



**HAL**  
open science

# Vers une représentation à l'échelle globale du microclimat forestier dans le modèle de surfaces continentales ORCHIDEE

Julien Alleon

## ► To cite this version:

Julien Alleon. Vers une représentation à l'échelle globale du microclimat forestier dans le modèle de surfaces continentales ORCHIDEE. Milieux et Changements globaux. Université Paris-Saclay, 2024. Français. ⟨NNT : 2024UPASJ029⟩. ⟨tel-04841534⟩

**HAL Id: tel-04841534**

**<https://theses.hal.science/tel-04841534v1>**

Submitted on 16 Dec 2024

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

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



HAL Authorization

# Vers une représentation à l'échelle globale du microclimat forestier dans le modèle de surfaces continentales ORCHIDEE

*Towards a global scale representation of forest microclimate in the  
ORCHIDEE Land Surface Model*

## Thèse de doctorat de l'université Paris-Saclay

École doctorale n°129, Sciences de l'environnement d'Île-de-France (SEIF)  
Spécialité de doctorat : Géosciences  
Graduate School : Géosciences, climat, environnement et planètes.  
Réfèrent : Université de Versailles-Saint-Quentin-en -Yvelines

Thèse préparée dans l'unité de recherche **LSCE (Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ)**,  
sous la direction de **Philippe Peylin** (Directeur de recherche, CNRS)  
et la co-direction de **Catherine Ottlé** (Directrice de recherche, CNRS)

Thèse soutenue à Paris-Saclay, le 29 Novembre 2024, par

**Julien ALLÉON**

## Composition du Jury

Membres du jury avec voix délibérative

**Isabelle BRAUD**

Directrice de recherche, INRAE Riverly

Présidente & Rapporteur

**Edouard DAVIN**

Professeur, Wyss Academy for Nature,  
University of Bern

Rapporteur & Examineur

**Aaron BOONE**

Directeur de recherche, CNRM

Examineur

**Erwan PERSONNE**

Professeur des universités, AgroParisTech,  
Université Paris-Saclay - INRAE Île-de-France  
Versailles-Saclay

Examineur

**Anne VERHOEF**

Professeur, University of Reading, Department  
of geography and environmental science

Examinatrice

**Titre :** Vers une représentation globale du microclimat forestier dans le modèle de surface continentale ORCHIDEE

**Mots clés :** Échanges forêts-atmosphère, Architecture hydraulique, Bilan d'énergie multi-couches, Turbulence intra-canopée, Modélisation, Climat

**Résumé :** Les dynamiques temporelles et spatiales des échanges entre les surfaces continentales et l'atmosphère sont en grande partie contrôlées par la végétation. Dans un contexte de changement climatique, la précision de la modélisation des bilans d'énergie, d'eau et de dioxyde de carbone des écosystèmes dans les modèles de surfaces continentales revêt ainsi d'un double enjeu : elle permet d'améliorer la représentation des échanges entre les surfaces et l'atmosphère et, par conséquent, d'améliorer la fiabilité des modèles de climats ; et elle permet également de comprendre et de quantifier l'impact du changement climatique sur le fonctionnement des écosystèmes végétaux. Dans la majorité des modèles, la structure de la végétation est simplifiée, considérée équivalente à une surface d'épaisseur infinitésimale échangeant de l'eau, de l'énergie et des composés avec l'atmosphère (modèle de type "grosse-feuille"). La dynamique complexe des échanges au sein des écosystèmes végétaux, et particulièrement des forêts, incluant le microclimat intra-canopée, reste très mal ou pas représentée dans les modèles actuels. Ce microclimat joue cependant un rôle important dans la régulation des échanges d'énergie et de masse entre la végétation et l'atmosphère et son évolution dans un contexte de changement climatique est méconnue. Cette étude présente les premières étapes effectuées dans le modèle ORCHIDEE (composante de surface du modèle de climat de l'IPSL) pour l'étude de ce microclimat intra-canopée à l'échelle globale. La représentation

simpliste de type "grosse-feuille" utilisée dans ORCHIDEE est remplacée par un modèle d'échanges d'eau et d'énergie au sein de la canopée (suivant une discrétisation verticale). L'intégration de ce modèle est effectuée en deux étapes. La première s'attache à la représentation du transport de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère et a pour objectif de contraindre les échanges feuille-atmosphère grâce à l'état hydrique de la végétation. Ce travail s'appuie sur une représentation du potentiel hydrique dans les différents compartiments de la plante (i.e. architecture hydraulique). Cette intégration est étudiée de manière détaillée à l'échelle du site avant une étude d'impact globale. La seconde étape consiste à la mise à jour, la mise à niveau et l'amélioration d'un modèle d'échanges d'eau et d'énergie multi-couches entre la végétation et l'atmosphère précédemment implémenté dans une branche d'ORCHIDEE. L'évaluation de ce modèle est effectuée à l'échelle des sites forestiers en comparaison du modèle d'écosystèmes MuSICA sur une base de données créée à cet effet. La comparaison des gradients de température intra-canopée simulés et observés est très encourageante. Elle a aussi permis d'identifier des pistes pour l'amélioration globale du modèle. Enfin, des perspectives sont discutées pour une utilisation de ces modèles à l'échelle globale et notamment pour simuler l'évolution du microclimat sous une canopée forestière en fonction du changement climatique et des pratiques forestières.

**Title :** Towards a global representation of forest microclimate in the ORCHIDEE Land Surface Model

**Keywords :** Forest-atmosphere exchanges, Hydraulic architecture, Multi-layer energy budget, Intra-canopy turbulences, Modeling, Climate

**Abstract :** The temporal and spatial dynamics of exchanges between continental surfaces and the atmosphere are largely controlled by vegetation. In the context of climate change, accurately modeling the energy, water, and carbon dioxide balances of ecosystems in land surface models presents a dual challenge : it improves the representation of exchanges between surfaces and the atmosphere, thereby enhancing the reliability of climate models; and it also helps to understand and quantify the impact of climate change on the functioning of plant ecosystems. In most models, the structure of vegetation is simplified, treated as equivalent to an infinitesimal thickness surface exchanging water, energy, and compounds with the atmosphere (a "big-leaf" model). The complex dynamics of exchanges within plant ecosystems, particularly forests, including the intra-canopy microclimate, remain poorly represented or not represented at all in current models. However, this microclimate plays a crucial role in regulating energy and mass exchanges between vegetation and the atmosphere, and its evolution in the context of climate change is not well understood. This study presents the first steps taken in the ORCHIDEE model (the land surface component of the IPSL climate model) to study this intra-canopy microclimate at a global scale. The

simplistic "big-leaf" representation used in ORCHIDEE is replaced by a model of water and energy exchanges within the canopy (following vertical discretization). The integration of this model is carried out in two stages. The first focuses on representing water transport in the soil-plant-atmosphere continuum and aims to constrain leaf-atmosphere exchanges based on the water status of the vegetation. This work relies on a representation of water potential in the different compartments of the plant (i.e., hydraulic architecture). This integration is studied in detail at the site scale before conducting a global impact study. The second step involves updating, upgrading, and improving a multi-layer model of water and energy exchanges between vegetation and the atmosphere previously implemented in a branch of ORCHIDEE. The evaluation of this model is conducted at the scale of forest sites in comparison to the MuSICA ecosystem model based on a database created for this purpose. The comparison of simulated and observed intra-canopy temperature gradients is very encouraging. It has also helped to identify avenues for the overall improvement of the model. Finally, prospects are discussed for using these models at a global scale, particularly to simulate the evolution of microclimate under a forest canopy in relation to climate change and forestry practices.



# Remerciements

Si cette thèse a été menée à bien, c'est avant tout grâce à l'encadrement de qualité que m'ont apporté Catherine et Philippe. Leur disponibilité et leur patience tout au long de ces trois années m'ont permis d'avancer sereinement, et l'autonomie qu'ils m'ont accordée m'a offert un cadre propice à mon épanouissement, favorisant ma curiosité et permettant à mon optimisme et mon entêtement de s'exprimer. Toutes ces discussions, qu'elles soient scientifiques ou non, ont profondément enrichi ma manière de penser et de réfléchir, et je leur en suis sincèrement reconnaissant.

