Figure 6.12: Cumuls de Nash (a) et histogramme de rapports de lames d'eau (b) en représentant une courbe par saison dont la couleur correspondante est indiquée dans la légende. La simulation MEBL est en traits pleins et ISBA en traits pointillés

Les débits des rivières peuvent être significativement influencés comme nous l'avons déjà mentionné par des effets anthropiques (ex : barrages, irrigations, eau potable) non pris en compte dans la modélisation. C'est pourquoi il est important de vérifier si l'amélioration de la modélisation des débits est bien due à l'amélioration de la physique du modèle et non à la correction de biais induits par ces effets anthropiques.

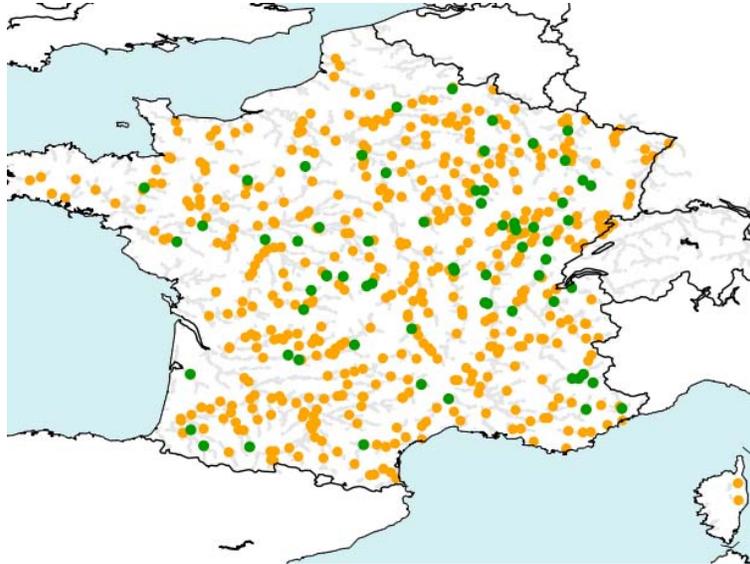


Figure 6.13: Stations de mesure de débits disponibles pour l'étude. Les stations supposées non influencées par des effets anthropiques sont en vert, elles représentent environ 12 % du total. Les autres sont en orange.

En l'espèce, il est connu qu'en moyenne, les débits d'étiage, c'est-à-dire les débits les plus bas de l'année, sont sur certaines rivières, sous-estimés par le modèle. La cause principale est liée à l'absence de prise en compte des lâchers d'eau de barrages qui soutiennent les étiages en été. A l'inverse, durant les périodes où les débits sont très forts, les barrages se remplissent et les modèles en viennent à sur-estimer les débits. C'est d'ailleurs exactement ce que fait apparaître la figure 6.12,b. C'est pourquoi, afin de retirer de notre analyse ce qui pourrait correspondre à des biais anthropiques, on se propose de représenter à nouveau ce graphique (fig. 6.14), mais en utilisant uniquement une liste de stations supposées ne pas être influencées par des effets anthropiques (Giuntoli et al., 2013, fig. 6.13).

La première information donnée par la figure 6.14 est que les résultats, que ce soit pour les cumuls de Nash ou pour les distributions de rapports de lames d'eau, sont meilleurs en utilisant le jeu de stations réduit permettant de s'affranchir des effets anthropiques. En effet, on obtient, après avoir enlevé les stations menant au calcul d'un Nash négatif sur toute la période, 83.4 % de Nash supérieurs à 0.5 en utilisant la liste réduite de stations non influencées et 78.8 % en les conservant toutes. Ce résultat est cohérent et confirme que l'influence de l'homme est visible sur le débit des rivières et donc leur modélisation. Cependant, les conclusions précédentes établies en utilisant l'ensemble des stations disponibles restent inchangées puisque les améliorations relatives restent sensiblement les mêmes. Enfin, il apparaît toujours que l'amélioration des critères de Nash en été et en hiver est à mettre en relation avec une diminution des biais durant cette période.

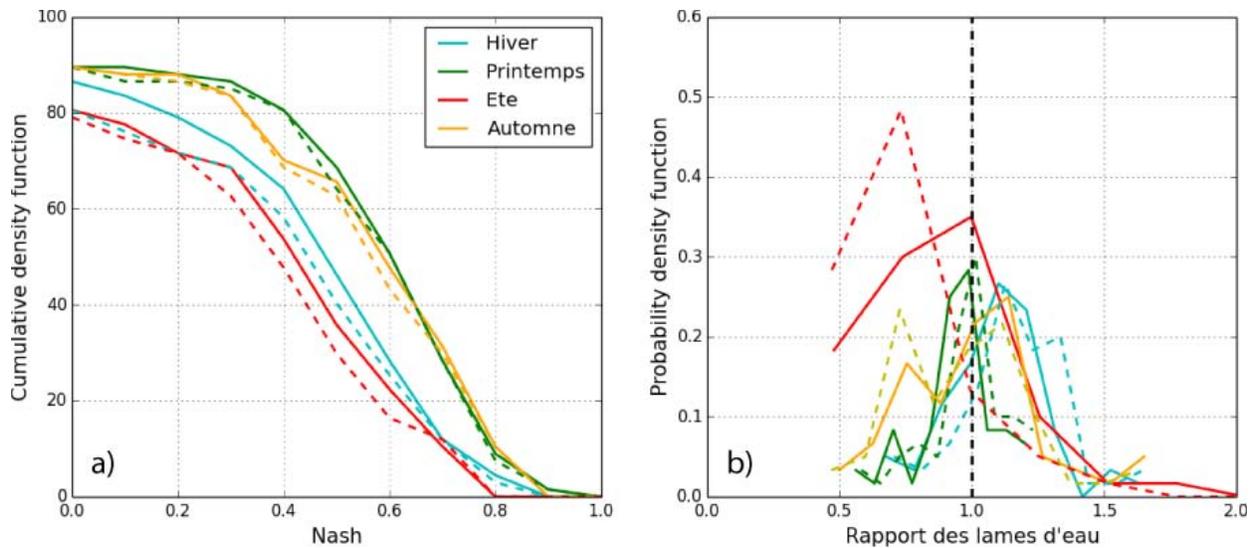


Figure 6.14: Comme figure 6.12 avec uniquement les stations supposées non anthropisées.

6.5 Impact de MEB-L sur le bilan hydrologique

Maintenant que les résultats en terme de performances statistiques ont été analysés et ont montré que l'option MEBL développée dans le cadre de cette thèse permettait d'améliorer sensiblement la modélisation des débits des rivières et fleuves français, nous allons essayer de comprendre les mécanismes qui ont impacté le bilan hydrologique du modèle de surface et ainsi la modélisation des débits à travers le modèle hydrogéologique MODCOU.

6.5.1 Bilan d'eau

Si l'on revient à la figure 6.8 montrant le partitionnement moyen du bilan d'eau entre les différents flux d'évaporation et les drainages, il semble que la différence entre les simulations MEBL et ISBA soit faible, ce qui est cohérent avec les lames d'eau annuelles assez proches des deux modèles. Par contre, si l'on regarde ce qui se passe à une échelle intra-saisonnière (figures 6.15 à 6.18), on voit apparaître certaines différences. On fera attention pour ces quatre figures à l'échelle verticale qui change pour chacune d'elle, le but de ces figures étant de comparer la différence entre les modèles, on a préféré rendre les différences aussi visibles que possible.

La figure 6.15 représente les transpirations moyennes sur l'ensemble du domaine pour les simulations MEBL et ISBA. Les cumuls de transpiration varient assez peu entre les deux simulations en étant pourtant légèrement supérieurs dans la simulation MEBL, en particulier entre avril et septembre. Cette légère différence vient en partie compenser la diminution de l'évaporation de l'eau interceptée par la canopée (fig. 6.16). Ceci étant du à la prise en compte d'une fraction de feuillage maximum pouvant être

6.5. Impact de MEB-L sur le bilan hydrologique

recouverte par l'eau interceptée. La surface du feuillage susceptible de transpirer augmente, à l'inverse de la capacité maximale de stockage d'eau dans la canopée qui diminue, mais la demande évaporative reste la même. La somme de ces deux flux est alors sensiblement similaire entre les deux simulations, au moins pour la moyenne mensuelle.

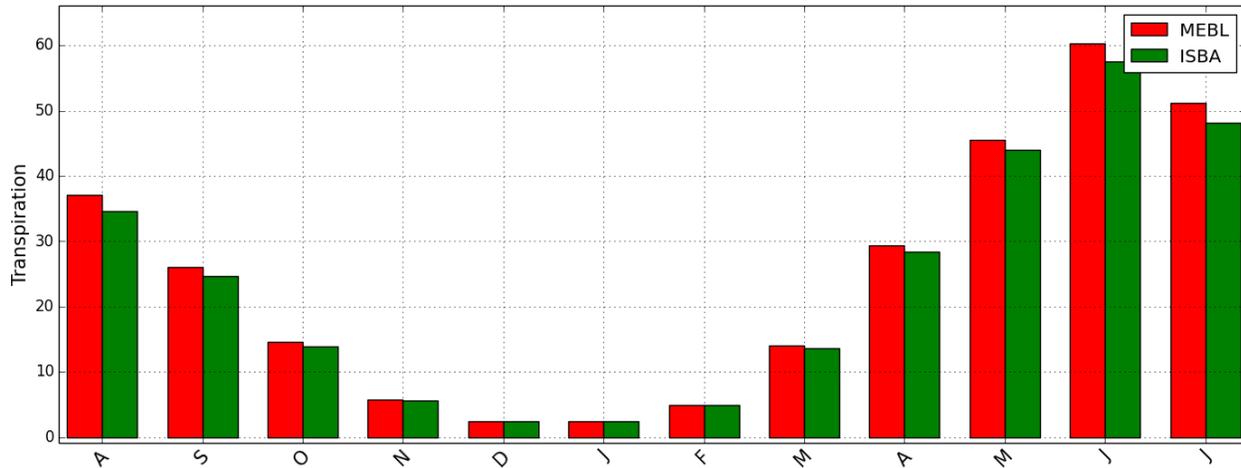


Figure 6.15: *Transpiration mensuelle moyenne (mm) de la canopée sur l'ensemble du domaine pour les simulations MEBL et ISBA sur la période 1995-2013*

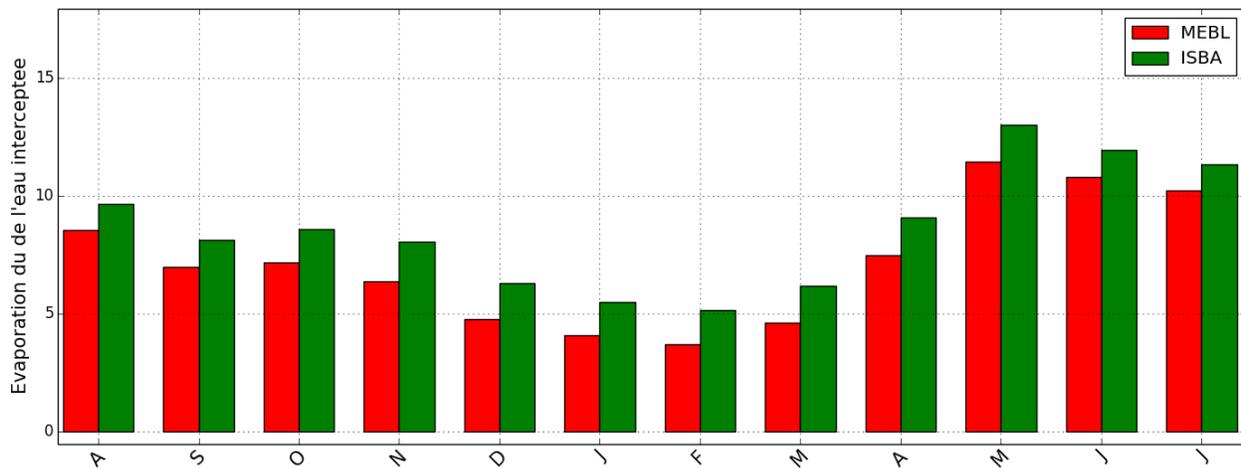


Figure 6.16: *Évaporation depuis la canopée mensuelle moyenne (mm) sur l'ensemble du domaine pour les simulations MEBL et ISBA sur la période 1995-2013*

C'est sur le flux d'évaporation du sol que se trouvent le plus de différences comme l'atteste la figure 6.17. On voit en effet qu'entre les mois d'avril à octobre, l'évaporation du sol est plus faible avec MEBL mais qu'à l'opposé, elle est plus forte durant les mois de novembre à février. On retrouve ici l'un des résultats du chapitre 4 particulièrement mis en évidence pour la forêt de feuillus caducs (Barbeau), or ce type de couvert représente 55 % des forêts françaises. Le modèle ISBA fonctionne pour l'évaporation du

sol sur le principe d'une fraction de végétation fixe variant 0.95 à 0.99 selon les couverts forestiers, indépendante du LAI. Ainsi en été, alors que l'indice foliaire est élevé et que peu de rayonnement traverse la canopée, entre un quart et un tiers de l'évapotranspiration totale d'ISBA peut-être issue du sol. Cela est possible d'une part car la construction d'ISBA autorise une évaporation du sol calculée à l'aide de paramètres moyens, en particulier une longueur de rugosité, issue de la pondération de celle du sol et de celle de la canopée, très haute. D'autre part, la vitesse du vent est considérée à la hauteur de référence, c'est-à-dire au dessus de la canopée et ne prend pas en compte le ralentissement de l'écoulement induit par la présence de la végétation. Par conséquent, la résistance aérodynamique appliquée au flux d'évaporation du sol sous la canopée est relativement basse.

Pendant la saison hivernale, dans le cas présent entre octobre et février, alors que l'indice foliaire est plus faible, la litière sous la canopée constitue un réservoir d'eau qui peut évaporer facilement parce qu'une grande partie du rayonnement solaire passe à travers la végétation et atteint le sol. Au contraire, le modèle ISBA considère toujours une fraction de végétation élevée (0.95 à 0.99 %) limitant cette fois l'évaporation du sol.

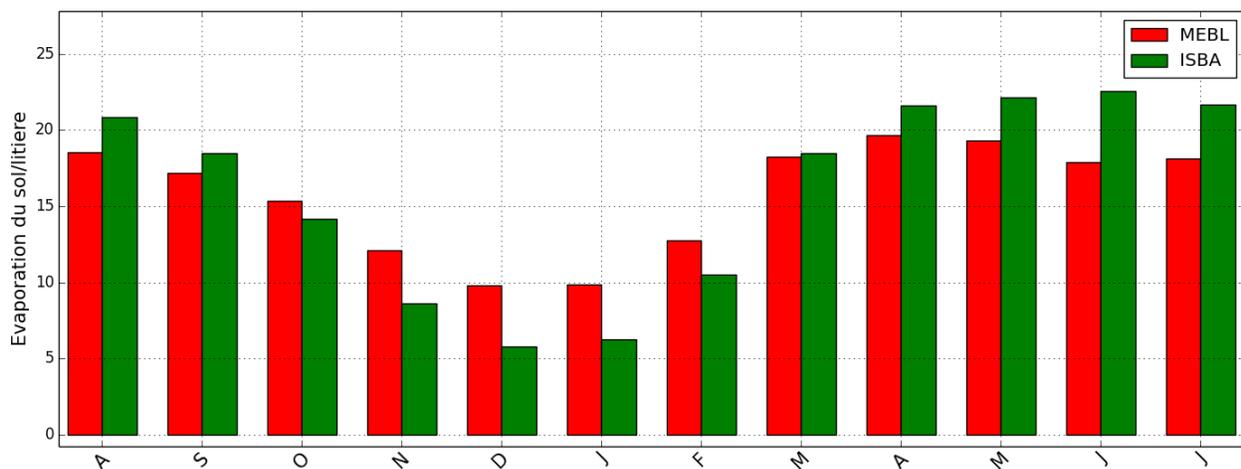


Figure 6.17: Évaporation depuis le sol/litière mensuelle moyenne (mm) sur l'ensemble du domaine pour les simulations MEBL et ISBA sur la période 1995-2013

Enfin, le flux de sublimation est présenté sur la figure 6.18. La différence relative entre les deux modèles est très importante, mais gardons en tête que ce flux est de loin le plus faible et ne représente au maximum que quelques pour-cent de l'évaporation totale. Nous reviendrons dans la section 6.5.3 sur ce flux en ciblant les zones du domaine les plus enneigées.

6.5. Impact de MEB-L sur le bilan hydrologique

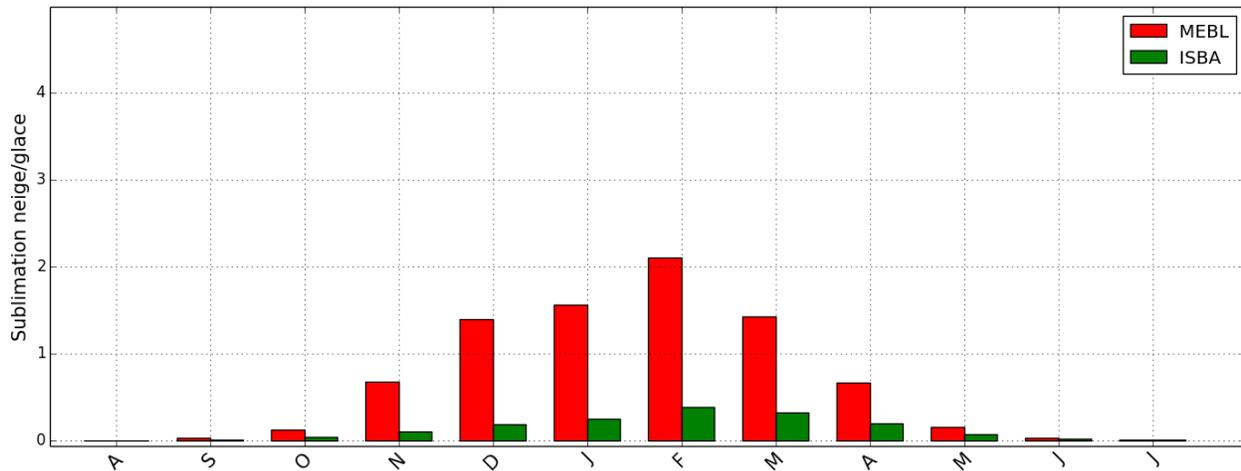


Figure 6.18: Sublimation mensuelle moyenne (mm) sur l'ensemble du domaine pour les simulations MEBL et ISBA sur la période 1995-2013

La somme de ces flux représente l'évaporation totale. Elle est représentée sur la figure 6.19. Il peut en être déduit que c'est l'évaporation du sol qui dicte l'impact sur le flux global avec en moyenne une diminution de l'évapotranspiration d'avril à septembre et une augmentation de novembre à février avec MEBL.

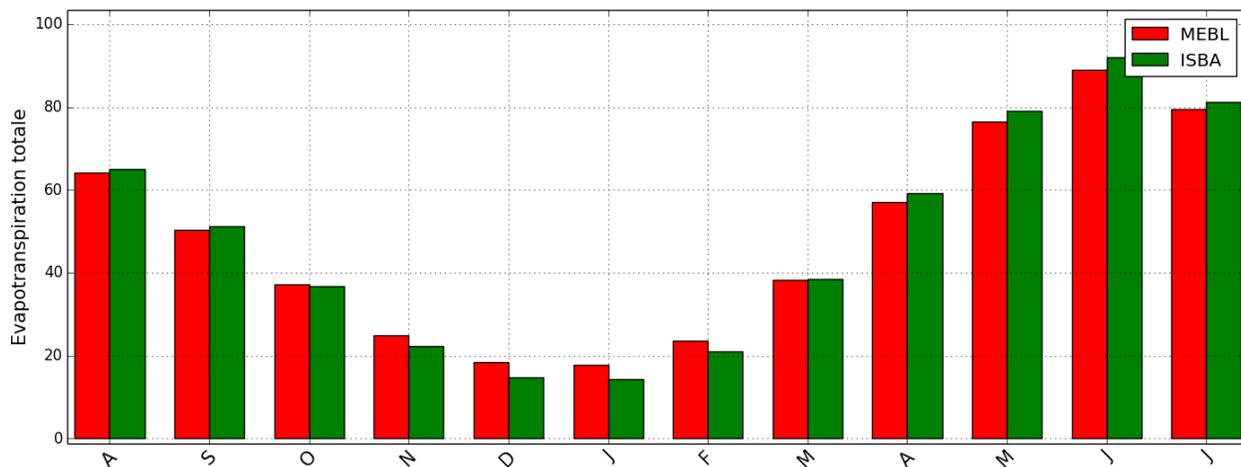


Figure 6.19: Evapotranspiration mensuelle moyenne (mm) sur l'ensemble du domaine pour les simulations MEBL et ISBA sur la période 1995-2013

6.5.2 Analyse de l'impact de MEBL sur les principaux bassins versants français: la Seine, la Garonne, le Rhône et la Loire

Les débits mesurés et modélisés des quatre fleuves français sont tracés sur les figures 6.20, 6.21, 6.22, 6.23. Excepté pour le cas du Rhône, les débits sont bien modélisés avec des critères de Nash rarement inférieurs à 0.7. Il n'est pas étonnant d'avoir de tels résultats puisque, plus la surface du bassin versant

est importante, plus les erreurs locales (ex : précipitations, couverts) sont moyennées et ainsi gommées. Pour le cas du Rhône, les mauvais critères de Nash calculés sur certaines années (<0.5) sont essentiellement dus à la fin des années hydrologiques, entre avril et juin où les simulations sur-estiment souvent les débits assez fortement et presque toujours à la même période. Cette surestimation pourrait être due au remplissage des barrages hydroélectriques des Alpes, non représentés dans les simulations. On retrouve d'ailleurs de manière très marquée une sous-estimation des débits d'été, l'été, à cette même station, qui est certainement due en partie à la non prise en compte de la vidange des barrages.