Je tiens également à remercier Isabelle Braud et Edouard Davin d'avoir accepté d'être rapporteur de cette thèse ainsi qu'Anne Verhoef, Aaron Boone et Erwan Personne pour m'avoir fait l'honneur d'évaluer mon travail. Contrairement à ma grand-mère, qui s'agaçait gentiment qu'on ne me laisse pas tranquille, j'ai grandement apprécié les échanges qui ont suivi ma présentation. Un remerciement particulier à Gueric Le Maire et Albert Oliosio qui, accompagnés d'Aaron Boone, m'ont aidé à aiguiller ce travail durant mes deux comités de thèse.

Bien que je n'ai pas été très impliqué dans son fonctionnement, j'ai beaucoup apprécié échanger avec l'ensemble de l'équipe MOSAIC du LSCE. Parmi eux, je tiens tout particulièrement à remercier Nicolas, que j'ai eu la chance d'avoir comme encadrant de stage et qui n'a cessé de m'aider et d'être impliqué dans l'ensemble de mes travaux. Sa gentillesse, son honnêteté et son précieux soutien ont grandement contribué à mon épanouissement et je tiens à saluer ces qualités.

Parmi les personnes avec qui j'ai pu collaborer, je tiens à adresser une pensée particulière à Andrée Tuzet avec qui j'ai eu la chance de partager mes premiers pas dans la recherche ; à Jérôme Ogée et Matthias Cuntz qui ont su pousser et questionner certains de mes travaux pour constamment les améliorer ; ainsi qu'à l'ensemble des membres de l'équipe ORCHIDEE avec qui j'ai pu échanger. Parmi eux, je tiens particulièrement à saluer Sebastiaan dont l'amour pour les sciences m'a toujours passionné, notamment lorsque nous étions perdus sur une île du Nord des Pays-Bas.

Ces belles années de thèse ont également été marquées par de nombreux « collègues » qui ont lentement contribué à développer mon capital social aujourd'hui unanimement reconnu. Pour n'en citer que certains : Lucas et Mandresy, pour les poignées de mains aussi franches que les rigolades ; Camille, pour son flegme, son regard perçant et pour le soutien administratif et moral au quotidien ; Simon, pour son éternelle bonne humeur malgré son stress quotidien ; Amélie, qui, finalement, mérite son nom sur la porte ; Aya, pour ses leçons de prononciation ainsi que tous les autres doctorants et post-doctorants de l'équipe MOSAIC. Parmi les autres doctorants, je tiens à particulièrement remercier Clément, qui a fini par réussir à me faire jouer au tarot ; Emeric, pour les tête-à-tête à la cantine et au tennis ; Victor, qui préfère rester sur sa victoire car il sait qu'il n'a plus le niveau ; Emmo, pour, entre autres, ses cocktails féministes ; Philippe, pour avoir enfin pu parler de sport au labo et parce que c'est trop ; Léna, qui devrait finalement s'appeler Françoise ; Xavier et Martin pour m'avoir convaincu de ne pas acheter de gyroroue ; Laura et Robin, pour leurs prévisions météo ; Isma, pour m'avoir hypé et pour tous les fous rires qui en découlent ; Marine, pour sa normalité et ses bonjours d'une grande douceur ; Joséphine, pour des trajets en bus toujours trop plus drôles

et nuancés; Germain, pour m'avoir eu à l'usure pour tous les évènements doctorants, et tous les autres doctorants avec qui j'ai eu la chance d'échanger à propos des navettes, RER, teams, thèmes.

Cette thèse aurait été bien différente sans la présence de deux vrais amis au labo. Un grand merci à Nico et Brubru pour ces trois années inoubliables. Les appels sur le fixe vont me manquer, et je n'oublierais jamais de me ménager, d'être d'accord avec David et d'aller au foot le jeudi midi. Merci encore d'avoir égayé mon quotidien pendant plus de 2 ans. Ces précieux souvenirs sont impérissables.

Je tenais également à remercier mes parents et mes sœurs pour leur soutien inconditionnel pendant cette aventure. Finalement, même si je n'arrive pas à expliquer un film, j'espère vous avoir prouvé que je pouvais être un bon pédagogue et, même si je n'ai pas paru être un bourreau de travail de l'extérieur, j'espère que ce manuscrit vous prouvera le contraire! Merci également à mes grands-parents qui m'ont quotidiennement accompagné jusqu'à la navette. Commencer mes matinées avec vous a toujours ensoleillé mes journées dans la météo gaie du plateau de Saclay. (Et, Papy Jeannot, je n'oublierai pas de te partager tous mes futurs articles). Enfin, je n'aurais jamais pu venir à bout de ce travail sans l'amour et le soutien inconditionnel de Victoria. Merci pour ta confiance, tes conseils et l'équilibre que tu m'as apporté. Je te dois beaucoup et je t'en serai éternellement reconnaissant.

# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>13</b>
1.1	Contexte de l'étude . . . . .	14
1.1.1	Les forêts dans le système Terre . . . . .	14
1.1.1.1	Description générale . . . . .	14
1.1.1.2	Le microclimat intra-canopée . . . . .	15
1.1.1.3	Enjeux liés au microclimat intra-canopée . . . . .	19
1.1.1.4	Interactions microclimat-macroclimat . . . . .	20
1.1.2	Interactions forêt-atmosphère . . . . .	22
1.1.2.1	Contrôle des échanges feuille-atmosphère . . . . .	23
1.1.2.2	Transport turbulent d'énergie et de masse depuis la surface jusqu'à l'atmosphère . . . . .	24
1.2	Modélisation des échanges végétation - atmosphère . . . . .	29
1.2.1	Représentation des échanges entre un écosystème forestier et l'atmosphère . . . . .	30
1.2.1.1	Le modèle "big-leaf" . . . . .	30
1.2.1.2	Les modèles 2-sources . . . . .	32
1.2.1.3	Les modèles multi-couches . . . . .	34
1.2.2	Représentation du transport vertical d'énergie, de masse et de quantité de mouvement . . . . .	36
1.2.2.1	Sous-couche inertielle . . . . .	36
1.2.2.2	Sous-couche rugueuse . . . . .	38
1.2.2.3	Transport intra-canopée . . . . .	39
1.2.3	Représentation de l'hétérogénéité sous-maille . . . . .	40
1.2.3.1	Représentation simplifiée : un seul bilan d'énergie . . . . .	41
1.2.3.2	Discrétisations plus complexes et autres représentations . . . . .	41
1.2.3.3	Quelques enjeux liés à la discrétisation spatiale . . . . .	43
1.3	Enjeux et présentation des objectifs de la thèse . . . . .	45
1.3.1	Résumé des enjeux . . . . .	45

1.3.2	Développements proposés et résultats attendus . . . . .	45
1.3.3	Table et schéma récapitulatifs du suivi des développements . . . . .	46
<b>2</b>	<b>ORCHIDEE : Présentation, révision et évaluation</b>	<b>49</b>
2.1	Présentation du modèle . . . . .	50
2.1.1	Présentation générale . . . . .	50
2.1.1.1	Historique du modèle . . . . .	50
2.1.1.2	Architecture, résolution spatiale et temporelle et fonctionnement . . . . .	50
2.1.2	Représentation des flux d'énergie et d'eau . . . . .	51
2.1.2.1	Bilan d'énergie . . . . .	51
2.1.2.2	Flux d'évapotranspiration . . . . .	53
2.1.3	Transport aérodynamique vers l'atmosphère . . . . .	56
2.1.3.1	Représentation classique du coefficient de traînée . . . . .	56
2.1.3.2	Coefficient de traînée dynamique en fonction du couvert végétal . . . . .	57
2.1.4	Liens avec d'autres processus clés du bilan d'eau, de carbone et d'énergie . . . . .	59
2.1.4.1	Photosynthèse . . . . .	59
2.1.4.2	Bilan hydrique du sol . . . . .	61
2.1.4.3	Thermodynamique du sol . . . . .	62
2.1.5	Problèmes connus dans la version trunk du modèle ORCHIDEE . . . . .	63
2.2	Amélioration du schéma résistif appliqué dans ORCHIDEE . . . . .	64
2.2.1	Résumé des incohérences identifiées . . . . .	64
2.2.2	Impacts de ces modifications sur l'ET et la GPP calculées par ORCHIDEE . . . . .	65
2.2.2.1	Concomitance de la transpiration et du flux d'évaporation de l'eau interceptée . . . . .	65
2.2.2.2	Impact de l'introduction de la résistance aérodynamique dans le schéma de calcul de la GPP . . . . .	69
2.3	Réflexions sur les améliorations futures pouvant être apportées au calcul des flux . . . . .	70
2.3.1	Principe actuel du calcul des flux dans ORCHIDEE . . . . .	70
2.3.2	Incohérence des variables d'état entre les modèles . . . . .	71
2.3.2.1	GPP/Transpiration . . . . .	71
2.3.2.2	Évaporation du sol nu . . . . .	74
2.4	Réflexion sur l'étalonnage et l'évaluation d'ORCHIDEE . . . . .	76
2.5	Conclusions . . . . .	77
<b>3</b>	<b>Représenter le transport de l'eau dans la canopée</b>	<b>81</b>