L'impact sur les fleuves de la simulation MEBL se résume assez bien en une diminution de l'amplitude annuelle des chroniques de débits. En effet on voit que pour chacun des fleuves, il y a légèrement plus d'eau disponible durant la saison sèche et moins durant la saison froide en accord avec les observations. On constate d'ailleurs une amélioration du critère de Nash pour chacun de ces fleuves et pratiquement toutes les années de un à quelques centièmes lorsque l'on utilise le module MEBL. Le débit moyen annuel est relativement peu impacté même s'il est légèrement diminué. Il reste en accord avec les résultats globaux et reste assez proche de celui observé pour les deux simulations.

6.5. Impact de MEB-L sur le bilan hydrologique

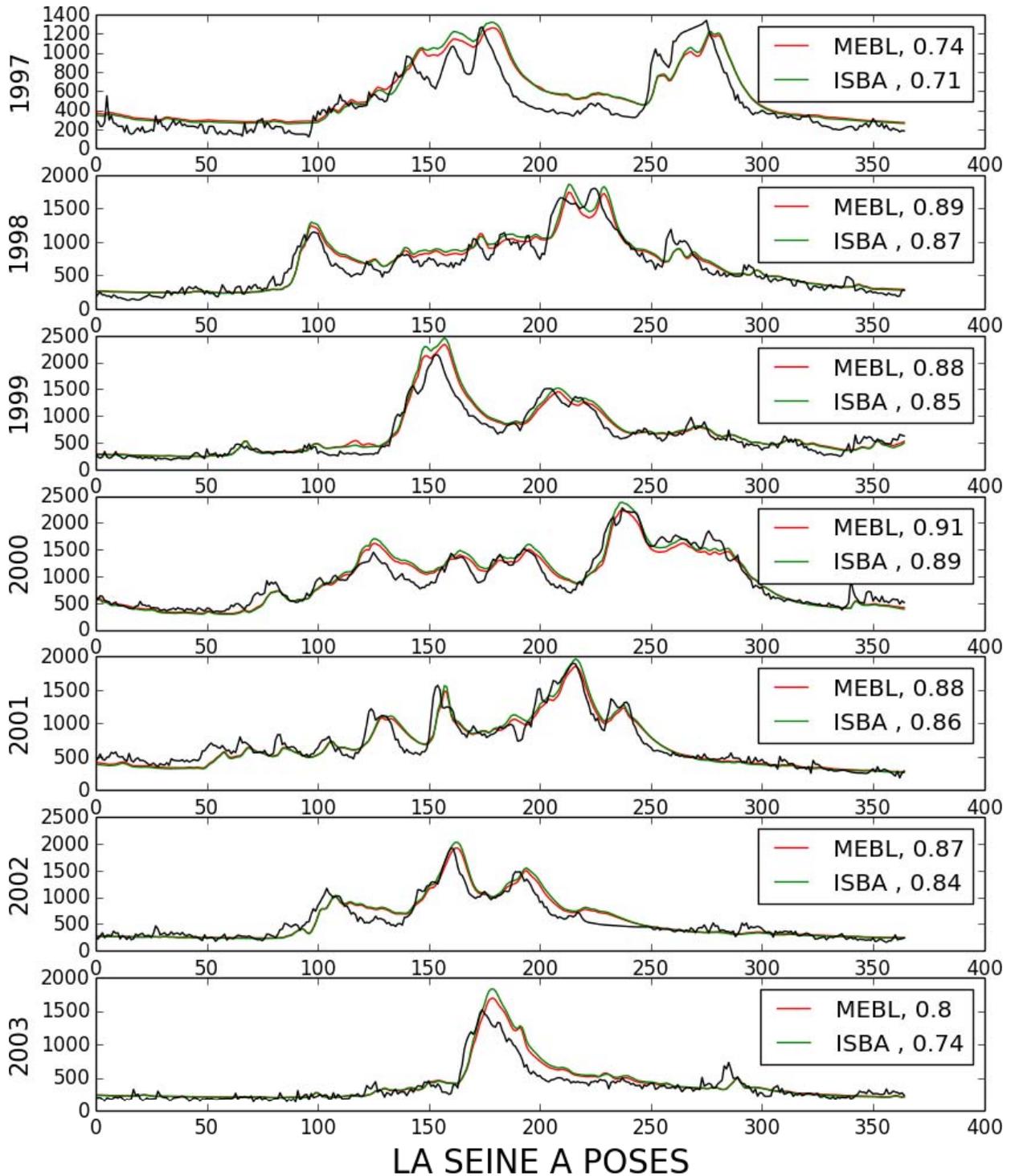


Figure 6.20: Chroniques de débits pour les années 1997 à 2003 pour la station : la Seine à Poses. Les observations sont en noir, MEBL en rouge et ISBA en vert. On donne dans la légende le critère de Nash obtenu. Il est rappelé que l'on raisonne sur des années hydrologiques démarrant au premier août.

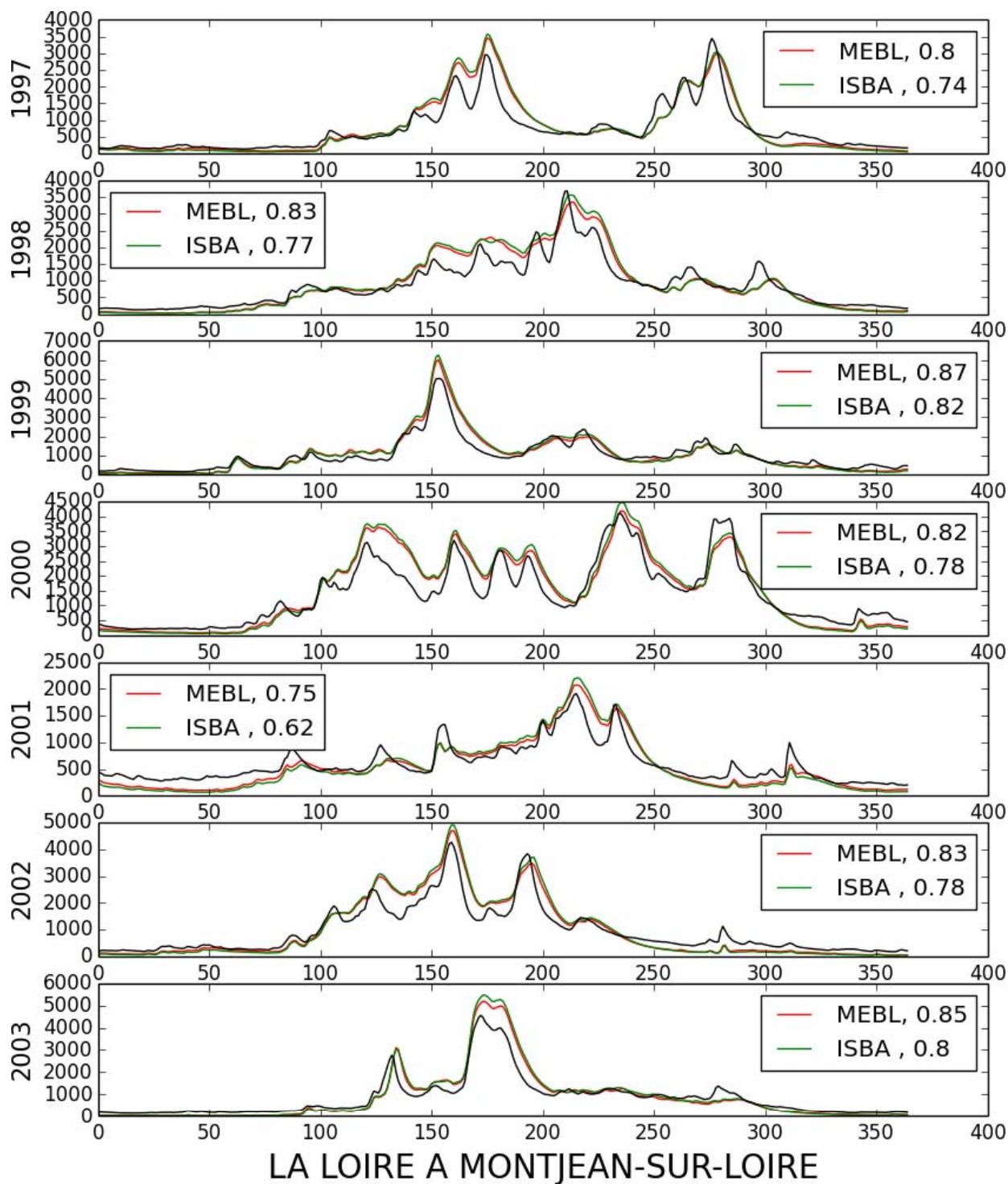


Figure 6.21: Chroniques de débits pour les années 1997 à 2003 pour la station : la Loire à Montjean-sur-Loire. Les observations sont en noir, MEBL en rouge et ISBA en vert. On donne dans la légende le critère de Nash obtenu. Il est rappelé que l'on raisonne sur des années hydrologiques démarrant au premier août.

6.5. Impact de MEB-L sur le bilan hydrologique

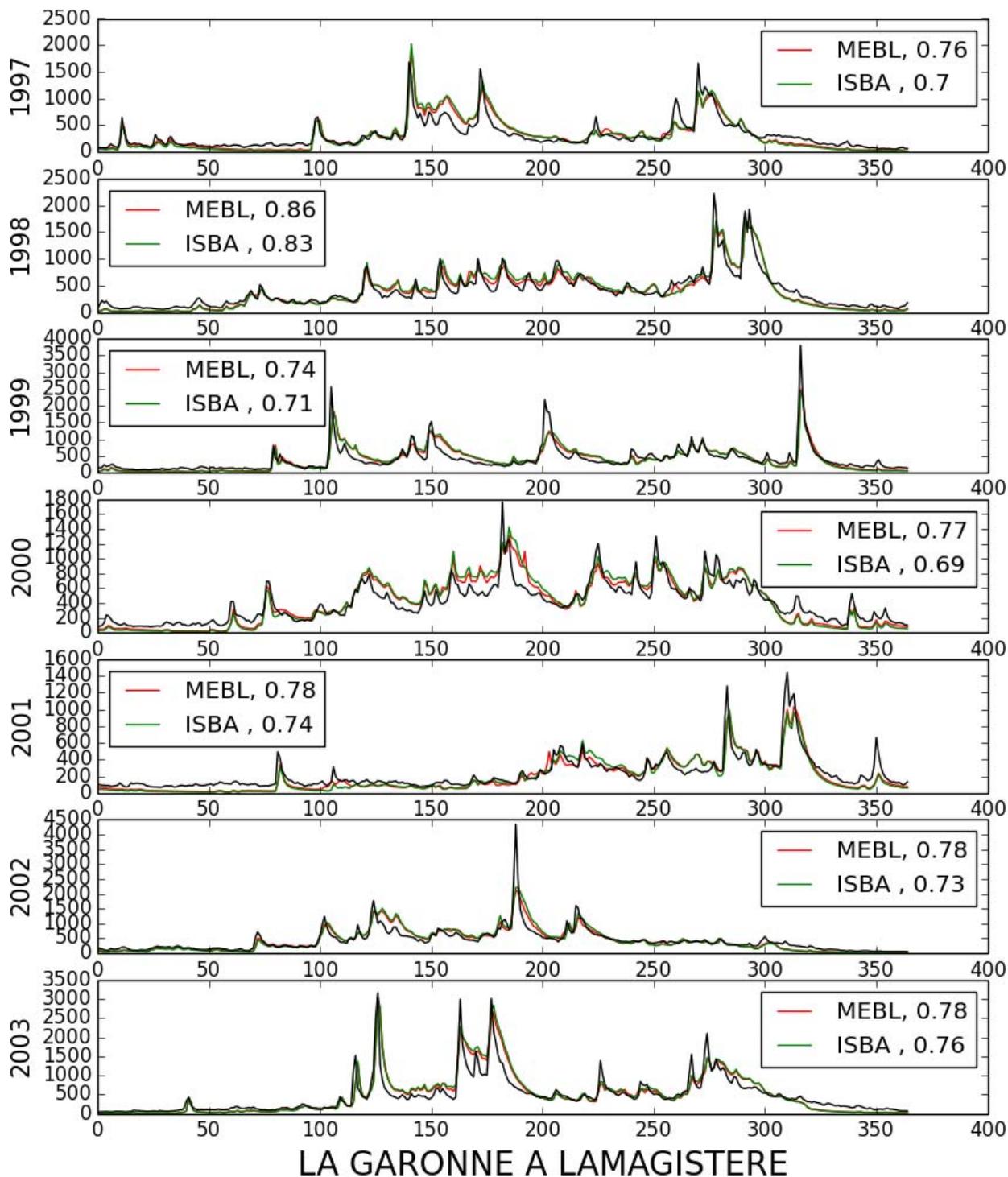


Figure 6.22: Chroniques de débits pour les années 1997 à 2003 pour la station : la Garonne à Lamagistère. Les observations sont en noir, MEBL en rouge et ISBA en vert. On donne dans la légende le critère de Nash obtenu. Il est rappelé que l'on raisonne sur des années hydrologiques démarrant au premier août.

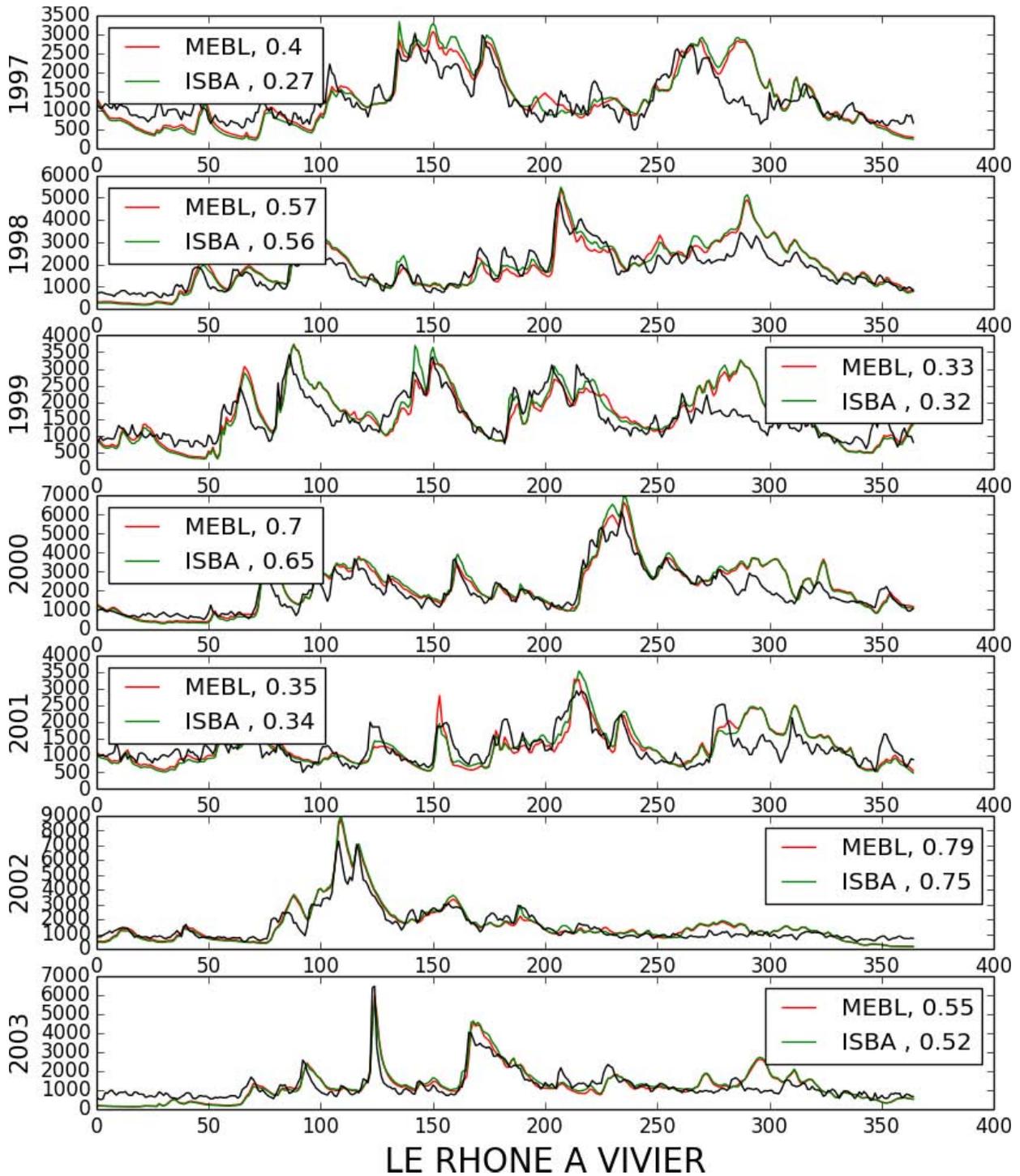


Figure 6.23: Chroniques de débits pour les années 1997 à 2003 pour la station : la Rhône à Vivier. Les observations sont en noir, MEBL en rouge et ISBA en vert. On donne dans la légende le critère de Nash obtenu. Il est rappelé que l'on raisonne sur des années hydrologiques démarrant au premier août.

6.5. Impact de MEB-L sur le bilan hydrologique

Ces résultats sont cohérents avec la section précédente et en particulier la figure 6.19. L'augmentation de l'évapotranspiration durant la période hivernale permet de réduire les drainages ce qui fait alors diminuer les débits des rivières. A l'inverse, pendant l'été, les débits augmentent légèrement car l'évaporation totale baisse en raison de la diminution de l'évaporation du sol.

Bien que l'activation des nouveaux modules sur les forêts tendent à une amélioration de la simulation des débits, l'impact de ceux-ci reste toutefois assez faible. Ce résultat était cependant attendu puisque comme l'ont montré les chapitres 4 et 5, les développements réalisés impactent essentiellement le bilan énergétique. Cela est fait à travers le flux conductif dans le sol et le flux de chaleur sensible plutôt que le flux de chaleur latente, c'est-à-dire l'évapotranspiration. Le flux d'évaporation du sol peut néanmoins être significativement impacté mais ne représente, d'une part qu'une partie assez faible de l'évapotranspiration totale dans les forêts et que d'autre part celles-ci ne constituent que 29 % des couverts du domaine (fig. 6.4).

Il apparaît assez nettement, à la vue des observations, que l'amplitude annuelle des débits reste encore trop forte. En effet, quelle que soit l'année, la station et le modèle considéré, on a presque toujours une sur-estimation du débit l'hiver et même si cela est moins visible sur les figures 6.20 à 6.23, du fait de l'échelle verticale, une sous-estimation l'été. Ce résultat se retrouve d'ailleurs bien illustré sur la figure 6.12,b. Si un certain nombre de raisons peuvent expliquer cela, un des processus le plus susceptible de répondre à ce problème est la prise en compte des nappes. Celles-ci se remplissent pendant la saison humide captant une partie de l'eau qui irait autrement alimenter les rivières, et à l'inverse se vident, en partie, durant la saison sèche en soutenant ainsi les étiages. Or, celles-ci ne sont représentées que sur le bassin parisien et la vallée du Rhône. Un travail est cependant en cours de réalisation pour étendre la prise en compte de ces nappes et de leurs effets sur la modélisation des débits au sein de la chaîne (plateforme *AquiFR*, <http://www.metis.upmc.fr>) à tout le domaine en regroupant des modèles hydrogéologiques, dont MODCOU, mais pas uniquement (par exemple le modèle Marthe développé par le BRGM et d'autres), appliqués à différentes régions. Une paramétrisation simple, considérant un réservoir captant une partie du drainage l'hiver et la restituant (Artinyan et al., 2008) dans les rivières l'été, a cependant été mise en place pour représenter l'effet de ces nappes au premier ordre. La paramétrisation utilisée permet en effet d'améliorer significativement les débits en impactant directement les sorties de drainages du modèle de surface mais se révèle être très sensible à ses paramètres (i.e. capacité maximale de réservoir, vitesse de vidange). Nous décidons de ne pas présenter ces résultats qui nécessiteraient un travail de re-calibration de la paramétrisation, ce qui n'est pas l'objet de cette thèse.

6.5.3 Retour sur le ux de sublimation

Pour finir cette étude, nous revenons sur un point qui a été entrevu précédemment, à savoir l'impact de la simulation MEBL sur les zones fortement soumises aux précipitation neigeuses. En effet, on rappelle

que le schéma multi-couches a été développé également pour améliorer les simulations en présence de neige. Et même si cette évaluation est en cours de réalisation par nos collègues suédois, en particulier en analysant l'impact de cette nouvelle version d'ISBA sur des sites instrumentés enneigés sur le principe du chapitre 4, nous nous proposons d'illustrer succinctement cet impact à travers l'outil SIM.

On a représenté sur la figure 6.24 le flux de sublimation cumulé de la glace et de la neige moyen par an pour les simulations MEBL et ISBA uniquement sur les points de grille pour lesquels les précipitations neigeuses dépassent 200 mm par an en moyenne et la fraction de forêt est supérieure à 50 %. De manière cohérente avec la figure 6.18, on constate que ce flux est très différent entre les deux simulations. Pour la simulation ISBA (fig. 6.24,b), la quantité de neige et de glace sublimées est quasiment négligeable quel que soit le point de maille. Au contraire, dans le cas de MEBL (fig. 6.24,a), il n'est pas rare de sublimer une quantité importante de neige et glace (16 % de points représentés dépassent les 50 mm).

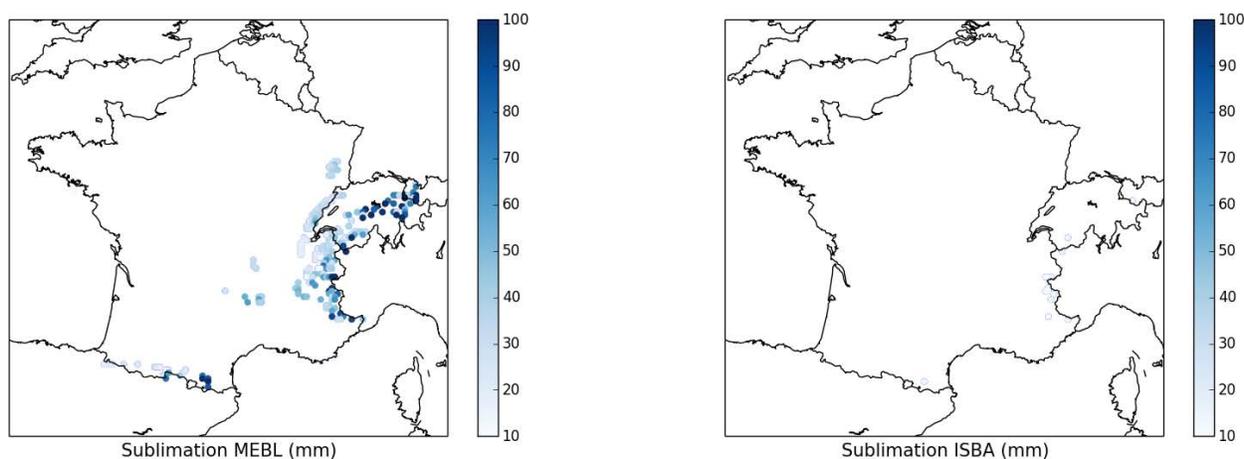


Figure 6.24: Cumul de sublimation moyen par an (1995-2013) en millimètres. Pour plus de clarté, on représente uniquement les points de grille pour lesquels le cumul de neige est supérieur à 200 mm, la fraction de forêt supérieure à 50 % et le cumul de sublimation supérieur à 10 mm. Simulation MEBL à gauche et ISBA à droite

En comparaison avec les précipitations qui peuvent tomber à ces latitudes, il est cependant légitime de se demander si cela impacte significativement le bilan hydrologique. Pour cela, nous représentons sur la figure 6.25 le partitionnement du bilan d'eau sur l'ensemble des mailles pour lesquelles la fraction de forêt dépasse les 50 % (fig. 6.25,a) et nous ajoutons sur la figure 6.25,b une condition sur les précipitations neigeuses (> 200 mm). Sur la figure 6.25,b il apparaît clairement que la sublimation n'est plus du tout négligeable avec MEBL contrairement à la simulation ISBA où elle minimise. Ainsi le total du ruissellement (ruissellement de surface et drainage) est plus faible dans le cas MEBL en présence de neige contrairement au cas général où il est sensiblement similaire. D'autre part, le partitionnement du ruissellement total est lui aussi impacté, le ruissellement de surface augmentant au dépens du drainage gravitaire. Une

6.5. Impact de MEB-L sur le bilan hydrologique

explication probable de ce phénomène est que dans le cas de MEBL, le manteau neigeux au sol fond plus tard, du fait qu'il est protégé d'une partie du rayonnement solaire par la canopée, mais fond plus brutalement (quand la température de l'air devient positive) et favorise le ruissellement de surface.

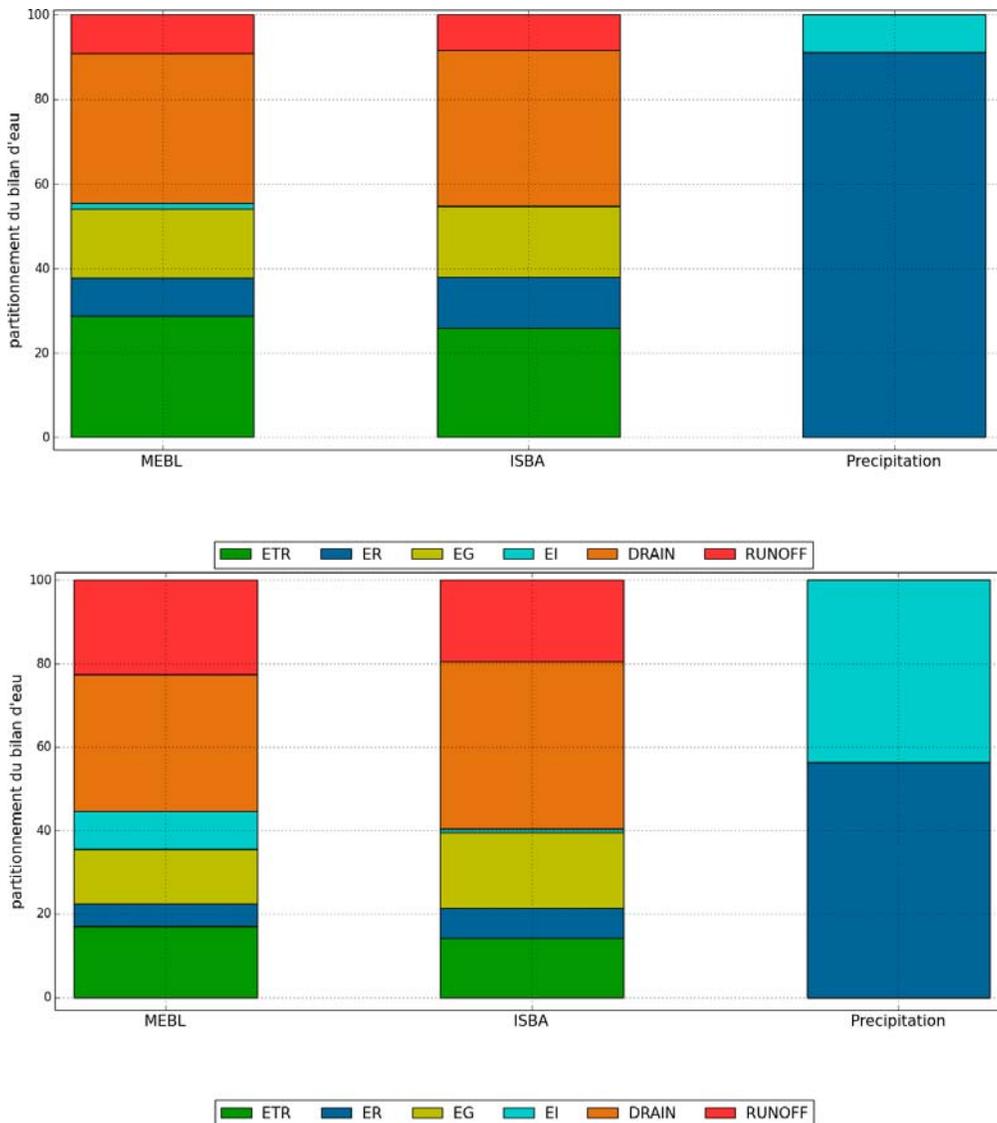


Figure 6.25: Partitionnement du bilan hydrologique moyen sur la période 1995-2013, pour les mailles dont la fraction de forêt dépasse 50%, pour la simulation MEBL, ISBA et le forçage (sur le principe de la figure 6.8 mais en pourcentage). La figure du haut comprend l'ensemble des mailles, celle du bas ne considère que les points de maille pour lesquelles la neige cumulée sur l'année dépasse les 200 mm.

Malheureusement, il n'existe pas en France de stations de mesure de débit correspondant à un bassin versant répondant aux critères précédents (fraction de forêt et neige) et permettant d'évaluer l'impact sur la modélisation du débit. Il est cependant fortement probable que l'impact sur les débits sera d'autant plus visible pour des domaines fortement couverts de forêts et à des latitudes plus hautes.

6.6 Conclusion

L'étude de l'impact sur le bilan hydrologique des développements réalisés dans ISBA sur la représentation de la végétation a pu être quantifiée grâce à la chaîne hydrométéorologique SIM. En particulier, on a vu que le choix de la représentation de l'évaporation du sol dans le modèle influait fortement sur le calcul des débits. Plus que l'évaporation issue de la canopée elle-même, c'est-à-dire la transpiration des arbres et l'évaporation de l'eau interceptée par le feuillage, la représentation d'une canopée explicite impacte l'évaporation issue du sol. C'est pourquoi, nous avons présenté en plus d'une simulation standard utilisant le modèle ISBA d'origine, trois simulations se différenciant sur ce point précis. Une simulation n'incluant aucun traitement spécifique pour le sol, une simulation ajoutant une résistance à l'évaporation du sol (c'est la solution la plus couramment utilisée dans les modèles de surface globaux) et une simulation représentant explicitement la litière présente sur le sol des forêts.

Il a ensuite pu être montré que la simulation sans traitement spécifique du sol surestimait fortement l'évaporation de celui-ci, se traduisant par une large sous-estimation des débits. Ce résultat est par ailleurs cohérent avec ce qui avait été décrit dans le chapitre 4, qui montrait pour le site feuillu caduc de fortes sur-estimations de l'évapotranspiration en particulier au printemps, dues à la composante issue du sol. La simulation incluant une simple résistance a pu rétablir des lames d'eau annuelles proches de celles d'ISBA, elles-mêmes proches des observations. Cette simulation permet aussi d'obtenir de bonnes performances quantifiées par le critère de Nash couramment utilisé en hydrologie. Mais ce n'est qu'avec la représentation explicite de la litière reposant sur le sol des forêts que nous avons pu parvenir à une amélioration des résultats.

Cette dernière simulation a permis d'une part, de limiter l'évaporation du sol pendant la période avril-octobre, tout comme la simulation incluant la résistance à l'évaporation du sol. Mais cela a été fait grâce à une meilleure représentation des processus physiques plutôt qu'à une paramétrisation non physique issue d'une calibration sur site. Par ailleurs, elle soutient l'évaporation du sol, pendant la période novembre-février, du fait du nouveau réservoir que constitue la litière, qui était à l'inverse trop limitée avec l'utilisation de la résistance. L'ensemble de ces contributions permet une réduction des biais saisonniers négatifs en été et positifs en hiver, présents dans les débits, ce qui se traduit en moyenne par une légère amélioration des critères de Nash. Du fait du grand nombre de stations disponibles, les résultats relatifs entre les différentes simulations semblent être indépendants de l'anthropisation, parfois présente sur les bassins versants (e.g. barrages, irrigations) et difficile à représenter. En effet, un certain nombre de stations ont pu être identifiées comme non influencées par des effets anthropiques et les résultats, bien que meilleurs en valeur absolue, gardent sensiblement la même variabilité entre les simulations.

6.6. Conclusion

La simulation MEBL, incluant les représentations de la canopée et de la litière de manière explicite, en comparaison avec la version standard d'ISBA, n'impacte que faiblement le cycle hydrologique, ce qui se traduit en bout de chaîne par une modélisation des débits sensiblement similaire. En effet, bien que les critères de Nash tendent vers une légère amélioration des performances du modèle, on reste dans la gamme d'incertitude que nous devons considérer étant donné les nombreuses étapes, sources de potentielles erreurs, menant à l'estimation de ces débits. En particulier, les biais présents sur le forçage radiatif de SAFRAN (Quintana-Seguí et al., 2008), l'anthropisation (e.g. barrages, irrigation), l'existence des nappes sont susceptibles d'impacter fortement les débits en sortie de la chaîne SIM.

Ainsi, même s'il est probablement difficile de dire que l'apport des représentations explicites de la canopée et de la litière ont permis d'améliorer sensiblement la modélisation des débits, nous pouvons conclure que les nouveaux développements, désormais intégrés au modèle ISBA, permettent une simulation plus réaliste du bilan hydrologique, notamment du partitionnement du flux d'évapotranspiration et en particulier de la composante issue du sol. La description précise du sol des forêts est nécessaire, à travers une représentation explicite du sol superficiel caractérisé par la litière qui le jonche, si l'on veut représenter correctement le flux d'évaporation du sol. En effet, ce dernier se révèle être sensible dans le cas d'une représentation double sources de la surface, c'est-à-dire lorsque le sol et la végétation sont traités séparément.

Chapitre 7

Conclusion générale et perspectives

Depuis sa première version datant de la fin des années 90, le modèle numérique ISBA (Interaction Sol Biosphère Atmosphère) a connu de nombreux développements, visant à mieux représenter certains processus physiques comme la description du sol ou de la neige, ou biogéochimiques telle que la représentation du cycle du carbone et de l'azote. Cela en fait désormais l'un des modèles de surface de référence parmi les plus performants que ce soit à l'échelle globale ou à meso-échelle. Cependant, le principe du schéma composite, où la surface est considérée comme un continuum entre sol nu et végétation, n'a jamais évolué depuis la version initiale du code alors que la plupart des modèles équivalents représentent explicitement la canopée comme une couche à part entière voire même à l'aide de représentations multi-couches. L'enjeu majeur de cette thèse a donc été d'intégrer dans le modèle ISBA une représentation explicite de la canopée, et ainsi un traitement plus détaillé des processus liés à la végétation. Cela a été réalisé en intégrant des bilans d'eau et d'énergie séparés pour le sol et la végétation. Cette nouvelle option, désignée par l'acronyme MEB, pour *multi energy balance*, a pour vocation de remplacer le schéma composite quelque soit le type de végétation. Dans un premier temps, MEB a été testé et validé sur des couverts forestiers car c'est sur ces derniers que le contraste sol-végétation est le plus marqué. Ce nouveau schéma nécessite une représentation mieux définie du sol, désormais considéré comme une entité à part entière et caractérisé, le plus souvent, par une couche de litière. La prise en compte de la litière parmi les processus de surface représentés dans ISBA n'est pas récente mais était jusque-là uniquement considérée pour la modélisation du cycle du carbone, constituant l'un des réservoirs de matière organique avec le sol et la végétation elle-même. Cependant, cette couche de litière impacte aussi les cycles de l'eau et de l'énergie du fait de sa constitution particulière, qui peut-être considérée comme un état intermédiaire entre la canopée et le sol. Ainsi, sa représentation dans le modèle de surface ISBA a fait l'objet dans cette thèse d'un développement spécifique au sein du schéma multi-source MEB.

L'impact des développements réalisés dans le modèle ISBA a été mesuré par trois méthodes différentes, correspondant à trois échelles spatiales différentes. Tout d'abord, l'échelle locale pour comprendre en détails l'impact des processus physiques ajoutés, tant par le nombre de variables

que les échelles temporelles étudiées. Ensuite, une deuxième évaluation a été réalisée à l'échelle locale mais pour un grand nombre de sites et d'années de simulations. Enfin, une évaluation à l'échelle régionale a été menée.

Pour la première évaluation, menée sur quatre sites forestiers en France, nous avons vu qu'il fallait commencer par s'intéresser à la fermeture du bilan d'énergie pour les observations. Les flux turbulents représentent la plus grande source d'erreur de mesure et la méthode du rapport de Bowen permet d'ajuster ces flux, les rendant ainsi comparables aux flux modélisés. Deux processus physiques maintenant représentés dans MEB, à savoir, l'effet d'ombrage de la canopée et l'isolation thermique de la litière ont notamment pour effet de réduire la pénétration de chaleur dans le sol. Cette quantité de chaleur se retrouve en grande partie dans le flux de chaleur sensible puisque la chaleur latente est limitée d'une part par la résistance stomatique et d'autre part par la réserve utile d'eau disponible dans le sol. L'impact sur ces deux flux (conductif et sensible) est désormais en meilleur accord avec les observations pour chacun des quatre sites étudiés. Les comparaisons aux températures du sol, elles aussi mieux représentées, ont permis de confirmer l'amélioration du flux de conduction dans le sol. Pour ce qui est du bilan hydrique, l'impact sur le calcul de la transpiration est modéré et compense essentiellement la diminution de l'évaporation de l'eau interceptée par la canopée, dû à la limitation de la surface d'eau couvrant les feuilles. Il y a, par contre, un effet non négligeable sur le calcul du flux d'évaporation du sol. En effet, ce calcul est réalisé à l'aide d'une fraction de sol supposée constante sur l'année dans le cas d'ISBA et pouvant mener à des évaporations très fortes même dans le cas d'une forêt très dense et développée (LAI fort). Et à l'inverse, à une quasi absence d'évaporation lorsque le LAI est faible et que le sol devrait prendre le relais. L'ajout de la litière dans le modèle se traduit par un réservoir d'eau supplémentaire, qui permet d'évaporer facilement l'eau interceptée quand le rayonnement solaire traverse la canopée, mais qui en revanche ajoute une contrainte au système, puisque le sol n'est plus source d'évaporation et que seule l'eau interceptée par la litière peut-être évaporée.

La deuxième évaluation a été conduite sur 42 sites forestiers dans le monde intégrant le réseau d'observation Fluxnet. Le calcul du rayonnement net mène, dans ce mode d'évaluation à l'aveugle, à des erreurs non négligeables, contrairement à l'évaluation précédente, du fait de l'utilisation de bases de données pour les caractéristiques physiographiques et morphologiques pour effectuer les simulations. Ce flux net, qui est à la base du calcul des flux turbulents, n'est cependant que très peu impacté par les nouveaux développements. Pour ce qui est de la modélisation des flux turbulents, les résultats obtenus ici sont très cohérents avec l'étude sur les quatre sites français. Il était particulièrement important de constater ce résultat puisqu' ISBA a pour vocation à être utilisé à l'échelle globale et avec l'utilisation de bases de données physiographiques et morphologiques tel que cela a été fait dans cette partie. D'autre part, les fortes améliorations du calcul du flux de chaleur sensible, grâce aux nouveaux développements, pourraient apporter une réponse au problème de modélisation de ce flux récemment pointé par le projet d'inter-

comparaison de modèles de surface PLUMBER. En effet, cette étude a montré que contrairement au flux de chaleur latente, le flux de chaleur sensible était nettement moins bien représenté, pour l'ensemble des modèles considérés, par rapport à des modèles basés sur des régressions linéaires simples. Les études d'impact plus ciblées qui ont ensuite été effectuées ont pu montrer que pour les sites de conifères et les sites enneigés, les comparaisons étaient particulièrement favorables. Ce résultat s'accorde avec le fait que certains aspects du modèle (ex : turbulence dans la canopée, interception de la neige) ont été développés à l'origine pour des forêts de conifères des hautes latitudes.

Enfin, pour la dernière évaluation, nous avons effectué des simulations spatialisées à l'échelle de la France. La chaîne hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM) a permis d'évaluer l'impact de MEB sur le bilan hydrologique, en basant notamment l'évaluation sur le calcul des débits des rivières françaises. On a pu voir que le choix de la représentation de l'évaporation du sol dans le modèle influait fortement sur le calcul des débits. Plus que l'évaporation issue de la canopée elle-même, c'est l'évaporation issue du sol qui est la plus impactée et même si l'ajout d'une résistance spécifique pour l'évaporation du sol permet une représentation correcte de ce flux, seule la représentation explicite de la litière conduit à de meilleurs résultats que la simulation de référence. Cette dernière simulation a permis, d'une part, de limiter l'évaporation du sol pendant la période avril-octobre, et d'autre part de soutenir l'évaporation du sol pendant la période novembre-février. L'ensemble de ces contributions permet une réduction des biais saisonniers négatifs en été et positifs en hiver, présents dans les débits, ce qui se traduit en moyenne par une légère amélioration des critères de Nash. Du fait du grand nombre de stations disponibles, les résultats relatifs entre les différentes simulations semblent être indépendants de l'anthropisation, parfois présente sur les bassins versants (ex : barrages, irrigation) et difficile à représenter. En effet, un certain nombre de stations ont pu être identifiées comme non influencées par des effets anthropiques et les résultats, bien que meilleurs en valeur absolue, gardent sensiblement la même variabilité entre les simulations. La simulation MEBL, incluant les représentations explicites de la canopée et de la litière, en comparaison avec la version standard d'ISBA, n'impacte que faiblement le cycle hydrologique, ce qui se traduit en bout de chaîne par une modélisation des débits sensiblement similaire. En effet, bien que les critères de Nash tendent vers une légère amélioration des performances du modèle, on reste dans la gamme d'incertitude que nous devons considérer étant données les nombreuses étapes, sources de potentielles erreurs, menant à l'estimation de ces débits. En particulier, les biais présents sur le forçage radiatif de SAFRAN, l'anthropisation (ex : barrages, irrigation), l'existence des nappes sont susceptibles d'impacter fortement les débits en sortie de la chaîne SIM. Ainsi, même s'il est probablement difficile de dire que l'apport des représentations explicites de la canopée et de la litière ont permis d'améliorer sensiblement la modélisation des débits, nous pouvons conclure que les nouveaux développements, désormais intégrés au modèle ISBA, permettent une simulation plus réaliste du bilan hydrologique, notamment du partitionnement du flux d'évapotranspiration et en particulier de la composante issue du sol.