3.1	Introduction . . . . .	82
3.2	Article : Plant hydraulic architecture for a mechanistic representation of soil-plant-atmosphere water transfers in the ORCHIDEE terrestrial biosphere model . . . . .	83
3.3	Perspectives futures pour ORCHIDEE . . . . .	137
3.3.1	Mortalité . . . . .	137
3.3.2	Meilleure prédiction dans le schéma de résolution . . . . .	138
3.3.3	Représenter l'absorption de nutriments et la compétition entre espèces . . . . .	139
3.4	Conclusions . . . . .	141
<b>4</b>	<b>Représenter le microclimat intra-canopée</b>	<b>145</b>
4.1	Introduction . . . . .	146
4.2	Développements précédents, adaptations et améliorations . . . . .	146
4.2.1	Modèle multi-couches initialement implémenté dans ORCHIDEE-CAN . . . . .	146
4.2.1.1	Bilan d'énergie de la végétation intra-canopée . . . . .	147
4.2.1.2	Transport turbulent . . . . .	148
4.2.1.3	Échanges radiatifs . . . . .	149
4.2.1.4	Résolution numérique . . . . .	151
4.2.2	Adaptation et améliorations apportées . . . . .	151
4.2.2.1	Adaptation du code . . . . .	151
4.2.2.2	Introduction d'une sous-couche rugueuse . . . . .	152
4.3	Évaluation et inter-comparaison . . . . .	155
4.3.1	Base de données pour l'inter-comparaison de modèles multi-couches . . . . .	155
4.3.1.1	Sélection des sites . . . . .	155
4.3.1.2	Description des données et de la méthode d'évaluation de leur cohérence . . . . .	156
4.3.1.3	Méthode d'évaluation de la cohérence des données . . . . .	160
4.3.1.4	Analyses des données des différents sites . . . . .	160
4.3.2	Le modèle MuSICA . . . . .	169
4.3.2.1	Description générale . . . . .	169
4.3.2.2	Principales différences avec ORCHIDEE . . . . .	170
4.3.3	Méthode d'inter-comparaison . . . . .	170
4.3.3.1	Stratégie d'étalonnage des deux modèles . . . . .	170
4.3.3.2	Stratégie d'évaluation . . . . .	172
4.3.4	Évaluation des modèles et discussion . . . . .	173
4.3.4.1	Analyse détaillée sur la forêt d'Hainich . . . . .	173

4.3.4.2	Analyse multi-sites . . . . .	184
4.3.5	Conclusion intermédiaire . . . . .	186
4.4	Couplage avec l'architecture hydraulique . . . . .	186
4.4.1	Principe du couplage . . . . .	187
4.4.2	Premiers résultats . . . . .	188
4.5	Perspectives futures pour ORCHIDEE . . . . .	190
4.5.1	Couplage avec le module de photosynthèse . . . . .	191
4.5.2	Transport intra-canopée grâce à une solution lagrangienne . . . . .	192
4.5.3	Réduire le temps de calcul . . . . .	194
4.6	Conclusions . . . . .	196
<b>5</b>	<b>De la modélisation locale du microclimat à sa modélisation globale</b>	<b>199</b>
5.1	Introduction . . . . .	200
5.2	Quantification de l'impact d'une représentation de l'hétérogénéité sous-maille dans ORCHIDEE . . . . .	201
5.2.1	Principe de l'étude . . . . .	201
5.2.2	Résultats . . . . .	203
5.2.2.1	Cycles saisonniers moyens . . . . .	203
5.2.2.2	Répartition du flux de transpiration . . . . .	206
5.2.2.3	Introduction du bilan d'énergie multi-couches . . . . .	209
5.2.3	Conclusion intermédiaire . . . . .	211
5.3	Première version d'une hétérogénéité sous-maille dans ORCHIDEE . . . . .	212
5.4	Perspectives futures pour ORCHIDEE . . . . .	213
5.4.1	Discrétisations plus complexes de l'hétérogénéité des surfaces continentales . . . . .	213
5.4.2	Meilleur couplage atmosphérique . . . . .	216
5.5	Conclusions . . . . .	219
<b>6</b>	<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>223</b>
6.1	Enjeux initiaux, développements et conclusions . . . . .	224
6.2	Étude globale du microclimat forestier . . . . .	225
6.3	Représentation d'écosystèmes mixtes . . . . .	227
<b>A</b>	<b>Réflexion sur l'évaluation et la calibration d'ORCHIDEE</b>	<b>229</b>
A.1	Bases de données d'observations sur site . . . . .	229
A.2	Principe de la mesure par covariance des turbulences . . . . .	229

A.3	Fermeture du bilan d'énergie . . . . .	231
A.3.1	Analyse à FR-Hes . . . . .	232
A.3.2	Analyse sur la base de données Fluxnet 2015 . . . . .	234
A.4	Réflexions autour de l'utilisation des mesures FLUXNET pour évaluer ORCHIDEE . . . . .	236
<b>B</b>	<b>Résultats complémentaires - Impact de l'hétérogénéité sous-maille</b>	<b>237</b>
<b>C</b>	<b>Transport turbulent dans et au-dessus de la canopée grâce à d'autres outils de physique statistique</b>	<b>241</b>
<b>D</b>	<b>Implémentation de l'hétérogénéité sous-maille dans ORCHIDEE</b>	<b>245</b>
D.1	Architecture du modèle . . . . .	245
D.1.1	Zoom sur l'architecture standard d'ORCHIDEE . . . . .	245
D.1.1.1	Principales échelles de résolution . . . . .	245
D.1.1.2	Modules et routines . . . . .	246
D.1.1.3	Variables et boucles de résolution . . . . .	246
D.1.1.4	Récapitulatif . . . . .	250
D.1.2	Nouvelle résolution d'ORCHIDEE . . . . .	251
D.2	Evaluation . . . . .	253



# Table des figures

1.1	Carte représentant la déforestation au Brésil depuis 1988 et ses principales causes . . . . .	14
1.2	Représentation schématique du microclimat intra-canopée, de sa dynamique, ses propriétés et des facteurs impactant son fonctionnement . . . . .	16
1.3	Représentation schématique de la dynamique de la température de l'air au dessus de la surface entre le microclimat intra-canopée et des conditions ouvertes . . . . .	17
1.4	Gradients de température théoriques à l'intérieur d'une canopée . . . . .	19
1.5	Principaux échanges entre les forêts et l'atmosphère . . . . .	23
1.6	Schéma de fonctionnement d'un stomate . . . . .	23
1.7	Profils de vent théoriques au-dessus d'une canopée . . . . .	26
1.8	Analyse par quadrants des régimes de turbulence au-dessus et au niveau du haut de la canopée . . . . .	27
1.9	Modélisation fine de l'écoulement au-dessus d'un champ de culture hypothétique et caractérisation d'un évènement de "sweep" . . . . .	28
1.10	Profils normalisés de vent, de flux vertical et d'efficacité du transport vertical au sein de plusieurs types de couverts forestiers . . . . .	29
1.11	Principe du modèle "big-leaf" . . . . .	31
1.12	Adaptation d'un schéma "big-leaf" aux transferts d'eau généraux entre les surfaces continentales et l'atmosphère . . . . .	32
1.13	Schéma de fonctionnement d'un modèle deux sources . . . . .	33
1.14	Schéma représentatif d'un modèle de canopée multi-couches . . . . .	35
1.15	Résumé des différences entre les approches de types mosaïque et les approches de mélange . . . . .	42
1.16	Formation nuageuse au-dessus de la forêt amazonienne. L'ensemble des nuages se forment au-dessus de la forêt et non au-dessus des rivières. (Crédit : NASA) . . . . .	43
1.17	Formation nuageuse au-dessus de deux régions de France . . . . .	44
1.18	Schéma récapitulatif de l'état initial de la modélisation dans ORCHIDEE . . . . .	48
2.1	Représentation schématique d'une maille d'ORCHIDEE et des flux d'eau transmis à l'atmosphère . . . . .	55