De nombreuses perspectives de travail s'ouvrent maintenant que le modèle est utilisable aussi bien pour des applications locales que régionales. Nous allons présenter celles-ci selon trois axes principaux :

- Tout d'abord, la poursuite de la validation et l'évaluation pour les cas spécifiques impliquant la neige. En effet, l'une des raisons du développement de MEB est la mauvaise prise en compte des processus liant végétation et neige, en particulier la capacité de la canopée à intercepter tout ou partie des précipitations solides et à impacter la fonte de la neige sous la canopée du fait de la protection au rayonnement solaire qu'elle offre. Certains impacts dus aux nouveaux développements ont d'ailleurs pu être identifiés dans cette thèse sans pour autant avoir été analysés. Cette validation pourra être réalisée, d'une part à l'aide d'une validation sur site, comme cela a été fait dans la première partie de résultats, mais pour des sites avec neige (quatre sites répondant à ce critère et aux critères de qualité ont d'ores et déjà été identifiés). L'idéal serait cependant de pouvoir identifier un ou plusieurs sites pour lesquels des mesures de hauteurs de neige sous la canopée auraient été faites. D'autre part, une évaluation sur l'impact généré par le bilan hydrologique sur la modélisation des débits pourra aussi être réalisée sur une région riche en couverture forestière et recevant un quantité importante de précipitations neigeuse.
- Ensuite, le schéma de transfert radiatif dans la végétation détermine le partitionnement de l'énergie solaire incidente entre la végétation et le sol et est ainsi une étape décisive pour la représentation des cycles d'échanges (i.e. eau, énergie, carbone). Or nous avons vu que sur deux sites instrumentés que l'énergie transmise était sur-estimée. Il semblerait donc essentiel de compléter ces comparaisons sur un plus grand nombre de sites reflétant l'ensemble des types de forêts pour éventuellement amener à une re-calibration des paramètres morphologiques influençant le transfert radiatif dans la végétation, tels que le taux de recouvrement ou l'inclinaison des feuilles ou aiguilles.
- L'étude du cycle du carbone est un domaine d'application majeur dans lequel les surfaces continentales et en particulier forestières sont impliquées. Il est ainsi incontournable d'évaluer l'impact de MEB sur ce point. Cependant, nous avons vu que si le cycle de l'eau est modifié, il l'est modérément et essentiellement au niveau de l'évaporation du sol. La transpiration est tout de même légèrement impactée du fait de la limite imposée à l'occupation de la surface des feuilles par l'eau interceptée. Or, la transpiration est notamment contrôlée par la résistance stomatique qui régule aussi le mécanisme de la photosynthèse. On peut donc prévoir un impact modéré sur l'assimilation du carbone.
- Pour ce qui est de la représentation de la litière, deux améliorations pourraient être mises en place.
 - La distinction de la capacité maximale d'eau pouvant être retenue dans le réservoir et la contenu en eau à l'équilibre. En effet, certaines études montrent qu'après le passage des précipi-

tations, la litière se remplit mais rejoint ensuite un état d'équilibre par le drainage d'une partie de l'eau interceptée (ex : [Putuhena and Cordery, 1996](#)).

- D'autre part, même si des tests de sensibilité ont pu montrer que le modèle représentant la litière était robuste quant à l'épaisseur la caractérisant, le couplage du module développé ici au module déjà existant, diagnostiquant la masse de litière au sol (i.e. ISBA-CC), pourrait être réalisé en reliant la masse à l'épaisseur en se basant sur des études expérimentales (ex : [Sato et al., 2004](#))
- Enfin, il semblerait plus réaliste, même si cela serait difficile à modéliser étant donnée la difficulté d'obtenir des données aussi précises, que la couche de litière ne recouvre qu'une fraction du sol, fonction du vent par exemple, permettant ainsi à une partie du rayonnement d'atteindre directement le sol et à celui-ci d'évaporer.

Liste des symboles et constantes du chapitre relatif au modèle MEB

| | | |
|------------------|--|--------------------|
| α_g | albédo du sol | - |
| α_n | albédo de la neige | - |
| α_v | albédo de la végétation | - |
| χ_L | distribution d'inclinaison foliaire de Ross-Goudriaan | - |
| Δt | pas de temps | s |
| $\Delta z_{g,i}$ | épaisseur de la i ème couche de sol | m |
| δ_v | fraction de la végétation couverte par de l'eau | - |
| Δz_l | épaisseur de la litière | m |
| ϵ_g | émissivité du sol | - |
| ϵ_n | émissivité de la neige | 0.99 - |
| ϵ_v | émissivité de la végétation | - |
| κ | constante de Von Karman | 0.4 - |
| $\lambda_{g,i}$ | conductivité thermique de la i ème couche de sol | $W m^{-1} K^{-1}$ |
| λ_l | conductivité thermique de la litière | $W m^{-1} K^{-1}$ |
| $\lambda_{n,i}$ | conductivité thermique de la i ème couche de neige | $W m^{-1} K^{-1}$ |
| Φ_v | changement de phase relatif à la neige interceptée par la végétation | $kg m^{-2} s^{-1}$ |
| $\Phi_{g,i}$ | changement de phase dans la i ème couche de sol | $kg m^{-2} s^{-1}$ |
| $\Phi_{n,i}$ | changement de phase dans la ième couche de neige | $kg m^{-2} s^{-1}$ |

| | | |
|---------------|--|--|
| Ψ_H | terme de correction pour la stabilité pour la résistance aérodynamique entre le sol et l'air de la canopée | - |
| ρ_a | masse volumique de l'air du plus bas niveau atmosphérique | kg m^3 |
| $\rho_{n,v}$ | masse volumique de la neige interceptée par la canopée | kg m^3 |
| σ | constante de Stefan Boltzman | $5,67 \cdot 10^{-2} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ |
| σ_{LW} | absorption ou équivalent de la fraction de végétation pour le schéma de transfert radiatif infrarouge | - |
| τ_{LW} | coefficient d'atténuation pour la transmission du rayonnement atmosphérique à travers la canopée | - |
| c_d | coefficient de traînée des feuilles | - |
| C_V | inertie thermique de la végétation | $\text{J}^{-1} \text{m}^2 \text{K}$ |
| $C_{g,i}$ | capacité thermique effective de la i ème couche de sol | $\text{J m}^{-2} \text{K}^{-1}$ |
| $c_{g,i}$ | capacité thermique volumique de la i ème couche de sol | $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ |
| C_i | capacité thermique de la glace | $2.106 \cdot 10^3 \text{ J m}^{-2} \text{K}^{-1}$ |
| c_{ld} | capacité thermique volumique de la litière sèche | $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ |
| c_l | capacité thermique volumique de la litière | $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ |
| $C_{n,i}$ | capacité thermique effective de la i ème couche de neige | $\text{J m}^{-2} \text{K}^{-1}$ |
| $c_{n,i}$ | capacité thermique volumique de la i ème couche de neige | $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ |
| C_{vb} | capacité thermique de la végétation | $\text{J m}^{-2} \text{K}^{-1}$ |
| C_v | capacité thermique effective de la végétation | $\text{J m}^{-2} \text{K}^{-1}$ |
| C_w | capacité thermique de l'eau liquide | $4.218 \cdot 10^3 \text{ J m}^{-2} \text{K}^{-1}$ |
| d | hauteur de déplacement | m |
| D_l | chute d'eau par débordement depuis la litière | $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ |
| $D_{n,i}$ | épaisseur de la i ème couche de neige | m |
| D_n | épaisseur totale du pack de neige | m |
| D_{rv} | chute d'eau depuis la végétation | $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ |

| | | |
|------------|---|----------------------------------|
| E | flux de vapeur total vers l'atmosphère | kg m^{-2} |
| E_c | flux de vapeur de l'air de la canopée vers l'atmosphère | kg m^{-2} |
| E_g | flux de vapeur depuis le sol vers l'air de la canopée | kg m^{-2} |
| E_n | somme de la sublimation de la neige sous la canopée vers l'air de la canopée et de la neige au dessus de la canopée directement vers l'atmosphère | kg m^{-2} |
| E_v | flux de vapeur depuis la végétation vers l'air de la canopée | kg m^{-2} |
| E_{gf} | sublimation de la glace de la première couche de sol | kg m^{-2} |
| E_{lf} | sublimation de la glace de la litière | kg m^{-2} |
| E_l | évaporation de l'eau interceptée par la litière | kg m^{-2} |
| E_{rn} | sublimation de la neige interceptée par la végétation | kg m^{-2} |
| E_r | évaporation de l'eau interceptée par la végétation | kg m^{-2} |
| E_{tr} | transpiration de la végétation | kg m^{-2} |
| $F_{g,i}$ | flux d'eau liquide entre les couches de sol i et $i+1$ | $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ |
| $F_{nl,i}$ | flux d'eau liquide entre les couches de neige i et $i+1$ | $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ |
| g_{av} | conductance aérodynamique entre la végétation et l'air de la canopée | m s^{-1} |
| g_{av}^* | terme correctif pour la conductance aérodynamique entre la végétation et l'air de la canopée | m s^{-1} |
| $G_{g,i}$ | flux de chaleur conductif entre les couches de sol i et $i+1$ | W m^{-2} |
| G_{gn} | flux de chaleur conductif entre le sol et la neige | W m^{-2} |
| $G_{n,1}$ | flux de chaleur conductif entre les couches de neige i et $i+1$ | W m^{-2} |
| H | flux sensible total vers l'atmosphère | W m^{-2} |
| H_c | flux de chaleur sensible de l'air de la canopée vers l'atmosphère | W m^{-2} |
| H_g | flux de chaleur sensible du sol vers l'air de la canopée | W m^{-2} |
| H_l | flux de chaleur sensible de la litière vers l'air de la canopée | W m^{-2} |
| H_n | somme du flux de chaleur sensible du pack de neige vers l'air de la canopée et du pack de neige directement vers l'atmosphère | W m^{-2} |

| | | |
|-----------------|--|---|
| H_v | flux de chaleur sensible de la végétation vers l'air de la canopée | W m^{-2} |
| h_a | facteur d'humidité | - |
| h_{sg} | facteur d'humidité | - |
| h_{svg} | facteur d'humidité pour l'évapotranspiration | - |
| h_{svn} | facteur d'humidité pour l'évapotranspiration | - |
| h_{sv} | facteur d'humidité pour l'évapotranspiration | - |
| h_{ug} | facteur d'humidité du sol | - |
| h_{vg} | coefficient de Halstead | - |
| h_{vn} | coefficient de Halstead | - |
| I_n | interception de la neige par la canopée | $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ |
| K | diffusivité tourbillonnaire dans la végétation | $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ |
| k_v | coefficient pour l'eau interceptée par la canopée | 0.25 - |
| L | chaleur latente normalisée | $2.8345 \text{E } 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ |
| L_f | chaleur latente de fusion | $0.3337 \text{E } 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ |
| L_s | chaleur latente de sublimation | $2.8345 \text{E } 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ |
| L_v | chaleur latente de vaporisation | $2.5008 \text{E } 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ |
| LAI | indice foliaire | $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ |
| LE_g | flux de chaleur latente du sol vers l'air de la canopée | W m^{-2} |
| LE_v | flux de chaleur latente de la végétation vers l'air de la canopée | W m^{-2} |
| $LW \downarrow$ | rayonnement atmosphérique descendant | - |
| $LW \uparrow$ | rayonnement atmosphérique montant | - |
| $LW_{net,x}$ | rayonnement atmosphérique net pour la surface x | - |
| N_g | nombre de couches de sol | - |
| N_n | nombre de couches du pack de neige | - |
| p_{gf} | fraction de la première couche de sol gelé | - |

| | | |
|---------------|---|----------------------------------|
| $p_{n\alpha}$ | fraction verticale de la végétation recouverte par la pack de neige | - |
| p_{ng} | fraction horizontale de sol recouverte par la pack de neige | - |
| P_{rv} | précipitations liquides interceptées par la végétation | $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ |
| P_r | précipitations liquides | $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ |
| P_s | précipitations solides | $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ |
| q_a | humidité spécifique du plus bas niveau atmosphérique | kg kg^{-1} |
| q_c | humidité spécifique de l'air de la canopée | kg kg^{-1} |
| q_g | humidité spécifique effective du sol | kg kg^{-1} |
| q_{satg} | humidité spécifique à saturation du sol | kg kg^{-1} |
| q_{satin} | humidité spécifique à saturation du pack de neige | kg kg^{-1} |
| q_{satv} | humidité spécifique à saturation de la végétation | kg kg^{-1} |
| R_e | nombre de Reynolds | - |
| R_g | résistance spécifique à l'évaporation du sol | m s^{-1} |
| R_i | nombre de Richardson | - |
| R_s | résistance stomatique de la végétation | m s^{-1} |
| $R_{s,max}$ | résistance stomatique de la végétation maximale | 5000 m s^{-1} |
| R_0 | ruissellement de surface | $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ |
| R_{ac-a} | résistance aérodynamique entre l'air de la canopée et l'atmosphère | s m^{-1} |
| R_{ag-c} | résistance aérodynamique entre le sol et l'air de la canopée | s m^{-1} |
| R_{agn} | résistance aérodynamique entre le sol et l'air de la canopée en conditions neutres | s m^{-1} |
| R_{an-a} | résistance aérodynamique entre le pack de neige dépassant la canopée et l'atmosphère | s m^{-1} |
| R_{an-c} | résistance aérodynamique entre le pack de neige sous la canopée et l'atmosphère | s m^{-1} |
| R_{avg-c} | résistance aérodynamique entre la végétation et l'air de la canopée | s m^{-1} |
| R_{avn-c} | résistance aérodynamique entre la végétation couverte par le pack de neige et l'air de la canopée | s m^{-1} |

| | | |
|-----------------|---|--------------------|
| R_{ng} | rayonnement net pour le sol | $W m^{-2}$ |
| R_{nl} | rayonnement net pour la litière | $W m^{-2}$ |
| R_{nn} | rayonnement net pour le pack de neige | $W m^{-2}$ |
| R_{nv} | rayonnement net pour la végétation | $W m^{-2}$ |
| $S_{n,v}$ | contenu en neige maximum intercepté par la végétation par unité d'indice foliaire | $kg m^{-2}$ |
| $SW \downarrow$ | rayonnement solaire descendant | - |
| $SW \uparrow$ | rayonnement solaire montant | - |
| $SW_{net,x}$ | rayonnement solaire net pour la surface x | - |
| T_a | température du plus bas niveau atmosphérique | K |
| T_c | température de l'air de la canopée | K |
| T_f | température de fusion | 273.15 K |
| T_g | température du sol superficiel | K |
| T_l | température de la litière | K |
| T_n | température de la première couche (supérieure) du pack de neige | K |
| T_v | température de la végétation | K |
| $T_{g,i}$ | température de la i ème couche de sol | K |
| T_{rad} | température radiative effective de la surface | K |
| u_{*hv} | vitesse de frottement au sommet de la canopée | $m s^{-1}$ |
| u_{hv} | vitesse du vent au sommet de la canopée | $m s^{-1}$ |
| U_n | chute de neige depuis la canopée | $kg m^{-2} s^{-1}$ |
| V_a | vitesse du vent à la hauteur de référence | $m s^{-1}$ |
| V_c | vitesse du vent dans la canopée | $m s^{-1}$ |
| $w_{fc,i}$ | capacité au champ de la i ème couche de sol | $m^3 m^{-3}$ |
| $w_{g,i}$ | contenu en eau volumique de la i ème couche de sol | $m^3 m^{-3}$ |
| $W_{gf,i}$ | contenu en glace (en équivalent eau liquide) de la i ème couche de sol | $m^3 m^{-3}$ |

| | | |
|-----------------|---|----------------------------|
| W_{lf} | contenu en glace dans la litière | kg m^{-2} |
| W_l | contenu en eau dans la litière | kg m^{-2} |
| W_n | contenue en eau (équivalent eau liquide) du pack de neige | kg m^{-2} |
| W_{rn} | contenu en neige intercepté par la végétation | kg m^{-2} |
| W_{rn}^* | contenu en neige maximum intercepté par la végétation | kg m^{-2} |
| W_r | contenu en eau interceptée par la végétation | kg m^{-2} |
| $w_{sat,i}$ | capacité à saturation de la i ème couche de sol | $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ |
| $w_{wilt,i}$ | point de flétrissement de la i ème couche de sol | $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ |
| z_a | hauteur de référence | m |
| z_{0gh} | rugosité du sol pour les flux de chaleur latente et sensible | m |
| z_{0g} | rugosité du sol | m |
| z_{0vh} | rugosité de la végétation pour les flux de chaleur latente et sensible | m |
| z_{0v} | rugosité de la végétation | m |
| $z_{hv,b}$ | hauteur de la base de la végétation | m |
| z_{hv} | hauteur de la végétation | m |
| \mathcal{F}_x | variable thermodynamique linéairement reliée à la température relative à la surface x | J kg^{-1} |

Acronymes

ARPEGE Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle

CABLE The Community Atmosphere Biosphere Land Exchange

CLM Community Land Model

CNRM Centre National de Recherches Météorologiques

FLUXNET Flux Network

GRACE Gravity Recovery and Climate Experiment

GSM Global Surface Model

HIRLAM High Resolution Limited Area Model

HWSD Harmonized World Soil Database

ICOS Integrated Carbon Observation System

ISBA Interaction Sol Biosphère Atmosphère

ISBA-DIF ISBA Diffusion

ISBA-ES ISBA Explicit Snow

JULES Joint UK Land Environment Simulator

LAI Leaf Area Index

LSM Land Surface Model

NDVI Normalized Difference Vegetation Index

MEB Multi Energy Balance

MEBL Multi Energy Balance avec litière

MODCOU Mode Couplé

MODIS Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

PALS Protocol for the Analysis of Land Surface models

PLUMBER PALS Land sUrface Model Benchmarking Evaluation pRoject

RMSE Root Mean Square Error

SAFRAN Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie

SCHAPI Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations

SIB Simple Biosphere model

SISPAT Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer

SMHI Institut Suédois de Météorologie et d'Hydrologie

SMOS Soil Moisture and Ocean Salinity

SRTM Shuttle Radar Topography Mission

SURFEX SURFace Externalisée

SVAT Sol Végétation Atmosphère Transfert

TEB Town Energy Balance

Annexe A

Descriptions additionnelles du modèle MEB

A.1 Fractions de neige

La fraction de neige au sol est définie comme :

$$p_{ng} = W_n / W_{n,crit} \quad (0 \leq p_{ng} \leq 1) \quad (\text{A.1})$$

où la valeur par défaut de $W_{n,crit}$ est fixée pour à 1 kg m^{-2} . Cette valeur est beaucoup plus faible que celle utilisée dans ISBA qui est de 10 kg m^{-2} (Douville et al., 1995), mais il a été montré qu'elle permettait de fortement améliorer le calcul des températures du sol lorsqu'on utilisait un schéma de neige explicite dans ISBA (Brun et al., 2013).

La fraction verticale de végétation recouverte par le pack de neige est définie selon :

$$p_{na} = (D_n - z_{hv,b}) / (z_{hv} - z_{hv,b}) \quad (0 \leq p_{na} \leq 1) \quad (\text{A.2})$$

avec D_n correspondant à l'épaisseur totale du pack de neige (m), et $z_{hv,b}$ à la hauteur de la base de la végétation (m) (fig. 3.3) elle même définie selon :

$$z_{hv,b} = a_{hv} (z_{hv} - z_{hv,min}) \quad (\text{A.3})$$

où $a_{hv} = 0.2$ et $z_{hv,min} = 2$ (m) est fixé à 2 m pour les forêts.

A.2 Facteur de normalisation de la chaleur latente

L est un facteur de normalisation ($L_v \leq L \leq L_s$) qui permet de conserver la masse entre les différentes surfaces et l'atmosphère. Il est défini de la manière suivante :

$$L = \frac{a_{Ls} L_s + a_{Lv} L_v}{a_{Ls} + a_{Lv}} \quad (\text{A.4})$$

avec

$$a_{Lv} = [\sigma_f (1 - p_{nv}) + (1 - p_{ng})(1 - p_{gf})] (1 - p_{ng} p_{na}) \quad (\text{A.5})$$

$$a_{Ls} = [\sigma_f p_{nv} + (1 - p_{ng}) p_{gf} + p_{ng}] (1 - p_{ng} p_{na}) + p_{ng} p_{na} \quad (\text{A.6})$$

Dans la limite où la neige recouvre totalement la végétation, $L = L_s$. A l'opposé, en cas d'absence total de neige ou de glace, $L = L_v$.

A.3 Modèle de transfert radiatif infra-rouge

Pour compléter la description du modèle de transfert radiatif infra-rouge, nous explicitons chacun des termes de la figure 3.4. On rappelle qu'une seule réflexion sur chaque surface est autorisée, les réflexion surface étant négligeable du fait que l'émissivité de chaque surface soit très proche de l'unité. La température de la végétation correspond à une température composite entre celle de la végétation et celle de la neige interceptée, T_v correspond ainsi à la température d'émission radiative de cette surface. D'autre part, l'émissivité de la canopée résulte d'une pondération entre celle de la végétation et celle de la neige à travers le paramètre p_{nv} de la manière suivante :

$$\bar{\epsilon}_v = (1 - p_{nv}) \epsilon_v + p_{nv} \epsilon_{nv} \quad (\text{A.7})$$

avec ϵ_{nv} l'émissivité de la neige interceptée.

Nous introduisons pour alléger la description des termes de la figure 3.4 trois coefficient qui reprennent leurs valeurs d'origine si $p_{na}=0$:

$$p'_{ng} = p_{ng} (1 - p_{na}) \quad (\text{A.8a})$$

$$p''_{ng} = p_{ng} + p_{na} (1 - p_{ng}) \quad (\text{A.8b})$$

$$\sigma'_{LW} = (1 - p'_{ng}) \sigma_{LW} + p'_{ng} \sigma_{fLW} \quad (\text{A.8c})$$

Ainsi, les termes de la figure 3.4 sont pour ceux qui ne concernent pas la neige :

A.3. Modèle de transfert radiatif infra-rouge

$$A_g = LW \downarrow (1 - p_{ng}) \quad (\text{A.9a})$$

$$B_g = A_g \sigma_{LW} (1 - \bar{\epsilon}_v) \quad (\text{A.9b})$$

$$C_g = A_g (1 - \sigma_{LW}) \quad (\text{A.9c})$$

$$D_g = C_g (1 - \epsilon_g) \quad (\text{A.9d})$$

$$E_g = D_g (1 - \bar{\sigma}_{LW}) \quad (\text{A.9e})$$

$$F_g = \bar{\sigma}_{LW} \sigma \bar{\epsilon}_v T_v^4 (1 - p_{ng}) \quad (\text{A.9f})$$

$$G_g = F_g (1 - \epsilon_g) \quad (\text{A.9g})$$

$$H_g = G_g (1 - \bar{\sigma}_{LW}) \quad (\text{A.9h})$$

$$I_g = \sigma \epsilon_g T_g^4 (1 - p_{ng}) \quad (\text{A.9i})$$

$$J_g = I_g \bar{\sigma}_{LW} (1 - \bar{\epsilon}_v) (1 - p'_{ng}) \quad (\text{A.9j})$$

$$K_g = I_g \bar{\sigma}_{LW} (1 - \bar{\epsilon}_v) p'_{ng} \quad (\text{A.9k})$$

$$L_g = I_g (1 - \bar{\sigma}_{LW}) \quad (\text{A.9l})$$

Auxquels on ajoute les termes relatifs à la neige :

$$A_n = LW \downarrow p_{ng} \quad (\text{A.10a})$$

$$B_n = A_n \sigma_{fLW} (1 - \epsilon_v) \quad (\text{A.10b})$$

$$C_n = A_n (1 - \sigma_{fLW}) \quad (\text{A.10c})$$

$$D_n = C_n (1 - \epsilon_n) \quad (\text{A.10d})$$

$$E_n = D_n (1 - \bar{\sigma}_{LW}) \quad (\text{A.10e})$$

$$F_n = \bar{\sigma}_{fLW} \sigma \epsilon_v T_v^4 p_{ng} \quad (\text{A.10f})$$

$$G_n = F_n (1 - \epsilon_n) \quad (\text{A.10g})$$

$$H_n = G_n (1 - \bar{\sigma}_{LW}) \quad (\text{A.10h})$$

$$I_n = \sigma \epsilon_n T_n^4 p_{ng} \quad (\text{A.10i})$$

$$J_n = I_n \bar{\sigma}_{LW} (1 - \epsilon_v) (1 - p''_{ng}) \quad (\text{A.10j})$$

$$K_n = I_n \bar{\sigma}_{LW} (1 - \epsilon_v) p''_{ng} \quad (\text{A.10k})$$

$$L_n = I_n (1 - \bar{\sigma}_{LW}) \quad (\text{A.10l})$$

Les flux net infra-rouge pour chacune des surfaces peuvent ensuite être simplement définis :

$$LW_{netg} = C_g + F_g + J_g + J_n - D_g - G_g - I_g \quad (A.11a)$$

$$LW_{netn} = C_n + F_n + K_n + K_g - D_n - G_n - I_n \quad (A.11b)$$

$$\begin{aligned} LW_{netv} = & A_g + D_g + G_g + I_g + A_n + D_n + G_n + I_n \\ & - B_g - C_g - E_g - H_g - 2F_g - J_g - L_g - K_g \\ & - B_n - C_n - E_n - H_n - 2F_n - J_n - L_n - K_n \end{aligned} \quad (A.11c)$$

et le flux infra-rouge sortant et ainsi calculé comme :

$$LW \uparrow = LW \downarrow - LW_{netg} - LW_{netn} - LW_{netv} \quad (A.12)$$

A.4 Solutions numériques pour MEB

A.4.1 Discrétisation des bilans énergétiques de surface

Les équations du bilan d'énergie 3.30 à 3.32 sont intégrées dans le temps en utilisation une discrétisation implicite amont. Ils peuvent être écrit de la façon suivante :

$$\begin{aligned} \mathcal{C}_v \frac{(T_v^+ - T_v)}{\Delta t} = & \frac{\partial LW_{net v}}{\partial T_v} (T_v^+ - T_v) + \frac{\partial LW_{net v}}{\partial T_{g,1}} (T_{g,1}^+ - T_{g,1}) \\ & + \frac{\partial LW_{net v}}{\partial T_{n,1}} (T_{n,1}^+ - T_{n,1}) + SW_{net v} + LW_{net v} \\ & + \varphi_v (\mathcal{A}_v T_v^+ - \mathcal{A}_c T_c^+) \\ & + h_{sv} \varphi_v L \left[q_{sat v} + \frac{\partial q_{sat v}}{\partial T_v} (T_v^+ - T_v) - q_c^+ \right] \end{aligned} \quad (A.13)$$

$$\begin{aligned} \mathcal{C}_{g,1} \frac{(T_{g,1}^+ - T_{g,1})}{\Delta t} = & \left[\frac{\partial LW_{net g}}{\partial T_v} (T_v^+ - T_v) + \frac{\partial LW_{net g}}{\partial T_{g,1}} (T_{g,1}^+ - T_{g,1}) \right. \\ & + \frac{\partial LW_{net g}}{\partial T_{n,1}} (T_{n,1}^+ - T_{n,1}) + SW_{net g} + LW_{net g} \\ & + \varphi_g (\mathcal{A}_g T_g^+ - \mathcal{A}_c T_c^+) \\ & + \varphi_g L \left\{ h_{sg} \left[q_{sat g} + \frac{\partial q_{sat g}}{\partial T_g} (T_g^+ - T_g) \right] - h_a q_c^+ \right\} \\ & \left. \right] (1 - p_{ng}) + p_{ng} \Lambda_{g,n} (T_{n,N_n}^* - T_{g,1}^+) - \Lambda_{g,1} (T_{g,1}^+ - T_{g,2}^+) \end{aligned} \quad (A.14)$$

$$\begin{aligned} p_{ng} \mathcal{C}_{n,1} \frac{(T_{n,1}^+ - T_{n,1})}{\Delta t} = & \left\{ \frac{\partial LW_{net n}}{\partial T_v} (T_v^+ - T_v) + \frac{\partial LW_{net n}}{\partial T_{g,1}} (T_{g,1}^+ - T_{g,1}) \right. \\ & + \frac{\partial LW_{net n}}{\partial T_{n,1}} (T_{n,1}^+ - T_{n,1}) + SW_{net n} + LW_{net n} \\ & + (1 - p_{n\alpha}) \varphi_{n-c} (\mathcal{A}_n T_n^+ - \mathcal{A}_c T_c^+) \\ & + p_{n\alpha} \varphi_{n-a} (\mathcal{B}_n - \mathcal{B}_a + \mathcal{A}_n T_n^+ - \mathcal{A}_a T_a^+) \\ & + (1 - p_{n\alpha}) \varphi_{n-c} L_s \left[q_{sat in} + \frac{\partial q_{sat in}}{\partial T_n} (T_n^+ - T_c^+) - q_c^+ \right] \\ & + p_{n\alpha} \varphi_{n-a} L_s \left[q_{sat in} + \frac{\partial q_{sat in}}{\partial T_n} (T_n^+ - T_a^+) - q_a^+ \right] \\ & \left. - \Lambda_{g,1} (T_{n,1}^+ - T_{n,2}^+) \right\} p_{ng} \end{aligned} \quad (A.15)$$

Les termes $q_{sat x}^+$ et de radiation infra-rouge ont été linéarisés en fonctions des températures T_x . L'exposant + correspond aux variables au temps $t + \Delta t$ alors que l'absence d'exposant indique que la variable est prise au temps t . Notons que l'on défini pour plus de simplicité $\varphi_x = \rho_a / R_{ax}$ ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$). La variable thermodynamique, \mathcal{F}_x , présente dans les termes de flux sensibles a été exprimée en fonciton

de T_x par l'équation 3.41. Un certain nombre des termes \mathcal{B}_x se simplifient dans les équations Eq.s A.13 à A.15 puisque ils sont définis tels que $\mathcal{B}_c = \mathcal{B}_v = \mathcal{B}_g = \mathcal{B}_n$. En comparaison aux équation 3.30-3.32, les termes de changement de phase (Φ_x) n'apparaissent pas dans les équations A.13 à A.15. Cela vient du fait qu'ils sont des calculés comme des ajustements après que les flux aient été eux-même calculés. Dans l'équation A.14, T_{n,N_n}^* représente une estimation de la température de la plus basse couche du manteau neigeux. Elle est calculée dans un premier temps, malgré que le schéma de neige n'est pas encore été appelé, pour obtenir une première estimation du flux conductif entre la neige et le sol.

La température finale de cette couche, T_{n,N_n}^+ , est calculée après coup dans le schéma de neige : la différence d'énergie entre ce nouveau calcul et la première estimation est ajoutée au sol comme une correction à la fin du pas de temps pour veiller à la conservation du bilan d'énergie. En pratique cette correction est petite, en particulier car la fraction de neige tend très rapidement vers 1 (eq. A.1). Et dans ce cas, la différence entre les deux flux provient uniquement d'évolutions des propriétés de la neige durant le pas de temps. Le recours à la première estimation du flux permet un couplage modulaire entre le schéma de neige et la partie sol-végétation dans ISBA-MEB.

Pour résoudre les équations A.13 à A.15 pour les trois températures T_v^+ , $T_{g,1}^+$ et $T_{n,1}^+$, on cherche dans un premier temps à éliminer des équations mes six autres inconnues que sont : T_a^+ , T_c^+ , q_a^+ , q_c^+ , $T_{g,2}^+$ et $T_{n,2}^+$. Pour cela on établit des relations linéaire entre ses six inconnues et les trois températures citées. Ces relations sont présentées dans les paragraphes suivants :

A.4.2 Température et humidité spéci que atmosphérique

La première étape de résolution du bilan de surface énergétique est d'éliminer les variables correspondant au plus bas niveau atmosphérique (température et humidité spécifique) dans les équation

La variable thermodynamique du plus bas niveau atmosphérique au temps $t + \Delta t$, s'écrit :

$$\mathcal{T}_{N_a}^+ = B_{\mathcal{T},N_a} + A_{\mathcal{T},N_a} H^+ \quad (\text{A.16})$$

En utilisant l'équation 3.41, on peut réécrire Eq. A.16 avec la température :

$$T_a^+ = B_{T_a} + A_{T_a} H^+ \quad (\text{A.17})$$

où $B_{T_a} = (B_{\mathcal{T},N_a} - \mathcal{B}_a) / \mathcal{A}_a$, $A_{T_a} = A_{\mathcal{T},N_a} / \mathcal{A}_a$ et T_a correspond à $T(k = N_a)$. En substituant l'équation 3.40 pour H dans l'équation A.17, T_a^+ s'écrit :

$$T_a^+ = B_{T_a} + A_{T_a} T_c^+ + C_{T_a} T_n^+ \quad (\text{A.18})$$

A.4. Solutions numériques pour MEB

où

$$C = \mathcal{A}_a \left\{ 1 + A_{T_a} [\varphi_{c-a} (1 - p_{ng} p_{\alpha n}) + p_{ng} p_{\alpha n} \varphi_{n-a}] \right\} \quad (\text{A.19a})$$

$$A_{T_a} = A_{T_a} \varphi_{c-a} \mathcal{A}_c (1 - p_{ng} p_{\alpha n}) / C \quad (\text{A.19b})$$

$$B_{T_a} = \left\{ B_{T_a} - \mathcal{B}_a + A_{T_a} \left[(1 - p_{ng} p_{\alpha n}) \varphi_{c-a} (\mathcal{B}_c - \mathcal{B}_a) + p_{ng} p_{\alpha n} \varphi_{n-a} (\mathcal{B}_c - \mathcal{B}_a) \right] \right\} / C \quad (\text{A.19c})$$

$$C_{T_a} = A_{T_a} p_{ng} p_{\alpha n} \varphi_{n-a} \mathcal{A}_c / C \quad (\text{A.19d})$$

$$(\text{A.19e})$$

De manière analogue, l'humidité spécifique de l'atmosphère (plus bas niveau du modèle atmosphérique) au temps $t + \Delta t$ est définie ainsi :

$$q_a^+ = B_{q,a} + A_{q,a} E^+ \quad (\text{A.20})$$

où $A_{q,a}$ et $B_{q,a}$ correspondent aux valeurs de A et B pour le plus bas niveau du modèle atmosphérique. La substitution de l'équation 3.47 pour E dans l'équation A.20 mène à :

$$q_a^+ = B_{q,a} + A_{q,a} q_c^+ + C_{q,a} q_{sati n}^+ \quad (\text{A.21})$$

où les coefficients sont définis ainsi :

$$C = 1 + A_{q,a} [(1 - p_{ng} p_{\alpha n}) \varphi_{c-a} + \varphi_{n-a} h_{sn} p_{\alpha n} p_{ng}] \quad (\text{A.22a})$$

$$A_{q,a} = A_{q,a} \varphi_{c-a} (1 - p_{ng} p_{\alpha n}) / C \quad (\text{A.22b})$$

$$B_{q,a} = B_{q,a} / C \quad (\text{A.22c})$$

$$C_{q,a} = A_{q,a} \varphi_{n-a} h_{sn} p_{\alpha n} p_{ng} / C \quad (\text{A.22d})$$

A.4.3 Température et humidité spécifique de la canopée

T_c^+ et q_c^+ doivent ensuite être déterminés. En admettant la conservation des flux entre les différentes surfaces (neige, sol, végétation) et l'air dans la canopée, on obtient :

$$(1 - p_{ng} p_{n\alpha}) H_c^+ = p_{ng} (1 - p_{n\alpha}) H_{n-c}^+ + (1 - p_{ng}) H_g^+ + H_v^+ \quad (\text{A.23})$$

qui s'écrit aussi :

$$\begin{aligned} & \varphi_{c-a} (1 - p_{ng} p_{\alpha n}) \times \\ & (\mathcal{B}_c + \mathcal{A}_c T_c^+ - \mathcal{B}_a - \mathcal{A}_a T_a^+) = \mathcal{A}_c \left[\varphi_g (T_g^+ - T_c^+) (1 - p_{ng}) + \varphi_v (T_v^+ - T_c^+) \right. \\ & \quad \left. \varphi_{n-c} (T_n^+ - T_c^+) p_{ng} (1 - p_{\alpha n}) \right] \end{aligned} \quad (\text{A.24})$$

Cette conservation de l'énergie ne prend pas en compte le flux sensible de la neige directement vers l'atmosphère (H_{n-a}), celui-ci étant déjà pris en compte dans l'expression pour T_a^+ par l'équation A.17. En éliminant T_a^+ grâce à l'équation A.18, on obtient l'expression de T_c^+ :

$$T_c^+ = a_{Tc} + b_{Tc} T_v^+ + c_{Tc} T_g^+ + d_{Tc} T_n^+ \quad (\text{A.25})$$

avec les coefficients :

$$C = \varphi_{c-a} (1 - p_{ng} p_{an}) (\mathcal{A}_c - \mathcal{A}_a A_{Ta}) + \quad (\text{A.26a})$$

$$\mathcal{A}_c [\varphi_v + \varphi_g (1 - p_{ng}) + \varphi_{n-c} p_{ng} (1 - p_{an})]$$

$$a_{Tc} = \left[\varphi_{c-a} (1 - p_{ng} p_{an}) (\mathcal{B}_a - \mathcal{B}_c + \mathcal{A}_a B_{Ta}) \right] / C \quad (\text{A.26b})$$

$$b_{Tc} = \mathcal{A}_c \varphi_v / C \quad (\text{A.26c})$$

$$c_{Tc} = \mathcal{A}_c \varphi_g (1 - p_{ng}) / C \quad (\text{A.26d})$$

$$d_{Tc} = \left[\mathcal{A}_c \varphi_{n-c} p_{ng} (1 - p_{an}) + \mathcal{A}_a C_{Ta} \varphi_{c-a} (1 - p_{ng} p_{an}) \right] / C \quad (\text{A.26e})$$

De manière analogue que pour la détermination de la température de la canopée, on détermine l'humidité spécifique de la canopée en supposant la conservation de l'eau entre les différentes surfaces et la canopée :

$$(1 - p_{ng} p_{na}) E_c^+ = p_{ng} (1 - p_{na}) E_{n-c}^+ + (1 - p_{ng}) E_g^+ + E_v^+ \quad (\text{A.27})$$

qui peut s'écrire utilisant les définitions des flux évaporatifs des équations 3.43 à A.27 ainsi qu'avec les définitions de q_g (eq. 3.48) et q_a^+ (eq. A.21) de la façon suivante :

$$\begin{aligned} & \varphi_{c-a} (1 - p_{ng} p_{an}) \times \\ & [q_c^+ (1 - A_{q,a}) - B_{q,a} - C_{q,a} q_{sat\,in}^+] = \left[\varphi_g (h_{sg} q_{sat\,g}^+ - h_a q_c^+) (1 - p_{ng}) + \varphi_v h_{sv} (q_{sat\,v}^+ - q_c^+) \right. \\ & \left. \varphi_{n-c} h_{sn} (q_{sat\,in}^+ - q_c^+) p_{ng} (1 - p_{an}) \right] \end{aligned} \quad (\text{A.28})$$

Avec la linéarisation des termes $q_{sat\,x}$ avec les termes T_x , q_c^+ peut être exprimée avec l'équation A.28 comme une fonction des différentes températures :

$$q_c^+ = a_{qc} + b_{qc} T_v^+ + c_{qc} T_g^+ + d_{qc} T_n^+ \quad (\text{A.29})$$

A.4. Solutions numériques pour MEB

où les coefficients sont définis ainsi :

$$C = \varphi_{c-a} (1 - p_{ng} p_{n\alpha}) (1 - A_{q,a}) + \varphi_g h_N (1 - p_{ng}) + \varphi_v h_{sv} + \varphi_{n-c} h_{sn} p_{ng} (1 - p_{n\alpha}) \quad (\text{A.30a})$$

$$a_{qc} = \left\{ (1 - p_{ng} p_{n\alpha}) \varphi_{c-a} B_{q,a} + \varphi_v h_{sv} \left(q_{sat v} - \frac{\partial q_{sat v}}{\partial T_v} T_v \right) + \varphi_g h_{sg} \left(q_{sat g} - \frac{\partial q_{sat g}}{\partial T_g} T_g \right) (1 - p_{ng}) + \varphi_{n-c} h_{sn} \left(q_{sati n} - \frac{\partial q_{sati n}}{\partial T_n} T_n \right) p_{ng} (1 - p_{n\alpha}) \right\} / C \quad (\text{A.30b})$$

$$b_{qc} = h_{sv} \varphi_v \frac{\partial q_{sat v}}{\partial T_v} / C \quad (\text{A.30c})$$

$$c_{qc} = h_{sg} \varphi_g \frac{\partial q_{sat g}}{\partial T_g} (1 - p_{ng}) / C \quad (\text{A.30d})$$

$$d_{qc} = h_{sn} \varphi_{n-c} \frac{\partial q_{sati n}}{\partial T_n} p_{ng} (1 - p_{n\alpha}) / C \quad (\text{A.30e})$$

A.4.4 Températures du sol

Les flux de chaleur par conduction dans le sol (eq. 3.80 à 3.82) peuvent se mettre sous la forme :

$$G_{x,k}^+ = \Lambda_{x,k} (T_{x,k}^+ - T_{x,k+1}^+) \quad (\text{A.31})$$

où $\Lambda_{x,k}$ est le rapport entre la conductivité thermique, à l'interface des couches k et $k+1$, et l'épaisseur entre ces deux points.