2.2	Impact de la concomitance sur les flux de transpiration, d'évaporation de l'eau interceptée et de d'évaporation du sol nu . . . . .	67
2.3	Impact de la concomitance sur le flux de GPP . . . . .	68
2.4	Nombre de pas de temps présentant un dépassement de l'ETP et intensité de ce dépassement avec la simulation de concomitance . . . . .	68
2.5	Impact de l'ajout de la résistance aérodynamique au schéma de photosynthèse sur les flux de transpiration et de GPP . . . . .	69
2.6	Visions schématiques des modèles de transpiration et de GPP dans ORCHIDEE . . . . .	72
2.7	Schéma représentant la différence entre deux types de sol nu . . . . .	75
2.8	Schéma récapitulatif de l'état d'avancement de la modélisation dans ORCHIDEE après révision du modèle	79
3.1	Schéma récapitulatif de l'état d'avancement de la modélisation dans ORCHIDEE après introduction de l'architecture hydraulique . . . . .	143
4.1	Localisation des sites étudiés dans la base de données utilisée pour l'inter-comparaison d'ORCHIDEE et MuSICA . . . . .	156
4.2	Densité de probabilité du paramètre $z/L$ . . . . .	161
4.3	Densité de probabilité du paramètre $Ri_b$ . . . . .	161
4.4	Cohérence des régimes de stabilité définis par $z/L$ et $Ri_b$ . . . . .	163
4.5	Cycle diurne moyen des probabilités d'apparition des régimes de stabilité d'après $z/L$ . . . . .	164
4.6	Cycle diurne moyen des probabilités d'apparition des régimes de stabilité d'après $Ri_b$ . . . . .	164
4.7	Cycle saisonnier moyen des probabilités d'apparition des régimes de stabilité d'après $z/L$ . . . . .	165
4.8	Cycle saisonnier moyen des probabilités d'apparition des régimes de stabilité d'après $Ri_b$ . . . . .	165
4.9	Impact de la vitesse du vent sur la probabilité d'apparition des régimes de stabilité d'après $z/L$ . . . . .	166
4.10	Impact de la vitesse du vent sur la probabilité d'apparition des régimes de stabilité d'après $Ri_b$ . . . . .	166
4.11	Fermeture du bilan d'énergie ( $W/m^2$ ) par site en fonction du régime de stabilité . . . . .	167
4.12	Fermeture du bilan d'énergie (% du rayonnement net) par site en fonction du régime de stabilité . . . . .	167
4.13	Cycle diurne moyen de la fermeture du bilan d'énergie ( $W/m^2$ ) . . . . .	168
4.14	Cycle saisonnier moyen de la fermeture du bilan d'énergie (% du rayonnement net) . . . . .	168
4.15	Représentation du paramètre de stabilité $z/L$ par ORCHIDEE et MuSICA . . . . .	174
4.16	Répartition des régimes de stabilité en fonction de l'heure d'après les calculs du paramètre $z/L$ par ORCHIDEE et MuSICA . . . . .	175
4.17	Répartition des régimes de stabilité en fonction du mois d'après les calculs du paramètre $z/L$ par ORCHIDEE et MuSICA . . . . .	175
4.18	Dynamique saisonnière des flux de chaleur sensible et latente à DE-Hai . . . . .	176

4.19 Flux de chaleur sensible et latente observé contre modélisé par ORCHIDEE et MuSICA à DE-Hai . . . . .	177
4.20 Dynamique saisonnière de la différence de température intra-canopée à DE-Hai . . . . .	178
4.21 Micro-climat intra-canopée à la forêt de Hainich en conditions atmosphériques instables . . . . .	181
4.22 Micro-climat intra-canopée à la forêt de Hainich en conditions atmosphériques stables . . . . .	181
4.23 Exemple d'impact de l'étalonnage sur les résultats du modèle de bilan d'énergie multi-couches - FR-LBr	184
4.24 Analyse multi-site des résultats des modèles ORCHIDEE (bleu) et MuSICA (rouge) en comparaison des observations (noir) . . . . .	185
4.25 Révision du schéma résistif de l'architecture hydraulique avant et après couplage avec le modèle de microclimat . . . . .	187
4.26 Profil de cumul de flux de chaleur sensible au sein du couvert à DE-Hai en période de stress hydrique et gradients de température atmosphérique associés . . . . .	188
4.27 Différence de profil de densité de flux de chaleur sensible au sein du couvert (normalisé par sa valeur moyenne sur l'ensemble de la canopée) entre les configurations couplée et simple en période de stress hydrique et gradients de température atmosphérique associés . . . . .	189
4.28 Gradients intra-canopée de potentiel hydrique foliaire, conductance stomatique, densité de flux de chaleur latente et température foliaire pour les configurations simples et couplées à DE-Hai en période de stress hydrique . . . . .	190
4.29 Schéma récapitulatif de l'état d'avancement de la modélisation dans ORCHIDEE après introduction du bilan d'énergie multi-couches . . . . .	198
5.1 Cycles saisonniers moyens des principales variables impactées par le passage à une représentation de flux-moyennés sur le site US-Ton . . . . .	204
5.2 Cycles saisonniers moyens des principales variables impactées par le passage à une représentation de flux-moyennés sur le site US-Ton durant l'année 2012 . . . . .	206
5.3 Partitionnement du cycle saisonnier moyen du flux de transpiration et du contenu en eau du sol pour les configurations en paramètres-agrégés et flux-moyennés sur le site tempéré pendant l'année 2003	207
5.4 Partitionnement du cycle saisonnier moyen du flux de transpiration et du contenu en eau du sol pour les configurations en paramètres-agrégés et flux-moyennés sur le site boréal pendant l'année 2003 . .	208
5.5 Partitionnement du cycle saisonnier moyen du flux de transpiration et du contenu en eau du sol pour les configurations en paramètres-agrégés et flux-moyennés sur le site méditerranéen pendant l'année 2012 . . . . .	209
5.6 Cycles saisonniers moyens des principales variables impactées par le passage à une représentation de flux-moyennés sur le site FR-Hes . . . . .	211
5.7 Fonctionnement et exemple de carte obtenue par l'algorithme de partitionnement de type "K-means" d'après Chaney et al. (2018) . . . . .	215
5.8 Exemple de résultats obtenus avec le modèle Hydroblocks . . . . .	216

5.9	Principe du mélange entre deux surfaces $i$ et $j$ (correspondant à des fractions de grille $cf_i$ et $cf_j$ ) entre la surface et une hauteur $h_z$ (adapté de de Vrese et al. (2016)) . . . . .	218
5.10	Différences en température moyenne annuelle (lignes épaisses) de 35 surfaces en fonction de l'aggrégation choisie . . . . .	218
5.11	Schéma récapitulatif de l'état d'avancement hypothétique de la modélisation dans ORCHIDEE après introduction de la représentation de l'hétérogénéité sous-maille . . . . .	221
6.1	Schéma récapitulatif des développements effectués dans le cadre de cette thèse et des études réalisables en termes d'analyse de températures grâce à ces développements . . . . .	226
A.1	Principe de la covariance des turbulences. . . . .	230
A.2	Flux de chaleur latente et sensible observés et corrigés à FR-Hes en 2018-2019 . . . . .	233
A.3	Fermetures des bilans d'énergie ( $R_n - (LE + H + G)$ ) pour les flux non corrigés (en bleu, panneau de gauche) et corrigés (en orange, panneau de droite) à FR-Hes en 2018 et 2019 . . . . .	233
A.4	Cumul en valeur absolue des fermetures des bilans d'énergie non corrigés et corrigés par site et leur distribution . . . . .	235
A.5	Cumul en valeur brute des fermetures des bilans d'énergie non corrigés et corrigés par site et leur distribution . . . . .	235
A.6	Cumul moyen des fermetures des bilans d'énergie non corrigés et corrigés par site et leur distribution . . . . .	236
B.1	Cycles saisonniers moyens des principales variables impactées par le passage à une représentation de flux-moyennés sur le site FR-Hes . . . . .	238
B.2	Cycles saisonniers moyens des principales variables impactées par le passage à une représentation de flux-moyennés sur le site FI-Hyy . . . . .	239
C.1	Comparaison entre une simulation d'écoulement turbulent 2D et un modèle gaussien simplifiant le problème . . . . .	242
C.2	Comparaison entre 3 types d'écoulements 2D modélisés grâce à une simulation fine échelle et les résultats d'un modèle de production d'entropie maximum associé à un réseau de neurones . . . . .	243
C.3	Comparaison entre 4 types d'écoulements 2D modélisés grâce à une simulation fine échelle et les résultats d'un modèle de production d'entropie maximum associé à un réseau de neurones . . . . .	243
C.4	Transport des particules dans une canopée théorique par percolation . . . . .	244
D.1	Architecture du code par défaut . . . . .	251
D.2	Architecture du code après restructuration . . . . .	253

# Liste des tableaux

2.1	Résolution spatiale et temporelle des principaux processus calculés dans ORCHIDEE (adapté de Peylin et al. (in prep.)) . . . . .	51
2.2	Résumé des flux d'eau modélisés pour le calcul de l'ETP dans ORCHIDEE . . . . .	55
4.1	Description des caractéristiques des sites et des mesures rassemblées dans la base de données . . . . .	157
4.2	Classes de stabilité définies à partir de chacun des indices de stabilité atmosphériques d'après Cantero et al. (2022) . . . . .	159
4.3	Principales différences entre les modèles MuSICA et ORCHIDEE sur les 5 principaux processus modélisés et sur le schéma de résolution de l'ensemble du modèle . . . . .	171
4.4	Liste des paramètres étalonnés pour le fonctionnement du bilan d'énergie multi-couches . . . . .	183
5.1	Résumé des différentes configurations utilisées et cas d'étude associé pour l'analyse de l'impact de l'hétérogénéité sous-maille sur les résultats d'ORCHIDEE . . . . .	202
D.1	Résumé des différents sous-modules composant le module parent <i>sechiba</i> - Part 1 . . . . .	247
D.2	Résumé des différents sous-modules composant le module parent <i>sechiba</i> - Part 2 . . . . .	248
D.3	Résumé des différents sous-modules composant le module parent <i>sechiba</i> - Part 3 . . . . .	249



## **Chapitre 1**

# **Introduction**

# 1.1 Contexte de l'étude

## 1.1.1 Les forêts dans le système Terre

### 1.1.1.1 Description générale

Les écosystèmes forestiers représentent une part substantielle des surfaces continentales (42 million km<sup>2</sup>, environ 30% des surfaces continentales en 2016, Bonan (2016)). Cependant, leur évolution ne cesse de décroître d'année en année au profit de cultures ou de végétations plus basses à cause de nombreux facteurs (déforestation, mortalité due au réchauffement climatique, etc. - Arias et al. (2021)). L'exemple le plus frappant d'une telle diminution est la forêt primaire Amazonienne dont la superficie a diminué de 15% à 20% depuis les années 1970 à cause de sa déforestation (souvent à l'aide d'incendies provoqués) pour laisser place à des monocultures ou pâturages (Figure 1.1). Ces couverts forestiers jouent pourtant un rôle crucial pour le climat, les écosystèmes naturels et les sociétés humaines.

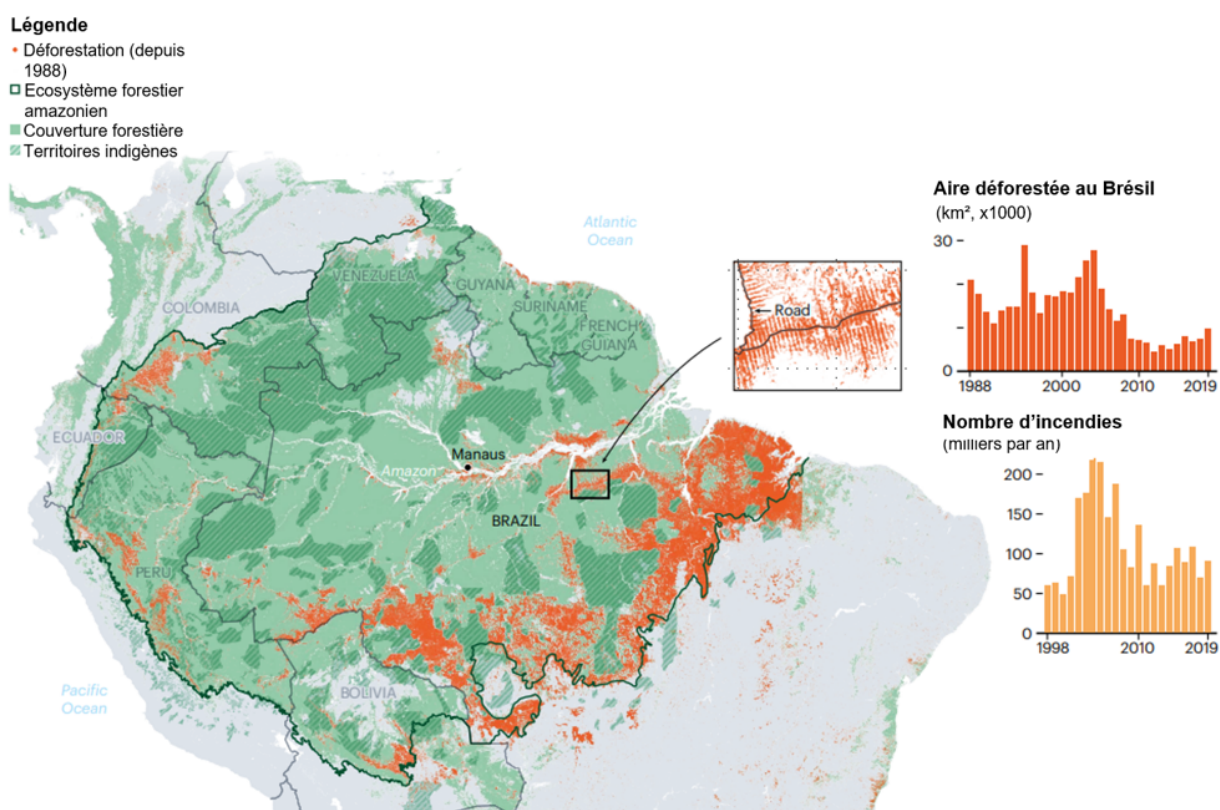


Figure 1.1 – Carte représentant la déforestation au Brésil depuis 1988 et ses principales causes. Parmi elles, la déforestation, dont l'évolution, évaluée grâce à l'aire totale déforestée par an sur la période 1988-2019, est représentée en haut à droite, et les incendies, dont le nombre par an est représenté sur la période 1996-2019 en bas à droite. Un zoom sur les zones déforestées permet de voir les schémas rectilignes associés à la déforestation (adapté de Amigo (2020))

D'un point de vue purement anthropocentré, les écosystèmes forestiers fournissent de nombreuses ressources primaires comme le bois utilisé à des fins de chauffage, de bois d'œuvre ou pour l'industrie, mais également des produits non ligneux comme les additifs alimentaires ou les produits médicinaux. Les forêts sont également intrinsèquement liées à l'économie des sociétés environnantes via leur production mais également leur exploitation touristique par exemple. Elles sont également un lieu de vie privilégié pour de nombreuses sociétés, plus de 350 millions de personnes vivent en forêt ou à ses abords et dépendent directement des forêts comme source de revenus Renner et al. (2008)).

De même, les écosystèmes forestiers abritent une majorité de la biodiversité (80% de la biodiversité terrestre mondiale vit sous les canopées tropicales humides, qui regroupent 80% des insectes, 80% des reptiles, 90% des amphibiens et 70% des espèces végétales terrestres - Louppe and Mille (2015)). Les liens entre cette biodiversité abondante et le fonctionnement des forêts sont nombreux et sont décrits plus précisément en section 1.1.1.3.