En utilisant la même méthodologie que pour l'atmosphère, on peut exprimer les températures du sol et du manteau neigeux de la façon suivante :

$$T_{g,k}^+ = B_{g,k} + A_{g,k} T_{g,k-1}^+ \quad (k = 2, N_g) \quad (\text{A.32})$$

Cette méthodologie consiste à considérer que le flux conductif au plus bas niveau du sol est nul (condition limite de Neumann), ainsi on peut déterminer la température au niveau juste au dessus grâce à l'équation d'évolution de la température du sol. On répète l'opération en remontant jusqu'à la température au deuxième niveau du sol ou de la neige si elle est présente. Les coefficients $B_{g,k}$ et $A_{g,k}$ s'écrivent alors :

$$C = (\mathcal{C}_{gk} / \Delta t) + \Lambda_{gk-1} + \Lambda_{gk} (1 - A_{gk+1}) \quad (\text{A.33a})$$

$$B_{gi} = [(\mathcal{C}_{gk} / \Delta t) T_{gk} + \Lambda_{gk} B_{gk+1}] / C \quad (2 \leq k \leq N_g - 1) \quad (\text{A.33b})$$

$$A_{gk} = \Lambda_{gk-1} / C \quad (\text{A.33c})$$

Cette étape est réalisée avant le calcul du bilan d'énergie, ainsi, l'équation A.32 est utilisée pour élim-

iner $T_{g,2}^+$ and $T_{n,2}^+$ dans les équations 3.128 et 3.32 de la façon suivante :

$$G_{g,1}^+ = \Lambda_{g,1} \left[T_{g,1}^+ (1 - A_{g,2}) + B_{g,2} \right] \quad (\text{A.34a})$$

$$G_{n,1}^+ = \Lambda_{n,1} \left[T_{n,1}^+ (1 - A_{n,2}) + B_{n,2} \right] \quad (\text{A.34b})$$

On peut ainsi déterminer $T_{g,1}$ et utiliser l'expression A.32 pour retrouver toutes les températures du sol et de la neige.

A.4.5 Frottement à la surface

En utilisant la même méthodologie de couplage surface-atmosphère pour la température et l'humidité spécifique, la vitesse du vent (composante u , selon l'axe x) du plus bas niveau atmosphérique s'exprime ainsi :

$$u_a^+ = B_{ua} + A_{ua} \tau_x^+ \quad (\text{A.35})$$

La composante, selon l'axe x , de l'échange de quantité de mouvement avec la surface s'exprime :

$$\tau_x^+ = -u_a^+ \left[(1 - p_{ng} p_{n\alpha}) \varphi_{Dc-a} + p_n p_{n\alpha} \varphi_{Dn-a} \right] \quad (\text{A.36})$$

où on inclue le frottement des surfaces enneigées et non enneigées, en accord avec les flux de chaleur et d'eau. On définit pour plus de simplicité :

$$\varphi_{Dx} = \rho_a V_a C_{Dx} \quad (\text{A.37})$$

avec C_D le coefficient de traînée définit de la suivant Noilhan and Mahfouf (1996). En éliminant τ_x^+ de l'équation A.36 grâce à l'équation A.37, on obtient :

$$u_a^+ = \frac{B_{ua}}{1 + A_{ua} \varphi_{Dc}} \quad (\text{A.38})$$

où pour plus de clarté on a défini le coefficient de traînée moyen :

$$\varphi_{Dc} = (1 - p_{ng} p_{n\alpha}) \varphi_{Dc-a} + p_{ng} p_{n\alpha} \varphi_{Dn-a} \quad (\text{A.39})$$

Le flux net de quantité de mouvement (direction u) entre la surface et l'air de la canopée s'exprime comme :

$$\tau_x^+ = -\frac{B_{ua} \varphi_{Dc}}{(1 + A_{ua} \varphi_{Dc})} \quad (\text{A.40})$$

Enfin, on peut définir la vitesse de frottement :

$$u^* = \left(\frac{\varphi_{Dc} V_a^+}{\rho_a} \right)^{1/2} \quad (\text{A.41})$$

où V_a^+ est la vitesse du vent au pas de temps suivant (calculée avec u_a^+ et v_a^+). v_a^+ et τ_y^+ sont calculés de la même manière que u_a^+ et τ_x^+ mais en utilisant B_{va} (sachant que $A_{va} = A_{ua}$).

Annexe B

Scores statistiques

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum (x_m - x_o)^2}{N}} \quad (\text{B.1})$$

$$R = \frac{\sum (x_{m,i} - \overline{x_m})(x_{o,i} - \overline{x_o})}{N \sum (x_{m,i} - \overline{x_m})^2 \sum (x_{o,i} - \overline{x_o})^2} \quad (\text{B.2})$$

$$\text{Biais} = \sum (x_{m,i} - x_{o,i}) \quad (\text{B.3})$$

$$\text{Nash} = 1 - \frac{\sum (x_{m,i} - x_{o,i})^2}{(x_{o,i} - \overline{x_o})^2} \quad (\text{B.4})$$

$$\text{Amélioration RMSE} = \frac{\text{RMSE}_2 - \text{RMSE}_1}{\max(\text{RMSE}_1, \text{RMSE}_2)} \quad (\text{B.5})$$

Avec N le nombre de pas de temps, $x_{m,i}$ la i ème valeur donnée par le modèle, $x_{o,i}$ la i ème valeur observée, $\overline{x_m}$ la moyenne du modèle, $\overline{x_o}$ la moyenne des observations, 1 et 2 les noms de chacun des modèles comparés.

Annexe C

Benchmark

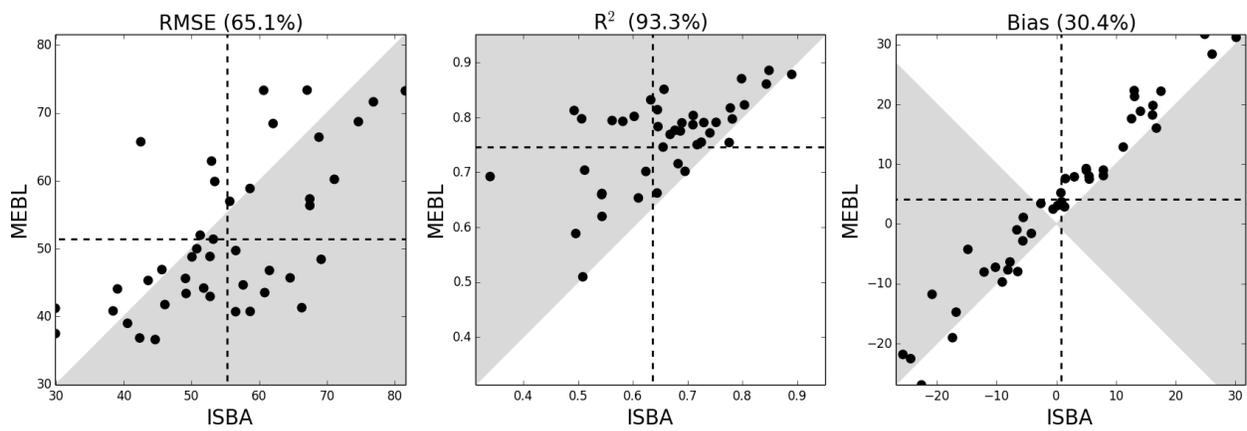


Figure C.1: Équivalent de la figure 5.6 mais obtenus à l'aide des observations non ajustées

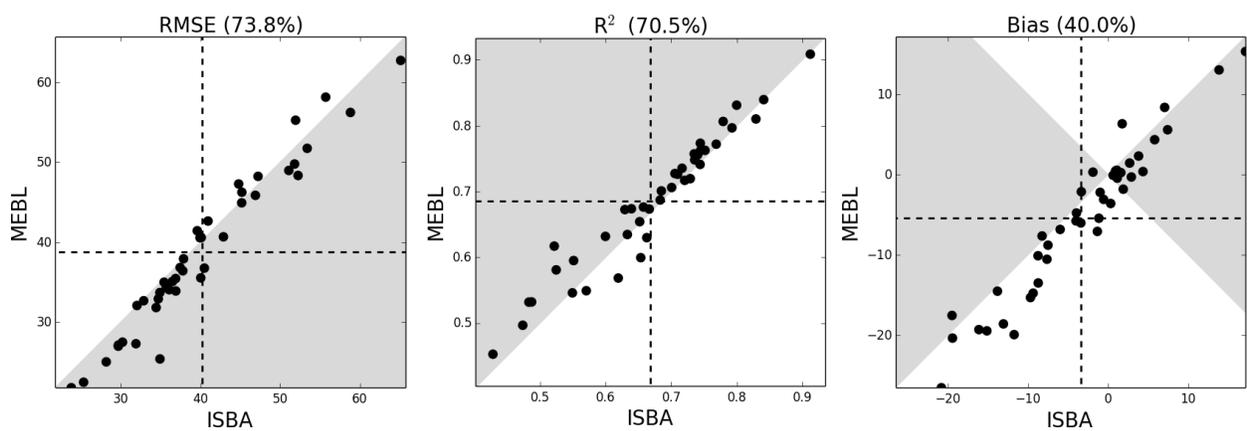


Figure C.2: Équivalent de la figure 5.7 mais obtenus à l'aide des observations non ajustées

Bibliographie

- Anderson, M. C., Norman, J. M., Diak, G. R., Kustas, W. P., and Mecikalski, J. R. (1997). A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. *Remote Sens. Environ.*, 60:195–216.
- Andrade, J. A. V., Abreu, F. M. G. d., and Madeira, M. A. V. (2010). Influence of litter layer removal on the soil thermal regime of a pine forest in a mediterranean climate. *Rev. Bras. Ciênc. Solo*, 34(5):1481–1490.
- Andreadis, K. M., Storck, P., and Lettenmaier, D. P. (2009). Modeling snow accumulation and ablation processes in forested environments. *Water Resour. Res.*, 45(5). W05429.
- Artinyan, E., Habets, F., Noilhan, J., Ledoux, E., Dimitrov, D., Martin, E., and Moigne, P. L. (2008). Modelling the water budget and the riverflows of the maritsa basin in bulgaria. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 1607:7938.
- Arunachalam, A. and Arunachalam, K. (2000). Influence of gap size and soil properties on microbial biomass in a subtropical humid forest of north-east india. *Plant Soil*, 223(1-2):187–195.
- Baldocchi, D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., Anthoni, P., Bernhofer, C., Davis, K., Evans, R., et al. (2001). Fluxnet: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *B. Am. Meteorol. Soc.*, 82(11):2415–2434.
- Balsamo, G., Beljaars, A., Scipal, K., Viterbo, P., van den Hurk, B., Hirschi, M., and Betts, A. K. (2009). A revised hydrology for the ecmwf model: Verification from field site to terrestrial water storage and impact in the integrated forecast system. *Journal of hydrometeorology*, 10(3):623–643.
- Barr, A. G., King, K., Gillespie, T., Den Hartog, G., and Neumann, H. (1994). A comparison of bowen ratio and eddy correlation sensible and latent heat flux measurements above deciduous forest. *Boundary-Layer Meteorology*, 71(1-2):21–41.
- Beljaars, A. (2006). Chapter 3: Turbulent transport and interactions with the surface. Part IV: Physical Processes, IFS Documentation, Operational implementation 12 September 2006 Cy31r1 31, ECMWF, Shinfield Park, Reading, RG2 9AX, England.

-
- Bengtsson, L., Andrae, U., Aspelien, T., Batrak, Y., de Rooy, W., Gleeson, E., Hansen-Sass, B., Hortal, M., Ivarsson, K.-I., Lenderink, G., Niemelä, S., Nielsen, K. P., Onvlee, J., Rontu, L., Samulesson, P., Subias, A., Tijm, S., Toll, V., Yang, X., and Køltzow, M. Ø. (2016). The HARMONIE-AROME model configuration in the ALADIN-HIRLAM NWP system. *Monthly Weather Review*, XX:XX–XX.
- Best, M., Abramowitz, G., Johnson, H., Pitman, A., Balsamo, G., Boone, A., Cuntz, M., Decharme, B., Dirmeyer, P., Dong, J., et al. (2015). The plumbing of land surface models: benchmarking model performance. *J. Hydrometeorol.*, 16(3):1425–1442.
- Best, M., Pryor, M., Clark, D., Rooney, G., Essery, R., Ménard, C., Edwards, J., Hendry, M., Porson, A., Gedney, N., et al. (2011). The joint uk land environment simulator (jules), model description–part 1: energy and water fluxes. *Geoscientific Model Development*, 4(3):677–699.
- Best, M. J., Beljaars, A., Polcher, J., and Viterbo, P. (2004). A proposed structure for coupling tiled surfaces with the planetary boundary layer. *J. Hydrometeorol.*, 5:1271–1278.
- Betts, A. K., Ball, J. H., Beljaars, A., Miller, M. J., and Viterbo, P. A. (1996). The land surface-atmosphere interaction: A review based on observational and global modeling perspectives. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D3):7209–7225.
- Blyth, E., Clark, D., Sitch, S., and Pryor, M. (2009). Benchmarking the jules model for use in a gcm.
- Blyth, E., Gash, J., Lloyd, A., Pryor, M., Weedon, G. P., and Shuttleworth, J. (2010). Evaluating the jules land surface model energy fluxes using fluxnet data. *J. Hydrometeorol.*, 11(2):509–519.
- Bonan, G., Williams, M., Fisher, R., and Oleson, K. (2014). Modeling stomatal conductance in the earth system: linking leaf water-use efficiency and water transport along the soil–plant–atmosphere continuum. *Geosci. Model Dev.*, 7(5):2193–2222.
- Boone, A., Calvet, J., and Noilhan, J. (1999). Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology*, 38:1611–1630.
- Boone, A., De Rosnay, P., Balsamo, G., Beljaars, A., Chopin, F., Decharme, B., Delire, C., Ducharne, A., Gascoin, S., Grippa, M., et al. (2009). The amma land surface model intercomparison project (almip). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(12):1865.
- Boone, A. and Etchevers, P. (2001). An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model: Local-scale evaluation at an alpine site. *Journal of Hydrometeorology*, 2(4):374–394.
- Boone, A., Habets, F., Noilhan, J., Clark, D., Dirmeyer, P., Fox, S., Gusev, Y., Haddeland, I., Koster, R., Lohmann, D., et al. (2004). The rhone-aggregation land surface scheme intercomparison project: An overview. *Journal of Climate*, 17(1):187–208.
-

Bibliographie

- Boone, A., Masson, V., Meyers, T., and Noilhan, J. (2000). The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme. *J. Appl. Meteor.*, 9:1544–1569.
- Boone, A., Mognard, N., Decharme, B., Douville, H., Grippa, M., and Kerrigan, K. (2006). The impact of simulated soil temperatures on the estimation of snow depth over siberia from ssm/i compared to a multi-model climatology. *Remote Sensing of Environment*, 101(4):482–494.
- Boone, A., Samuelsson, P., Gollvik, S., Napoly, A., Brun, E., Decharme, B., and Co-Authors (2016). The interactions between soil-biosphere-atmosphere (isba) land surface model multi-energy balance (meb) option in surfex. *Geosci. Model Dev.*
- Bouilloud, L., Chancibault, K., Vincendon, B., Ducrocq, V., Habets, F., Saulnier, G.-M., Anquetin, S., Martin, E., and Noilhan, J. (2010). Coupling the isba land surface model and the topmodel hydrological model for mediterranean flash-flood forecasting: description, calibration, and validation. *Journal of Hydrometeorology*, 11(2):315–333.
- Boulet, G., Chehbouni, A., Braud, I., Duchemin, B., and Lakhal, A. (2004). Evaluation of a two-stage evaporation approximation for contrasting vegetation cover. *Water Resources Research*, 40(12).
- Boussetta, S., Balsamo, G., Beljaars, A., Agusti-Panareda, A., Calvet, J.-C., Jacobs, C., van den Hurk, B., Viterbo, P., Lafont, S., Dutra, E., Jarlan, L., Balzarolo, M., Papale, D., and van der Werf, G. (2013). Natural land carbon dioxide exchanges in the ecmwf integrated forecasting system: Implementation and offline validation. *J. Geophys. Res.*, 18:5923–5946.
- Bowling, L. C., Kane, D. L., Gieck, R. E., Hinzman, L. D., and Lettenmaier, D. P. (2003). The role of surface storage in a low-gradient arctic watershed. *Water Resources Research*, 39(4).
- Braud, I. (2000). Sispat user's manual. Model Documentation, September 2000 3.0, LTHE, LTHE, BP 53, 38041 Grenoble Cédex 9, France.
- Braud, I., Bariac, T., Gaudeta, J. P., and Vauclin, M. (2005). Sispat-isotope, a coupled heat, water and stable isotope (hdo and h₂¹⁸o) transport model for bare soil. part i. model description and first verifications. *J. Hydrol.*, 309:277–300.
- Braud, I., Dantas-Antonino, A., Vauclin, M., Thony, J., and Ruelle, P. (1995). A simple soil-plant-atmosphere transfer model (sispat) development and field verification. *Journal of Hydrology*, 166(3):213–250.
- Braud, I., Noilhan, J., Bessemoulin, P., Mascart, P., Haverkamp, R., and Vauclin, M. (1993). Bare-ground surface heat and water exchanges under dry conditions: observations and parameterization. *Boundary-Layer Meteorology*, 66(1-2):173–200.

- Bringfelt, B., Räisänen, J., Gollvik, S., Lindström, G., Graham, L. P., and Ullerstig, A. (2001). The land surface treatment for the Rossby Centre regional atmosphere climate model - version 2. Reports of Meteorology and Climatology 98, SMHI, SE-601 76 Norrköping, Sweden.
- Bristow, K. L., Campbell, G., Papendick, R., and Elliott, L. (1986). Simulation of heat and moisture transfer through a surface residue—soil system. *Agr. For. Meteorol.*, 36(3):193–214.
- Brun, E., Vionnet, V., Boone, A., Decharme, B., Peings, Y., Valette, R., Karbou, F., and Morin, S. (2013). Simulation of northern eurasian local snow depth, mass, and density using a detailed snowpack model and meteorological reanalyses. *Journal of Hydrometeorology*, 14(1):203–219.
- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the atmosphere*. D. Reidel.
- Bulcock, H. and Jewitt, G. (2012). Modelling canopy and litter interception in commercial forest plantations in south africa using the variable storage gash model and idealised drying curves. *Hydrol. Earth Syst. Sc.*, 16(12):4693–4705.
- Bussi re, F. and Cellier, P. (1994). Modification of the soil temperature and water content regimes by a crop residue mulch: experiment and modelling. *Agr. For. Meteorol.*, 68(1):1–28.
- Cakmur, R. V., Miller, R. L., and Torres, O. (2004). Incorporating the effect of small-scale circulations upon dust emission in an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 109(D7).
- Calvet, J.-C. (2000). Investigating soil and atmospheric plant water stress using physiological and micrometeorological data. *Agricultural and Forest Meteorology*, 103(3):229–247.
- Calvet, J.-C., Gibelin, A.-L., Roujean, J.-L., Martin, E., Moigne, P. L., Douville, H., and Noilhan, J. (2008). Past and future scenarios of the effect of carbon dioxide on plant growth and transpiration for three vegetation types of southwestern france. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(2):397–406.
- Calvet, J.-C., Noilhan, J., Roujean, J.-L., Bessemoulin, P., Cabelguenne, M., Olioso, A., and Wigneron, J.-P. (1998). An interactive vegetation svat model tested against data from six contrasting sites. *Agr. For. Meteorol.*, 92:73–95.
- Calvet, J. C. and Soussana, J.-F. (2001). Modelling co2-enrichment effects using an interactive vegetation svat scheme. *Agr. For. Meteorol.*, 108:129–152.
- Carrer, D., Meurey, C., Ceamanos, X., Roujean, J.-L., Calvet, J.-C., and Liu, S. (2014). Dynamic mapping of snow-free vegetation and bare soil albedos at global 1km scale from 10-year analysis of modis satellite products. *Remote Sensing of Environment*, 140:420–432.
- Carrer, D., Roujean, J.-L., Lafont, S., Calvet, J.-C., Boone, A., Decharme, B., Delire, C., and Gastellu-Etchegorry, J.-P. (2013). A canopy radiative transfer scheme with explicit fapar for the interactive vegetation model isba-a-gs: Impact on carbon fluxes. *Journal of Geophysical Research*, 118(2):888–903.