Concernant le climat, les forêts contribuent à 50% de la production primaire nette (NPP) terrestre et stockent environ 45% du carbone organique terrestre; elles permettaient d'absorber, dans les années 90, environ 33% des émissions annuelles humaines (Bonan (2016)). Leur rôle actif dans l'absorption du  $CO_2$  atmosphérique est à coupler avec leur impact important sur les échanges d'eau et d'énergie avec l'atmosphère, régulant ainsi en partie le climat et la circulation atmosphérique régionale (voir section 1.1.1.4).

Bien que souvent regroupés sous le nom générique de « forêts », les écosystèmes forestiers présentent une grande diversité de structures et de compositions. Les premières nuances toponymiques attribuées à ces écosystèmes concernent le climat dans lequel elles évoluent. On distingue à ce titre quatre grands types de forêts : les forêts tropicales, boréales, tempérées et méditerranéennes. Le niveau d'anthropisation des écosystèmes permet également de classer ces écosystèmes. Les forêts dites primaires désignent ainsi les forêts n'ayant pas subi d'activités humaines contrairement aux forêts secondaires qui ont subi une dégradation à cause de ces activités.

Du point de vue des compositions forestières, nous nous intéresserons principalement dans ce manuscrit à des forêts mono-espèces (généralement secondaires), à distinguer des forêts mélangées (qui seront évoquées en perspectives). Les différentes structures et stratifications verticales des forêts seront aussi mentionnées comme par exemple les forêts composées d'une canopée et d'un sous-bois (végétation basse) ou les agro-systèmes (mentionnés en perspectives). L'ensemble de ces toponymies ne reflète pas la diversité des écosystèmes forestiers mais sera nécessaire pour la présentation de nos travaux.

### 1.1.1.2 Le microclimat intra-canopée

De par leur structure et leur composition, les écosystèmes forestiers sont l'abri d'un microclimat particulier. La création de ce microclimat à l'intérieur de la canopée résulte de l'interaction entre les différentes strates de végétation composant l'écosystème et les facteurs environnants. Alors que dans un environnement ouvert, au-dessus d'un sol nu par exemple, la température à 2m est principalement influencée par le bilan radiatif, le mélange turbulent dans les basses couches de l'atmosphère et la topographie, à l'intérieur de la forêt, cette température est majoritairement contrôlée par la végétation. L'interaction directe de la couverture végétale avec ces processus diminue fortement (dans le cas de canopées relativement fermées) l'intensité du rayonnement incident (provenant du Soleil ou de l'atmosphère) à l'intérieur de la forêt ainsi que l'intensité du vent et du mélange turbulent au sein de la forêt (Frenne et al. (2019); Chen et al. (1993); Chen et al. (1999)). Couplé à ces interactions directes avec des processus extérieurs, la forêt échange également de l'énergie et des composés avec l'atmosphère en son sein. Ces échanges

(entre les feuilles, les parties boisées ou le sol par exemple) sont intrinsèquement liés au microclimat, puisque leur intensité est en partie contrôlée par le microclimat sous la canopée, mais elle le contrôle également. Notamment, les échanges d'eau avec l'air par évapotranspiration permettent de diminuer la température, spécifiquement par temps sec (avec un fort déficit en vapeur d'eau (Vapor Pressure deficit, VPD)). Cet équilibre permet de créer un microclimat inhérent à chacun des écosystèmes forestiers. La Figure 1.2 résume les principaux aspects de ces microclimats et les principaux processus permettant leur formation et les impactant.

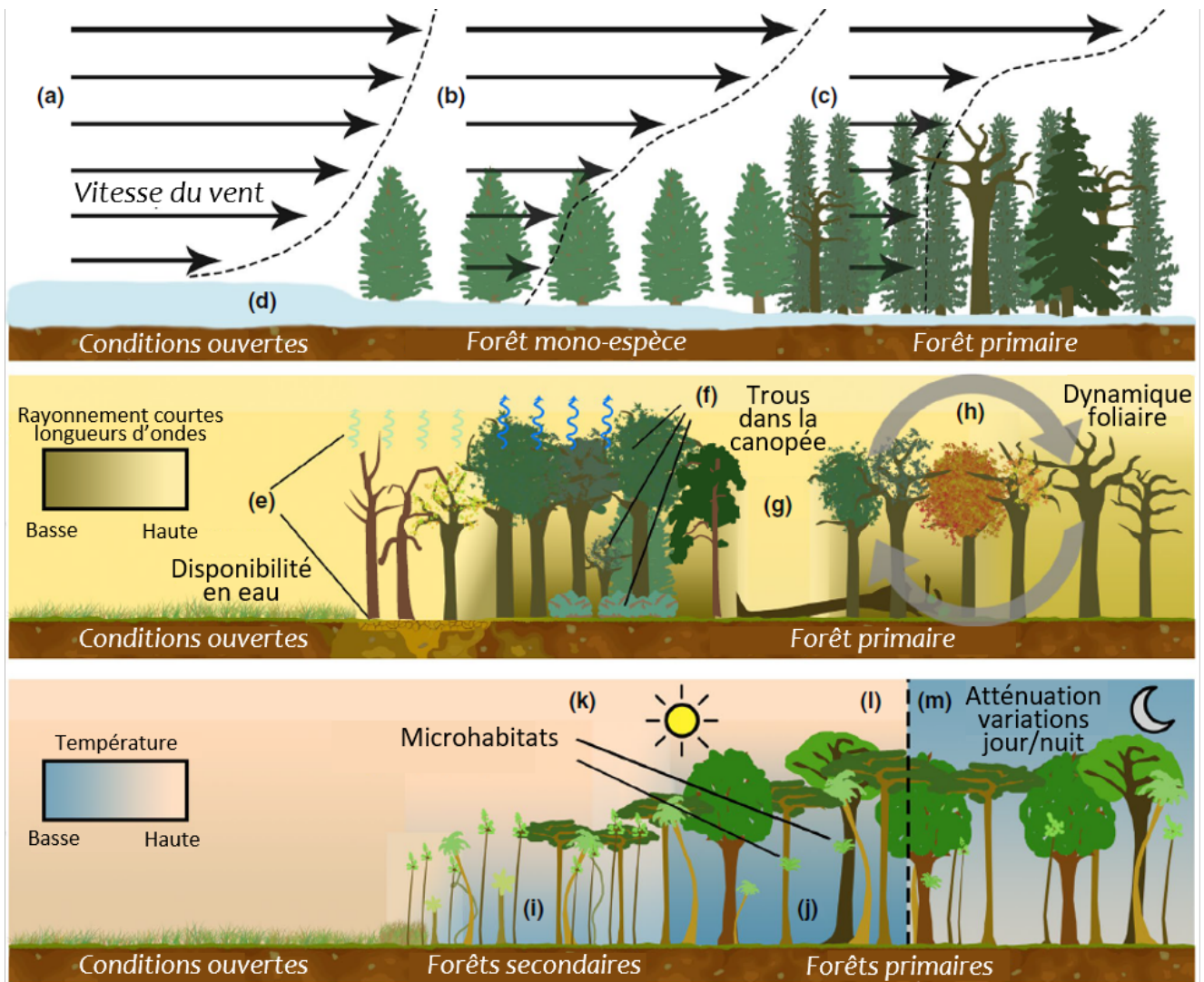


Figure 1.2 – Représentation schématique du microclimat intra-canopée, de sa dynamique, ses propriétés et des facteurs impactant son fonctionnement. Le schéma supérieur présente l'impact de la structure de la canopée sur le profil de vent horizontal au sein du couvert. Le schéma central présente l'impact de la dynamique foliaire de la canopée sur les transferts radiatifs en son sein. Le schéma inférieur présente la dynamique de l'atténuation de température observée au sein de la canopée en fonction de la structure de celle-ci et du cycle diurne. (adapté de Frenne et al. (2021))