Bibliographie

- Castillo, G., Levis, C. K. S., and Thornton, P. (2012). Evaluation of the new cndv option of the community land model: Effects of dynamic vegetation and interactive nitrogen on clm4 means and variability. *J. Climate*, 25:3702–3714.
- Charuchittipan, D., Babel, W., Mauder, M., Leps, J.-P., and Foken, T. (2014). Extension of the averaging time in eddy-covariance measurements and its effect on the energy balance closure. *Boundary-Layer Meteorology*, 152(3):303–327.
- Chauveau, M., Chazot, S., Perrin, C., Bourgin, P.-Y., Sauquet, E., Vidal, J.-P., Rouchy, N., Martin, E., David, J., Norotte, T., et al. (2013). Quels impacts des changements climatiques sur les eaux de surface en france à l’horizon 2070? *La Houille Blanche*, (4):5–15.
- Chen, T. H., Henderson-Sellers, A., Milly, P., Pitman, A., Beljaars, A., Polcher, J., Abramopoulos, F., Boone, A., Chang, S., Chen, F., et al. (1997). Cabauw experimental results from the project for intercomparison of land-surface parameterization schemes. *Journal of Climate*, 10(6):1194–1215.
- Choudhury, B. J. and Monteith, J. L. (1988). A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 114:373–398.
- Clapp, R. and Hornberger, G. (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, 14(4):601–604.
- Cortinovis, J. (2004). *Etude expérimentale et modélisation des émissions biogéniques d’oxydes d’azote et d’isoprène depuis les écosystèmes naturels et aménagés: impact sur l’ozone*. PhD thesis, Toulouse 3.
- Coudert, B., Ottlé, C., Boudevillain, B., Demarty, J., and Guillevic, P. (2006). Contribution of thermal infrared remote sensing data in multiobjective calibration of a dual-source svat model. *Journal of Hydrometeorology*, 7(3):404–420.
- Crank, J. and Nicolson, P. (1947). A practical method for numerical evaluation of solutions of partial differential equations of the heat conduction type. *Proc. Camb. Philol. Soc.*, 43:50–67.
- Dai, Y., Dickinson, R. E., and Wang, Y.-P. (2004). A two-big-leaf model for canopy temperature, photosynthesis, and stomatal conductance. *Journal of Climate*, 17(12):2281–2299.
- Dan Moore, R. and Wondzell, S. (2005). Physical hydrology and the effects of forest harvesting in the pacific northwest: A review. *J. Am. Water Resour. As.*, 41(4):763–784.
- de Rosnay, P., Polcher, J., Laval, K., and Sabre, M. (2003). Integrated parameterization of irrigation in the land surface model orchidee. validation over the indian peninsula. *Geophys. Res. Lett.*, 30.
- De Vries, D. A. (1963). Thermal properties of soils. *Physics of plant environment*.

- Deardorff, J. W. (1977). A parameterization of ground-surface moisture content for use in atmosphere prediction models. *J. Appl. Meteor.*, 16:1182–1185.
- Deardorff, J. W. (1978). Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 83:1889–1903.
- Decharme, B. (2007). Influence of runoff parameterization on continental hydrology: Comparison between the noah and the isba land surface models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D19).
- Decharme, B., Alkama, R., Papa, E., and Faroux, S. (2012). Global offline evaluation of the isba-trip flood model. *Clim. Dynam.*, 38.
- Decharme, B., Boone, A., Delire, C., and Noilhan, J. (2011). Local evaluation of the interaction between soil biosphere atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *J. Geophys. Res.*, 116(D20).
- Decharme, B., Brun, E., Boone, A., Delire, C., Moigne, P. L., and Morin, S. (2016). Impacts of snowpack properties and soil organic carbon content on characteristics and soil temperature profiles simulated by the isba land surface model. *Cryosphere*, 10:853–877.
- Decharme, B. and Douville, H. (2006). Introduction of a sub-grid hydrology in the isba land surface model. *Clim. Dynam.*, 26:65–78.
- Decharme, B., Martin, E., and Faroux, S. (2013). Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models. *J. Geophys. Res.*, 118.
- Delire, C., Calvet, J.-C., Noilhan, J., Wright, I., Manzi, A., and Nobre, C. (1997). Physical properties of amazonian soils: A modeling study using the anglo-brazilian amazonian climate observation study data. *J. Geophys. Res.*, 102(D25):30119–30133.
- Déqué, M., Drevet, C., Braun, A., and Cariolle, D. (1994). The arpege/ifs atmosphere model: a contribution to the french community climate modelling. *Clim. Dynam.*, 10:249–266.
- Dickinson, R. E. (1984). Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. *Climate processes and climate sensitivity*, pages 58–72.
- Dickinson, R. E., Shaikh, M., Bryant, R., and Graumlich, L. (1998). Interactive canopies for a climate model. *J. Climate*, 11:2823–2836.
- Dirmeyer, P. A. (2000). Using a global soil wetness dataset to improve seasonal climate simulation. *Journal of Climate*, 13(16):2900–2922.

Bibliographie

- Dirmeyer, P. A. (2011). A history and review of the global soil wetness project (gswp). *Journal of Hydrometeorology*, 12(5):729–749.
- Dolman, A., Moors, E., and Elbers, J. (2002). The carbon uptake of a mid latitude pine forest growing on sandy soil. *Agricultural and Forest Meteorology*, 111(3):157–170.
- Douville, H. (2002). Influence of soil moisture on the asian and african monsoons. part ii: Interannual variability. *Journal of Climate*, 15(7):701–720.
- Douville, H., Royer, J.-F., and Mahfouf, J.-F. (1995). A new snow parameterization for the meteo-france climate model. *Climate Dynamics*, 12(1):21–35.
- Durand, Y., Brun, E., Mérindol, L., Guyomarch, G., Lesaffre, B., and Martin, E. (1993). A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of glaciology*, 18(1):65–71.
- Ek, M., Mitchell, K., Lin, Y., Rogers, E., Grunmann, P., Koren, V., Gayno, G., and Tarpley, J. (2003). Implementation of noah land surface model advances in the national centers for environmental prediction operational mesoscale eta model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D22).
- Enrique, G.-s., Braud, I., Jean-Louis, T., Michel, V., Pierre, B., and Jean-Christophe, C. (1999). Modelling heat and water exchanges of fallow land covered with plant-residue mulch. *Agr. For. Meteorol.*, 97(3):151–169.
- Er-Raki, S., Chehbouni, A., Hoedjes, J., Ezzahar, J., Duchemin, B., and Jacob, F. (2008). Improvement of fao-56 method for olive orchards through sequential assimilation of thermal infrared-based estimates of et. *Agr. Water Manage.*, 95(3):309–321.
- Erbs, D., Klein, S., and Duffie, J. (1982). Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation. *Solar energy*, 28(4):293–302.
- Etchevers, P., Durand, Y., Habets, F., Martin, E., and Noilhan, J. (2001). Impact of spatial resolution on the hydrological simulation of the durance high-alpine catchment, france. *Annals of Glaciology*, 32(1):87–92.
- Etchevers, P., Martin, E., Brown, R., Fierz, C., Lejeune, Y., Bazile, E., Boone, A., Dai, Y.-J., Essery, R., Fernandez, A., et al. (2004). Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (snowmip project). *Annals of Glaciology*, 38(1):150–158.
- Fairbairn, D., Barbu, A., Napoly, A., Albergel, C., Mahfouf, J., and Calvet, J. (2016). Integrated validation of assimilating satellite derived observations over france using a hydrological model. *Hydrology and Earth System Science*.
- Farouki, T. O., editor (1986). *Thermal Properties of Soils*, volume 11. Clausthal-Zellerfeld, Germany: Trans Tech.

- Faroux, S., Tchuenté, A. T. K., Roujean, J.-L., Masson, V., Martin, E., and Moigne, P. L. (2013). ECOCLIMAP-II/Europe: a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geosci. Model Dev.*, 6:563–582.
- Farquhar, G. v., von Caemmerer, S. v., and Berry, J. (1980). A biochemical model of photosynthetic CO₂ assimilation in leaves of C₃ species. *Planta*, 149(1):78–90.
- Fekete, I., Varga, C., Biró, B., Tóth, J. A., Várбірó, G., Lajtha, K., Szabó, G., and Kotroczó, Z. (2016). The effects of litter production and litter depth on soil microclimate in a central european deciduous forest. *Plant and Soil*, 398(1-2):291–300.
- Gerrits, A., Savenije, H., Hoffmann, L., and Pfister, L. (2007). New technique to measure forest floor interception: an application in a beech forest in luxembourg. *Hydrol. Earth Syst. Sc.*, 11:695–701.
- Getirana, A. C. V., Boone, A., and Peugeot, C. (2015). Evaluating LSM-based water budgets over a west african basin assisted with a river routing scheme. *J. Hydrometeor.*, 15:2331–2346.
- Giard, D. and Bazile, E. (2000). Implementation of a new assimilation scheme for soil and surface variables in a global NWP model. *Monthly Weather Review*, 128(4):997–1015.
- Gibelin, A.-L. (2007). *Cycle du carbone dans un modèle de surface continentale: modélisation, validation et mise en oeuvre à l'échelle globale*. PhD thesis, Université Paul Sabatier-Toulouse III.
- Gibelin, A.-L., Calvet, J. C., Roujean, J.-L., Jarlan, L., and Los, S. O. (2006). Ability of the land surface model ISBA-AGS to simulate leaf area index at the global scale: Comparison with satellite products. *J. Geophys. Res.*, 111(D18). D18102.
- Gibelin, A.-L., Calvet, J.-C., and Viovy, N. (2008). Modelling energy and CO₂ fluxes with an interactive vegetation land surface model-evaluation at high and middle latitudes. *Agricultural and forest meteorology*, 148(10):1611–1628.
- Girard, E., Vennetier, M., Guibal, F., Corona, C., Ouarmim, S., and Herrero, A. (2012). *Pinus halepensis* mill. crown development and fruiting declined with repeated drought in mediterranean france. *European Journal of Forest Research*, 131(4):919–931.
- Giuntoli, I., Renard, B., Vidal, J.-P., and Bard, A. (2013). Low flows in france and their relationship to large-scale climate indices. *Journal of Hydrology*, 482:105–118.
- Granier, A., Biron, P., and Lemoine, D. (2000). Water balance, transpiration and canopy conductance in two beech stands. *Agricultural and forest meteorology*, 100(4):291–308.

Bibliographie

- Grote, R., Lavoit, A.-V., Rambal, S., Staudt, M., Zimmer, I., and Schnitzler, J.-P. (2009). Modelling the drought impact on monoterpene fluxes from an evergreen mediterranean forest canopy. *Oecologia*, 160(2):213–223.
- Guevara-Escobar, A., Gonzalez-Sosa, E., Ramos-Salinas, M., and Hernandez-Delgado, G. (2007). Experimental analysis of drainage and water storage of litter layers. *Hydrol. Earth Syst. Sc.*, 11(5):1703–1716.
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J., Etchevers, P., Franchisteguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Moigne, P. L., Martin, E., Morel, S., et al. (2008). The safran-isba-modcou hydrometeorological model applied over france. *J. Geophys. Res.*, 113(D6).
- Habets, F., Etchevers, P., Golaz, C., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Noilhan, J., and Ottlé, C. (1999). Simulation of the water budget and the river flows of the rhone basin. *Journal of Geophysical Research*.
- Habets, F., LeMoigne, P., and Noilhan, J. (2004). On the utility of operational precipitation forecasts to served as input for streamflow forecasting. *Journal of Hydrology*, 293(1):270–288.
- Haila, Y., Niemelä, J., et al. (1999). Leaf litter and the small-scale distribution of carabid beetles (coleoptera, carabidae) in the boreal forest. *Ecography*, 22(4):424–435.
- Hansen, M. C., Potapov, P. V., Moore, R., Hancher, M., Turubanova, S., Tyukavina, A., Thau, D., Stehman, S., Goetz, S., Loveland, T., et al. (2013). High-resolution global maps of 21st-century forest cover change. *Science*, 342(6160):850–853.
- Haughton, N., Abramowitz, G., Pitman, A. J., Or, D., Best, M. J., Johnson, H. R., Balsamo, G., Boone, A., Cuntz, M., Decharme, B., et al. (2016). The plumbing of land surface models: Is poor performance a result of methodology or data quality? *Journal of Hydrometeorology*, 17(6):1705–1723.
- Haverd, V. and Cuntz, M. (2010). Soil–litter–iso: A one-dimensional model for coupled transport of heat, water and stable isotopes in soil with a litter layer and root extraction. *J. Hydrol.*, 388(3):438–455.
- Hedstrom, N. R. and Pomeroy, J. W. (1998). Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest. *Hydrol. Process.*, 12:1611–1625.
- Henderson-Sellers, A., Pitman, A., Love, P., Irannejad, P., and Chen, T. (1995). The project for intercomparison of land surface parameterization schemes (pilps): Phases 2 and 3. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 76(4):489–503.
- Henderson-Sellers, A., Yang, Z., and Dickinson, R. (1993). The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74(7):1335–1349.
- Holtslag, A. A. M., de Bruijn, E. I. F., and Pan, H. L. (1990). A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, 118:1561–1575.

-
- Houghton, J. T., Jenkins, G. J., and Ephraums, J. (1990). Climate change: the ipcc scientific assessment. *American Scientist;(United States)*, 80(6).
- Isymov, N. (1971). An approach to the prediction of snow loads. Technical report, Faculty of Engineering Science, The Univ. of Western Ontario, London. 442 pp.
- Jacobs, C. M. J. (1994). *Direct impact of atmospheric CO (2) enrichment on regional transpiration*. Landbouwuniversiteit.
- Jarvis, P. G. (1976). The interpretation of variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philos. T. R. Soc. Lond.*, 273:593–610.
- Joetzjer, E., Delire, C., Douville, H., Ciais, P., Decharme, B., Carrer, D., Verbeeck, H., De Weirtdt, M., and Bonal, D. (2015). Improving the isba cc land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the amazon forest. *Geosci. Model Dev.*, 8(2):1293–1336.
- Kjellström, E., Bärring, L., Gollvik, S., Hansson, U., Jones, C., Samuelsson, P., Rummukainen, M., Ullerstig, A., Willén, U., and Wyser, K. (2006). A 140-year simulation of European climate with the new version of the Rossby Centre regional atmospheric climate model (RCA3). Reports Meteorology and Climatology 108, SMHI, SE-601 76 Norrköping, Sweden.
- Kostel-Hughes, F., Young, T. P., and Carreiro, M. M. (1998). Forest leaf litter quantity and seedling occurrence along an urban-rural gradient. *Urban Ecosys.*, 2:263–278.
- Koster, R. D. and Suarez, M. J. (1999). A simple framework for examining the interannual variability of land surface moisture fluxes. *Journal of Climate*, 12(7):1911–1917.
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S., and Prentice, I. C. (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1).
- Lafore, J.-P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hereil, P., Mascart, P., Pinty, J. P., Redelsperger, J. L., Richard, E., , and de Arellano, J. V.-G. (1998). The meso-nh atmospheric simulation system. part i: Adiabatic formulation and control simulations. *Ann. Geophys.*, 16:90–109.
- Lamaud, E., Ogée, J., Brunet, Y., and Berbigier, P. (2001). Validation of eddy flux measurements above the understorey of a pine forest. *Agr. For. Meteorol.*, 106(3):187–203.
- Lawrence, D. M., Oleson, K. W., Flanner, M. G., Thornton, P. E., Swenson, S. C., Lawrence, P. J., Zeng, X., Yang, Z.-L., Levis, S., Sakaguchi, K., Bonan, G. B., and Slater, A. G. (2011). Parameterization improvements and functional and structural advances in version 4 of the community land model. *J. Adv. Model. Earth Sys.*, 3.
-

Bibliographie

- Le Moigne, P. (2002). Description de l'analyse des champs de surface sur la France par le système safran. *Note de centre GMME, Météo-France*, pages 1–30.
- Ledoux, E., Girard, G., De Marsily, G., Villeneuve, J., and Deschenes, J. (1989). Spatially distributed modeling: conceptual approach, coupling surface water and groundwater. In *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling*, pages 435–454. Springer.
- Lemonsu, A., Vigié, V., Daniel, M., and Masson, V. (2015). Vulnerability to heat waves: Impact of urban expansion scenarios on urban heat island and heat stress in Paris (France). *Urban Climate*, 14:586–605.
- Lempereur, M., Martin-StPaul, N. K., Damesin, C., Joffre, R., Ourcival, J.-M., Rocheteau, A., and Rambal, S. (2015). Growth duration is a better predictor of stem increment than carbon supply in a Mediterranean oak forest: implications for assessing forest productivity under climate change. *New Phytologist*, 207(3):579–590.
- Leuning, R. (1995). A critical appraisal of a combined stomatal-photosynthesis model for C₃ plants. *Plant, Cell & Environment*, 18(4):339–355.
- Leuning, R., Van Gorsel, E., Massman, W. J., and Isaac, P. R. (2012). Reflections on the surface energy imbalance problem. *Agr. For. Meteorol.*, 156:65–74.
- Lind, P., Lindstedt, D., Kjellström, E., and Jones, C. (2016). Spatial and temporal characteristics of summer precipitation over central Europe in a suite of high-resolution climate models. *Journal of Climate*, 29(10):3501–3518.
- Lindström, G. and Gardelin, M. (1999). A simple snow parameterization scheme intended for the RCA model based on the HBV runoff model. SWECLIM Newsletter 6, SMHI, Sweden. 16–20.
- Louis, J.-F. (1979). A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*, 17(2):187–202.
- Mahfouf, J.-F. and Noilhan, J. (1991). Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data. *J. Appl. Meteorol.*, 9:351–362.
- Mahfouf, J.-F. and Noilhan, J. (1996). Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. *J. Appl. Meteorol.*, 35:987–992.
- Manabe, S. (1969). Climate and the ocean circulation 1: I. the atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Monthly Weather Review*, 97(11):739–774.
- Manzi, A. O. and Planton, S. (1994). Implementation of the ISBA parameterization scheme for land surface processes in a GCM—an annual cycle experiment. *J. Hydrol.*, 155:353–387.

- Marsh, D. and Pearman, P. (1997). Effects of habitat fragmentation on the abundance of two species of leptodactylid frogs in an andean montane forest. *Conserv. Biol.*, 11(6):1323–1328.
- Martin, E. (2005). Implicit coupling between surfex and an atmospheric model. equations and calculations in the routine *e_budget.f90*. Internal Report 0, CNRM, Météo-France, Toulouse, France.
- Mascart, P., Noilhan, J., and Giordani, H. (1995a). A modified parameterization of flux-profile relationships in the surface layer using different roughness length values for heat and momentum. *Boundary-Layer Meteorology*, 72(4):331–344.
- Mascart, P., Noilhan, J., and Giordani, H. (1995b). A modified parameterization of flux-profile relationships in the surface layer using different roughness length values for heat and momentum. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 72:331–344.
- Masson, V. (2000). A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-layer meteorology*, 94(3):357–397.
- Masson, V., Champeaux, J., Chauvin, F., Meriguet, C., and Pigeon, G. (2003). Ecoclimap: A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. In *Fifth International Conference on Urban Climate 1-5 September, 2003 ódź, Poland: proceedings*, volume 2, page 393. Department of Meteorology and Climatology Faculty of Geographical Sciences University of ódź.
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., et al. (2013). The surfexv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6:929–960.
- Meekins, J. F. and McCarthy, B. C. (2001). Effect of environmental variation on the invasive success of a nonindigenous forest herb. *Ecol. Appl.*, 11(5):1336–1348.
- Mironov, D., Golosov, S., Heise, E., Kourzeneva, E., Ritter, B., Sceder, N., and Terzhevik, A. (2005). Flake-a lake model for environmental applications. In *Proc. of the 9th Workshop on Physical Processes in Natural Waters*, pages 4–6.
- Mölder, M. and Lindroth, A. (1999). Thermal roughness length of a boreal forest. *Agr. For. Meteorol.*, 98–99:659–670.
- Monin, A. and Obukhov, A. (1954). Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, 151(163):e187.
- Monteith, J. L., editor (1975). *Vegetation and the atmosphere*, volume 1. Academic Press.
- Muñoz Sabater, J., Calvet, J., and de Rosnay, P. (2004). On the assimilation of multispectral remote sensing data in a svat model. In *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*.