Bien que la diversité des écosystèmes à l'échelle de la planète engendre une grande diversité de microclimats, plusieurs caractéristiques principales inhérentes aux microclimats forestiers sont à noter. La première caractéristique notable, et probablement la plus intéressante, est la capacité d'atténuer les variations de température avec

l'extérieur de la forêt. Les écosystèmes forestiers présentent généralement une plus faible température maximale ainsi qu'une plus forte température minimale que les écosystèmes ouverts (Figure 1.3). Cette diminution de la variation saisonnière est principalement due à la diminution drastique du vent et du rayonnement (Ewers and Banks-Leite (2013); Arx et al. (2013); Frenne et al. (2019)). L'intensité de cette atténuation dépend en grande partie de la structure de la canopée mais également du bilan hydrique local, de par son impact direct sur l'évapotranspiration au sein de la canopée, et de la température extérieure (McLaughlin et al. (2017); Davis et al. (2019); Frenne et al. (2019)). Bien qu'étudiée plus en détails dans les sections suivantes, cette caractéristique est importante pour la biodiversité vivant sous la canopée, permettant de lui offrir un refuge, notamment lors d'évènements de températures extrêmes. Frenne et al. (2019) mentionnent qu'en conditions météorologiques adaptées, avec des jours clairs et particulièrement chauds, l'absorption et la réflexion du rayonnement par la canopée ainsi que les forts échanges d'eau par évapotranspiration permettent d'atteindre un refroidissement intra-canopée durant la journée pouvant aller jusqu'à  $4.1^{\circ}\text{C}$  comparé à des écosystèmes ouverts. De plus, en conditions nocturnes, le piégeage des rayonnements infrarouges de grandes longueurs d'ondes émis par le sol et la canopée permet aux forêts de préserver en moyenne  $1^{\circ}\text{C}$  supérieur à l'extérieur (Geiger et al. (1995); Frenne et al. (2019)).

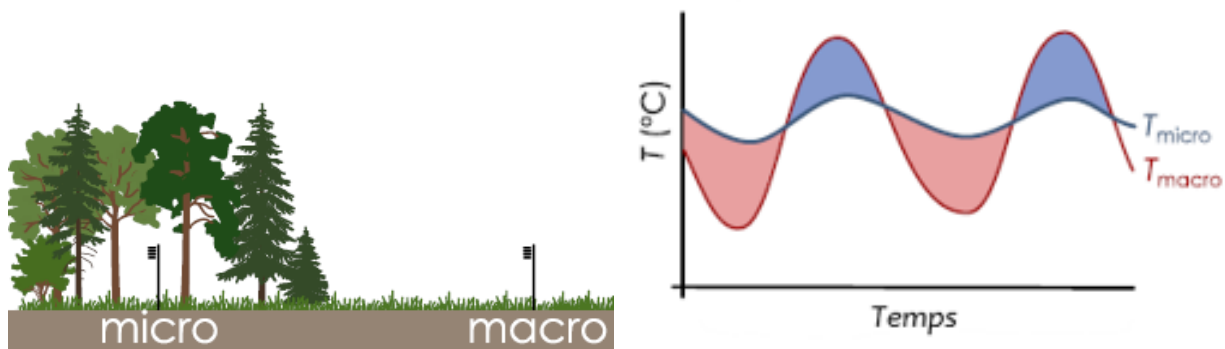


Figure 1.3 – Représentation schématique de la dynamique de la température de l'air au-dessus de la surface entre le microclimat intra-canopée et des conditions ouvertes. Le schéma de gauche présente le principe de la mesure, celui de droite représente des résultats théoriques avec une température associée au microclimat plus haute la nuit et plus basse le jour et moins de variabilité journalière permettant de caractériser les propriétés d'atténuation des écosystèmes forestiers (adapté de Frenne et al. (2021))

Bien que la différence de température entre l'intérieur et l'extérieur de la forêt soit la métrique principale pour caractériser ce que l'on considère ici comme le microclimat intra-canopée, cette différence de température n'est pas homogène à l'intérieur de la canopée. De fortes disparités horizontales et verticales sont à noter.

A l'échelle d'une forêt, des gradients horizontaux de température, d'humidité ou d'autres composés peuvent apparaître entre les extrémités de la forêt et son cœur. D'après Schmidt et al. (2017), ce gradient horizontal peut se faire ressentir jusqu'à une centaine de mètres à l'intérieur de la forêt, dépendant du type de forêts considéré et de nombreux processus distincts comme par exemple l'augmentation de l'intensité du rayonnement aux extrémités de la forêt, quand la couverture végétale se fait plus disparate. De la même manière, à plus fine échelle, les trous existants ou pouvant apparaître dans la canopée à cause du vent engendrent des variations importantes du rayonnement de courtes longueurs d'ondes atteignant le sol, causant de fortes variations de températures au sein de la forêt.

Malgré l'importance et la curiosité que ces gradients horizontaux peuvent susciter dans l'étude des microclimats

intra-canopée, l'aspect qui sera principalement étudié dans ce manuscrit sera le gradient de température vertical qui apparaît dans la canopée. Ces gradients sont en grande partie la cause de l'interaction de la végétation avec les processus macroclimatiques. Comme énoncé précédemment, la canopée a un fort impact sur l'intensité du rayonnement et le mélange turbulent au sein de la forêt. De par l'absorption et la réflexion du rayonnement incident par les différentes strates de végétation, la décroissance de ce dernier est progressive au sein de la canopée avec une intensité absorbée (et donc restituée sous forme de chaleur) décroissante lors de la descente dans la canopée, pouvant entraîner un gradient de température vertical. L'interaction des éléments végétaux avec le vent entraîne également une décroissance progressive de l'intensité du vent et du mélange turbulent. Cette décroissance du mélange turbulent accentue sensiblement les gradients verticaux, pouvant provoquer un maximum de température au sein de la canopée, généralement situé dans le haut de la canopée, où un mélange turbulent faible associé à un rayonnement incident important peut entraîner une accumulation de chaleur (Chen et al. (1999); Didham and Ewers (2014)). Des comportements inverses sont également présents pour les composés émis et absorbés par la végétation. Le mélange turbulent diminuant les échanges verticaux au sein de la canopée, une accumulation de vapeur d'eau et une diminution de la concentration en dioxyde de carbone est remarquable au sein de la canopée, impactant par la même occasion les échanges végétation/atmosphère et le microclimat.