Bibliographie

- Myrold, D., Elliott, L., Papendick, R., and Campbell, G. (1981). Water potential-water content characteristics of wheat straw. *Soil Science Society of America Journal*, 45(2):329–333.
- Nachtergaele, F. and Batjes, N. (2012). *Harmonized world soil database*. FAO Rome, Italy.
- Nakai, Y., Sakamoto, T., Terajima, T., Kitamura, K., and Shirai, T. (1999). The effect of canopy-snow on the energy balance above a coniferous forest. *Hydrol. Process.*, 13:2371–2382.
- Napoly, A., Boone, A., Samuelsson, P., Gollvik, S., Martin, E., Seferian, R., Carrer, D., Decharme, B., and Jarlan, L. (2016). The importance of a detailed description of forest canopy exchanges for land surface modelling. *Geosci. Model Dev.*, 0:0–0.
- Niu, G.-Y. and Yang, Z.-L. (2004). Effects of vegetation canopy processes on snow surface energy and mass balances. *J. Geophys. Res.*, 109(D23). D23111.
- Niu, G.-Y., Yang, Z.-L., Mitchell, K. E., Chen, F., Ek, M. B., Barlage, M., Kumar, A., Manning, K., Niyogi, D., Rosero, E., et al. (2011). The community noah land surface model with multiparameterization options (noah-mp): 1. model description and evaluation with local-scale measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D12).
- Noilhan, J., , and Lacarrere, P. (1995). Gcm grid-scale evaporation from mesoscale modeling. *Journal of Climate*, 8(2):206–223.
- Noilhan, J. and Mahfouf, J.-F. (1996). The isba land surface parameterisation scheme. *Global Planet. Change*, 13:145–159.
- Noilhan, J. and Planton, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, 117:536–549.
- Ogée, J. and Brunet, Y. (2002). A forest floor model for heat and moisture including a litter layer. *J. Hydrol.*, 255(1):212–233.
- Oleson, K. W., Lawrence, D. M., Bonan, G. B., Flanner, M. G., Kluzek, E., Lawrence, P. J., Levis, S., Swenson, S. C., P. E. Thornton, A. D., A., Decker, M., Dickinson, R., Feddema, J., C. L. Heald, F. H., Lamarque, J. F., Mahowald, N., Niu, G. Y., Qian, T., Randerson, J., Running, S., Sakaguchi, K., A. Slater, R. S., Wang, A., Yang, Z. L., and Zeng, X. (2010). Technical description of version 4.0 of the community land model (clm). NCAR Technical Note TN-478+STR, NCAR, NCAR, P.O. Box 3000, Boulder, CO, USA, 80307-3000.
- Oliphant, A., Grimmond, C., Zutter, H., Schmid, H., Su, H.-B., Scott, S., Offerle, B., Randolph, J., and Ehman, J. (2004). Heat storage and energy balance fluxes for a temperate deciduous forest. *Agr. For. Meteorol.*, 126(3):185–201.
- Park, H.-T., Hattori, S., and Tanaka, T. (1998). Development of a numerical model for evaluating the effect of litter layer on evaporation. *Journal of Forest Research*, 3(1):25–33.

-
- Perrin, C., Michel, C., and Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1):275–289.
- Pielke, R. A., Avissar, R., Raupach, M., Dolman, A. J., Zeng, X., Denning, A. S., et al. (1998). Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: influence on weather and climate. *Global change biology*, 4(5):461–475.
- Pitman, A. (2003). The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *Int. J. Climatol.*, 23(5):479–510.
- Pitman, A., Henderson-Sellers, A., Abramopoulos, F., Avissar, R., Bonan, G., Boone, A., Cogley, J., Dickinson, R., Ek, M., Entekhabi, D., et al. (1993). Project for intercomparison of land-surface parameterization schemes (pilps): results from off-line control simulations (phase 1a). *Inter GEWEX Project Office Publ*, 7.
- Pokhrel, Y. N., Koirala, S., Yeh, P. J.-F., Hanasaki, N., L. Longuevergne, S. K., and Oki, T. (2015). Incorporation of groundwater pumping in a global land surface model with the representation of human impacts. *Water Resour. Res.*, 51:78–96.
- Polcher, J., Laval, K., Dümenil, L., Lean, J., and Rowntree, P. (1996). Comparing three land surface schemes used in general circulation models. *Journal of hydrology*, 180(1):373–394.
- Polcher, J., McAvaney, B., Viterbo, P., Gaertner, M.-A., Hahamann, A., Mahfouf, J.-F., Noilhan, J., Phillips, T., Pitman, A., Schlosser, C., Schulz, J.-P., Timbal, B., Verseghy, D., and Xue, Y. (1998). A proposal for a general interface between land-surface schemes and general circulation models. *Global Planet. Change*, 19:263–278.
- Pomeroy, J. and Dion, K. (1996a). Winter radiation extinction and reflection in a boreal pine canopy: measurements and modelling. *Hydrological processes*, 10(12):1591–1608.
- Pomeroy, J. W. and Dion, K. (1996b). Winter radiation extinction and reflection in a boreal pine canopy: measurements and modelling. *Hydrol. Process.*, 10:1591–1608.
- Prévost-Bouré, N. C., Ngao, J., Berveiller, D., Bonal, D., Damesin, C., Dufrêne, E., Lata, J.-C., Le Dantec, V., Longdoz, B., Ponton, S., et al. (2009). Root exclusion through trenching does not affect the isotopic composition of soil CO₂ efflux. *Plant Soil*, 319(1-2):1–13.
- Putuhena, W. M. and Cordery, I. (1996). Estimation of interception capacity of the forest floor. *J. Hydrol.*, 180(1):283–299.
- Quintana-Seguí (2008). Simulation hydrologique en région méditerranéenne avec safran-isba-modcou. amélioration de la physique et évaluation des risques dans le cadre du changement climatique. *Université Paul Sabatier - Toulouse III*.
-

Bibliographie

- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchistegy, L., and Morel, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables: Validation of the safran analysis over france. *Journal of applied meteorology and climatology*, 47(1):92–107.
- Rambal, S., Lempereur, M., Limousin, J., Martin-StPaul, N., Ourcival, J., and Rodríguez-Calcerrada, J. (2014). How drought severity constrains gross primary production (gpp) and its partitioning among carbon pools in a quercus ilex coppice? *Biogeosciences*, 11(23):6855–6869.
- Richtmeyer, R. and Morton, K. (1967). *Difference method for initial values problems*. Interscience Publishers, second edition.
- Riha, S. J., McInnes, K., Childs, S., and Campbell, G. (1980). A finite element calculation for determining thermal conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 44(6):1323–1325.
- Ritter, B. and Geleyn, J.-F. (1992). A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Monthly Weather Review*, 120(2):303–325.
- Robock, A., Vinnikov, K. Y., Schlosser, C. A., Speranskaya, N. A., and Xue, Y. (1995). Use of midlatitude soil moisture and meteorological observations to validate soil moisture simulations with biosphere and bucket models. *Journal of Climate*, 8(1):15–35.
- Rosen, R. D. (1999). 1 the global energy and water cycles. *Global Energy and Water Cycles*, page 1.
- Rousset Regimbeau, F. (2007). *Modélisation des bilans de surface et des débits sur la France, application à la prévision d'ensemble des débits*. PhD thesis, Toulouse 3.
- Rutter, A., Kershaw, K., Robins, P., and Morton, A. (1972). A predictive model of rainfall interception in forests, 1. derivation of the model from observations in a plantation of corsican pine. *Agr. Meteorol.*, 9:367–384.
- Rutter, N., Essery, R., Pomeroy, J., Altimir, N., Andreadis, K., Baker, I., Barr, A., Bartlett, P., Boone, A., Deng, H., Douville, H., Dutra, E., Elder, K., Ellis, C., Feng, X., Gelfan, A., Goodbody, A., Gusev, Y., Gustafsson, D., Hellström, R., Hirabayashi, Y., Hirota, T., Jonas, T., Koren, V., Kuragina, A., Lettenmaier, D., Li, W.-P., Luce, C., Martin, E., Nasonova, O., Pumpanen, J., Pyles, R. D., Samuelsson, P., Sandells, M., Schädler, G., Shmakin, A., Smirnova, T. G., Stähli, M., Stöckli, R., Strasser, U., Su, H., Suzuki, K., Takata, K., Tanaka, K., Thompson, E., Vesala, T., Viterbo, P., Wiltshire, A., Xia, K., Xue, Y., and Yamazaki, T. (2009). Evaluation of forest snow processes models (snowmip2). *J. Geophys. Res.*, 114.
- Ryder, J., Polcher, J., Peylin, P., Ottlé, C., Chen, Y., van Gorsel, E., Haverd, V., McGrath, M. J., Naudts, K., Otto, J., Valade, A., and Luyssaert, S. (2016). A multi-layer land surface energy budget model for implicit coupling with global atmospheric simulations. *Geosci. Model Dev.*, 9:223–245.

-
- Sakaguchi, K. and Zeng, X. (2009). Effects of soil wetness, plant litter, and under-canopy atmospheric stability on ground evaporation in the community land model (clm3. 5). *J. Geophys. Res.*, 114(D1).
- Samuelsson, P., Gollvik, S., and Ullerstig, A. (2006). The land-surface scheme of the rossby centre regional atmospheric climate model (rca3). Report in Meteorology 122, SMHI, SE-60176 Norrköping, Sweden.
- Samuelsson, P., Jones, C., Willén, U., Ullerstig, A., Gollvik, S., Hansson, U., Jansson, C., Kjellström, E., Nikulin, G., and Wyser, K. (2011). The rossby centre regional climate model rca3: Model description and performance. *Tellus A*, 63:1–3.
- Sato, Y., Kumagai, T., Kume, A., Otsuki, K., and Ogawa, S. (2004). Experimental analysis of moisture dynamics of litter layers - the effects of rainfall conditions and leaf shapes. *Hydrol. Process.*, 18(16):3007–3018.
- Saux-Picart, S., Ottlé, C., Perrier, A., Decharme, B., Coudert, B., Zribi, M., Boulain, N., Cappelaere, B., and Ramier, D. (2009). Sethys_savannah: A multiple source land surface model applied to sahelian landscapes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149(9):1421–1432.
- Schaap, M. and Bouten, W. (1997). Forest floor evaporation in a dense douglas fir stand. *J. Hydrol.*, 193(1–4):97–113.
- Schelker, J., Kuglerová, L., Eklöf, K., Bishop, K., and Laudon, H. (2013). Hydrological effects of clear-cutting in a boreal forest – snowpack dynamics, snowmelt and streamflow responses. *J. Hydrol.*, 484:105–114.
- Schlosser, C. A., Slater, A. G., Robock, A., Pitman, A. J., Vinnikov, K. Y., Henderson-Sellers, A., Speranskaya, N. A., and Mitchell, K. (2000). Simulations of a boreal grassland hydrology at valdai, russia: Pilps phase 2 (d). *Monthly Weather Review*, 128(2):301–321.
- Schmidt, R. A. and Gluns, D. R. (1991). Snowfall interception on branches of three conifer species. *Can. J. For. Res.*, 21:1262–1269.
- Séférian, R., Delire, C., Decharme, B., Voldoire, A., y Melia, D. S., Chevallier, M., Saint-Martin, D., Aumont, O., Calvet, J.-C., Carrer, D., et al. (2015a). Development and evaluation of cnrm earth-system model–cnrm-esm1. *Development*, 8:5671–5739.
- Séférian, R., Gehlen, M., Bopp, L., Resplandy, L., Orr, J., Marti, O., Dunne, J., Christian, J., Doney, S., Ilyina, T., et al. (2015b). Inconsistent strategies to spin up models in cmip5: implications for ocean biogeochemical model performance assessment.
- Séférian, R., Rocher, M., Metzl, N., and Ciais, P. (2016). Évolution récente du cycle du carbone planétaire: facteurs humains et naturels. *La Météorologie*, 8(93).
-

Bibliographie

- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V. (2011a). The arome-france convective-scale operational model. *Mon. Wea. Rev.*, 131:976–991.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V. (2011b). The arome-france convective-scale operational model. *Monthly Weather Review*, 139:976–991.
- Sellers, P., Dickinson, R., Randall, D., Betts, A., Hall, F., Berry, J., Collatz, G., Denning, A., Mooney, H., Nobre, C., et al. (1997). Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. *Science*, 275(5299):502–509.
- Sellers, P., Randall, D., Collatz, G., Berry, J., Field, C., Dazlich, D., Zhang, C., Collelo, G., and Bounoua, L. (1996a). A revised land surface parameterization (sib2) for atmospheric gcms. part i: Model formulation. *Journal of climate*, 9(4):676–705.
- Sellers, P. J., Heiser, M. D., and Hall, F. G. (1992). Relations between surface conductance and spectral vegetation indices at intermediate (100 m² to 15 km²) length scales. *J. Geophys. Res.*, 97(D17):19033–19059.
- Sellers, P. J., Mintz, Y., Sud, Y. C., and Dalcher, A. (1986). A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, 43:505–531.
- Sellers, P. J., Randall, D. A., Collatz, G. J., Berry, J. A., Field, C. B., Dazlich, D. A., Zhang, C., Collelo, G. D., and Bounoua, L. (1996b). A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. *J. Climate*, 9:676–705.
- Sellers, P. J., Shuttleworth, W. J., Dorman, J. L., Dalcher, A., and Roberts, J. M. (1989). Calibrating the simple biosphere model for amazonian tropical forest using field and remote sensing data. part i: Average calibration with field data. *Journal of Applied Meteorology*, 28(8):727–759.
- Shuttleworth, W. J. and Wallace, J. S. (1985). Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111:839–855.
- Singla, S. (2012). Prévisibilité des ressources en eau à l'échelle saisonnière en france.
- Smith, B., Samuelsson, P., Wramneby, A., and Rummukainen, M. (2011a). A model of the coupled dynamics of climate, vegetation and terrestrial ecosystem biogeochemistry for regional applications. *Tellus A*, 63:87–106.
- Smith, B., Samuelsson, P., Wramneby, A., and Rummukainen, M. (2011b). A model of the coupled dynamics of climate, vegetation and terrestrial ecosystem biogeochemistry for regional applications. *Tellus A*, 63(1):87–106. doi:10.1111/j.1600-0870.2010.00477.x.

- Stöckli, R., Lawrence, D., Niu, G.-Y., Oleson, K., Thornton, P., Yang, Z.-L., Bonan, G., Denning, A., and Running, S. (2008). Use of fluxnet in the community land model development. *Journal of Geophysical Research*, 113(G1).
- Taylor, C. M., Gounou, A., Guichard, F., Harris, P. P., Ellis, R. J., Couvreux, F., and De Kauwe, M. (2011). Frequency of sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soil-moisture patterns. *Nature Geoscience*, 4(7):430–433.
- Twine, T. E., Kustas, W., Norman, J., Cook, D., Houser, P., Meyers, T., Prueger, J., Starks, P., and Wesely, M. (2000). Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agr. For. Meteorol.*, 103(3):279–300.
- Ukkola, A., Pitman, A., Decker, M., De Kauwe, M., Abramowitz, G., Kala, J., and Wang, Y. (2015). Modelling evapotranspiration during precipitation deficits: identifying critical processes in a land surface model. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 12:10789–10825.
- van den Hurk, B., Best, M., Dirmeyer, P., Pitman, A., Polcher, J., and Santanello, J. (2011). Acceleration of land surface model development over a decade of glass. *B. Am. Meteorol. Soc.*, 92(12):1591–1608.
- Velluet, C., Demarty, J., Cappelaere, B., Braud, I., Issoufou, H., Boulain, N., Ramier, D., Mainassara, I., Charvet, G., Boucher, M., et al. (2014). Building a field-and model-based climatology of surface energy and water cycles for dominant land cover types in the cultivated sahel. annual budgets and seasonality. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18:5001–5024.
- Vergnes, J.-P., Decharme, B., and Habets, F. (2014). Introduction of groundwater capillary rises using subgrid spatial variability of topography into the isba land surface model. *J. Geophys. Res.*, 119.
- Verseghy, D., McFarlane, N., and Lazare, M. (1993). Class—a canadian land surface scheme for gcms, ii. vegetation model and coupled runs. *International Journal of Climatology*, 13(4):347–370.
- Vidal, J., Martin, E., Franchistéguy, L., Habets, F., Soubeyroux, J.-M., Blanchard, M., and Baillon, M. (2010). Multilevel and multiscale drought reanalysis over france with the safran-isba-modcou hydrometeorological suite. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 14(3):459–478.
- Vidal, J.-P., Martin, E., Kitova, N., Najac, J., and Soubeyroux, J.-M. (2012). Evolution of spatio-temporal drought characteristics: validation, projections and effect of adaptation scenarios. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(8):2935–2955.
- Vincendon, B., Ducrocq, V., Saulnier, G.-M., Bouilloud, L., Chancibault, K., Habets, F., and Noilhan, J. (2010). Benefit of coupling the isba land surface model with a topmodel hydrological model version dedicated to mediterranean flash-floods. *Journal of Hydrology*, 394(1):256–266.

Bibliographie

- Voldoire, A., Sanchez-Gomez, E., y Mélia, D. S., B. Decharme, C. C., Sénési, S., Valcke, S., Beau, I., Alias, A., Cheval-lier, M., Déqué, M., Deshayes, J., Douville, H., E. Fernandez, G. M., Maisonnave, E., Moine, M. P., Planton, S., D. Saint-Martin, S. S., Tyteca, S., Alkama, R., Belamari, S., A. Braun, L. C., and Chauvin, F. (2013a). The cnrm-cm5.1 global climate model: description and basic evaluation. *Clim. Dynam.*, 40:2091–2121.
- Voldoire, A., Sanchez-Gomez, E., y Mélia, D. S., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., Valcke, S., Beau, I., Alias, A., Chevallier, M., et al. (2013b). The cnrm-cm5. 1 global climate model: description and basic evaluation. *Clim. Dynam.*, 40(9-10):2091–2121.
- Vorobeichik, E. (1997). On the methods for measuring forest litter thickness to diagnose the technogenic disturbances of ecosystems. *Russian Journal of Ecology*, 28(4):230–234.
- Vuichard, N. and Papale, D. (2015). Filling the gaps in meteorological continuous data measured at fluxnet sites with era-interim reanalysis. *Earth System Science Data Discussions*, 8(1):23–55.
- Web-page. The finnish meteorological institute artic research centre (fmiarc). <http://fmiarc.fmi.fi>.
- Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., et al. (2002). Energy balance closure at fluxnet sites. *Agr. For. Meteorol.*, 113(1):223–243.
- Wilson, T., Meyers, T., Kochendorfer, J., Anderson, M., and Heuer, M. (2012). The effect of soil surface litter residue on energy and carbon fluxes in a deciduous forest. *Agr. For. Meteorol.*, 161:134–147.
- Wood, E. F., Lettenmaier, D. P., Liang, X., Lohmann, D., Boone, A., Chang, S., Chen, F., Dai, Y., Dickinson, R. E., Duan, Q., et al. (1998). The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes (pilps) phase 2 (c) red–arkansas river basin experiment:: 1. experiment description and summary intercomparisons. *Global and Planetary Change*, 19(1):115–135.
- Wramneby, A., Smith, B., and Samuelsson, P. (2010). Hot spots of vegetation-climate feedbacks under future greenhouse forcing in Europe. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D21). doi:10.1029/2010JD014307.
- Wu, H., Peng, C., Moore, T., Hua, D., Li, C., Zhu, Q., Peichl, M., Arain, M., and Guo, Z. (2013). Modeling dissolved organic carbon in temperate forest soils: Triplex-doc model development and validation. *Geosci Model Dev Discuss*, 6(2):3473–3508.
- Wu, M., Schurgers, G., Rummukainen, M., Smith, B., Samuelsson, P., Jansson, C., Siltberg, J., and May, W. (2016). Vegetation-climate feedbacks modulate rainfall patterns in Africa under future climate change. *Earth Syst. Dyn*, 7:627–647. doi:10.5194/esd-7-627-2016.

- Xue, Y., Sellers, P., Kinter, J. L., and Shukla, J. (1991). A simplified biosphere model for global climate studies. *Journal of Climate*, 4(3):345–364.
- Yang, P., Black, T. A., Blanken, P., Nesic, Z., Neumann, H. H., den Hartog, G., Staebler, R., Lee, X., and Novak, M. (2011). *Energy balance and canopy conductance of a boreal aspen forest: partitioning overstory and understory components*. PhD thesis, University of British Columbia.
- Yang, R. and Friedl, M. A. (2003). Determination of roughness lengths for heat and momentum over boreal forests. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 107:581–603.
- Zhang, W., Jansson, C., Miller, P., Smith, B., and Samuelsson, P. (2014). Biogeophysical feedbacks enhance the Arctic terrestrial carbon sink in regional earth system dynamics. *Biogeosciences*, 11(19):5503–5519. doi:10.5194/bg-11-5503-2014.
- Zhang, Z., Xue, Y., MacDonald, G., Cox, P. M., and Collatz, G. J. (2015). Investigation of north american vegetation variability under recent climate – a study using the ssib4/triffid biophysical/dynamic vegetation model. *J. Geophys. Res.*, 120(4):1300–1321.
- Zheng, D., Van Der Velde, R., Su, Z., Booi, M. J., Hoekstra, A. Y., and Wen, J. (2014). Assessment of roughness length schemes implemented within the noah land surface model for high-altitude regions. *J. Hydrometeor.*, 15(3):921–937.
- Zhu, J., Matsuzaki, T., Lee, F., and Gonda, T. (2003). Effect of gap size created by thinning on seedling emergency, survival and establishment in a coastal pine forest. *Forest Ecol. Manag.*, 182(1):339–354.