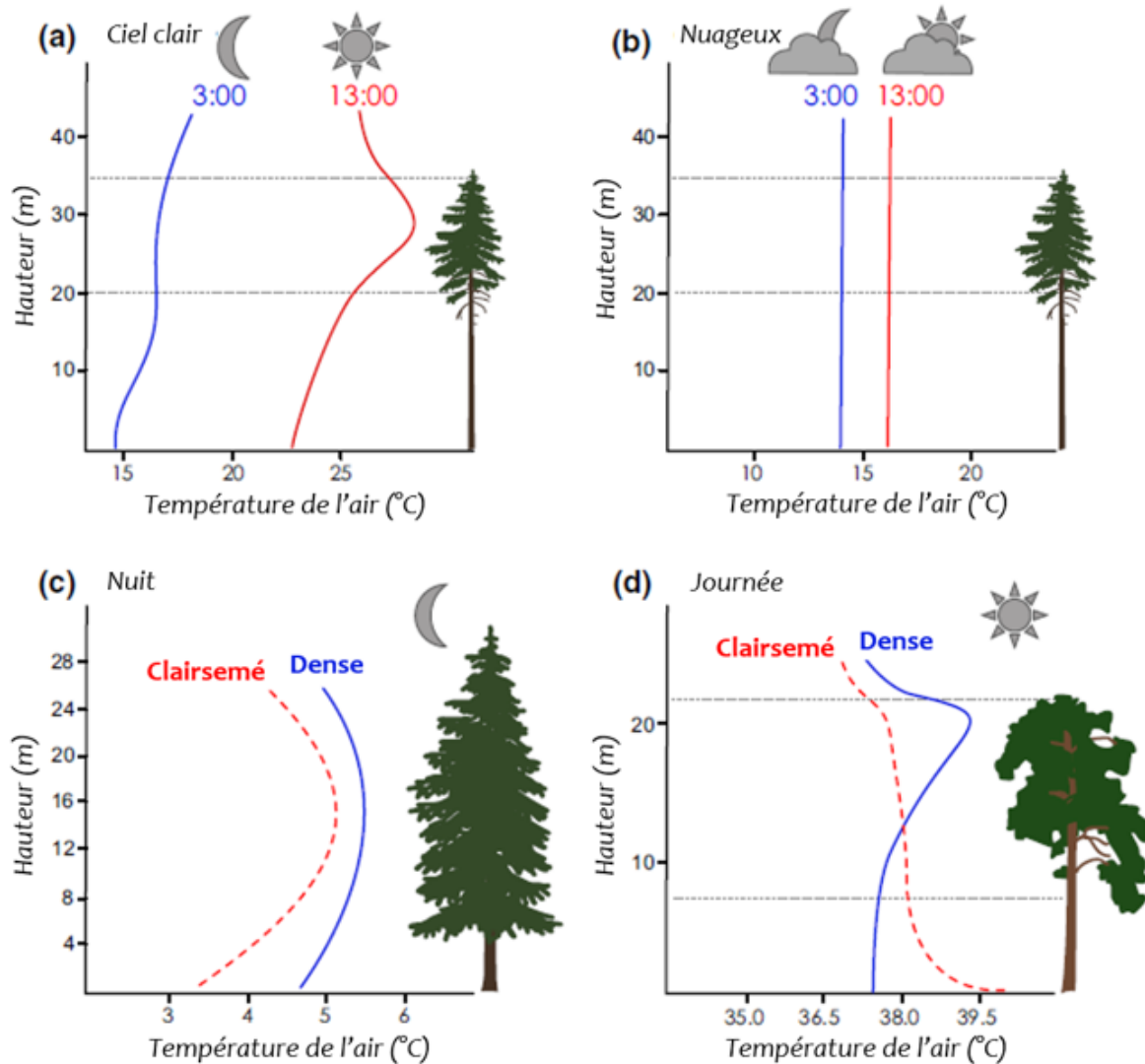


Figure 1.4 – Gradients théoriques de température à l'intérieur d'une canopée en fonction du cycle diurne et de la structure de la canopée (panneaux c et d) et en fonction des conditions météorologiques et de l'heure de la journée (panneaux a et b) (adapté de Frenne et al. (2021))

### 1.1.1.3 Enjeux liés au microclimat intra-canopée

Bien que les dynamiques spatiales et temporelles du microclimat en tant que telles soient intéressantes et sujettes à de nombreuses études, son impact sur le fonctionnement de l'écosystème forestier, sur la biodiversité et ses interactions avec le macroclimat régional intéressent également de nombreux écophysiologistes et climatologues.

## Le contrôle du fonctionnement de la forêt par le microclimat

Les dynamiques spatiales et temporelles de la température, de l'humidité et des composés à l'intérieur de la canopée jouent un rôle fondamental sur le fonctionnement des écosystèmes forestiers. Les échanges entre la végétation et l'air étant intrinsèquement liés aux différences de température, d'humidité et de concentration entre ces deux en-

tités, le microclimat particulier à l'intérieur du couvert influence fortement les pertes d'eau par transpiration, le flux de chaleur sensible et l'absorption de carbone faite par les plantes (canopée ou sous-bois) en comparaison à des conditions ouvertes. Cette influence impacte ainsi le fonctionnement de la forêt, pouvant la rendre plus résiliente au réchauffement climatique ou aux extrêmes de température. Zellweger et al. (2019) et Frenne et al. (2013) démontrent par exemple l'influence du microclimat sur la thermophilisation des écosystèmes (processus de migration des forêts adaptées aux climats frais vers des latitudes plus hautes et leur remplacement par des forêts plus adaptées aux climats chauds). En recensant les espèces présentes sur de nombreux sites en Europe et en Amérique du Nord et en déterminant la température idéale dans laquelle elles évoluent (température d'affinité), ils déterminent la densité des températures d'affinité d'une région. En effectuant le même travail sur une ou plusieurs décennies plus tard, ils déterminent si la thermophilisation a eu lieu (décalage de la courbe de densité vers des températures d'affinité plus chaudes). Ils démontrent ainsi que le taux de thermophilisation pour les espèces présentes sous des canopées denses, est plus faible que dans des conditions ouvertes (Frenne et al. (2013)). Cette implication suggère ainsi que l'impact du microclimat sur la thermophilisation des espèces végétales de sous-bois est plus importante que l'impact du climat régional.

Le microclimat impacte également des processus qui ne sont pas directement reliés aux échanges d'eau, de carbone et d'énergie entre la canopée et l'atmosphère mais qui reste intrinsèquement reliés aux écosystèmes forestiers (comme le taux de décomposition de la litière sur le sol par exemple). Ces processus vont ensuite avoir un impact sur la dynamique de l'eau, des nutriments et la thermique dans le sol, ce qui aura des influences sur la dynamique végétale de la forêt (Riutta et al. (2012); Wang et al. (2010); Chen et al. (2018); Köchy and Wilson (1997)).

## Impacts sur la biodiversité

Au delà des liens et des influences réciproques entre le microclimat et la végétation, le microclimat influence également fortement la biodiversité vivant sous la canopée. Dans un contexte de réchauffement climatique, les propriétés d'atténuation de la température permettent la création de micro-refuges dans lesquels la biodiversité peut se protéger des événements extrêmes (Ewers and Banks-Leite (2013); Arx et al. (2013); Lenoir et al. (2017); Frenne et al. (2019)). Les pressions exercées sur la biodiversité peuvent ainsi être atténuées temporairement.

Les forêts exercent et exerceront peut-être (en fonction de l'évolution des microclimats dans un contexte de réchauffement climatique) un rôle important dans la répartition des populations et des espèces animales. Une expérimentation de Fornoff et al. (2021) présente par exemple le rôle important qu'a joué la fermeture de la canopée et la stabilisation du microclimat dans le ré-établissement d'une population d'abeilles, de guêpes et de leurs ennemis naturels dans une forêt subtropicale. Quantifier l'influence de ces microclimats sur ces espèces se révèlent donc d'une grande importance de manière à améliorer les prédictions de migration des espèces (Slavich et al. (2014); Lembrechts et al. (2019); Zellweger et al. (2019)).

### 1.1.1.4 Interactions microclimat-macroclimat

Bien que définies et majoritairement étudiées comme des entités distinctes, les microclimats et le macroclimat demeurent intrinsèquement liés et influents l'un sur l'autre. Ces interactions sont malheureusement sous-étudiées et de nombreuses questions restent ouvertes.

Dans un sens, la dynamique du macroclimat influence celle du microclimat de deux manières différentes : par

son impact sur le cycle de l'eau et par son impact sur la dynamique forestière. En effet, de nombreuses études suggèrent que l'intensité de l'atténuation des températures au sein des forêts augmente avec l'augmentation des températures de l'atmosphère tant que la disponibilité en eau dans l'écosystème est soutenue. L'étude effectuée par Davis et al. (2019) sur l'atténuation des températures maximales et du VPD au sein de 3 sites forestiers américains, présente l'impact important du bilan hydrique local sur les capacités d'atténuation par évapotranspiration dans la canopée lors des saisons de croissance (des résultats similaires ont été reproduits par Zhang et al. (2020)). Bien que présentant des résultats semblables, Arx et al. (2013), présentent également l'impact de la couverture forestière sur le microclimat (pour la forêt étudiée). Cette dernière perd sa capacité d'atténuation lors de fortes périodes de sécheresse si la couverture forestière est relativement faible, suggérant, du fait des trous plus importants dans la canopée, une plus forte évaporation du sol et moins de refroidissement par évapotranspiration dans la canopée. Cette diminution de l'atténuation n'est pas remarquable pour les forêts denses pour lesquelles l'ombre fournie par la canopée réduit le stress hydrique du sol. La dernière étude proposée par Arx et al. (2013) montre également l'influence forte de la couverture végétale sur le microclimat. Connaître l'impact du réchauffement climatique régional sur les canopées des écosystèmes forestiers est une étape importante pour comprendre l'impact du réchauffement sur le microclimat. A ce titre, les études récentes sur les principaux types d'écosystèmes forestiers semblent converger vers une baisse des capacités d'atténuation des microclimats due aux impacts du réchauffement climatique sur la végétation. Dans les régions tropicales, les mesures satellites pendant les épisodes El Niño suggèrent une diminution de la couverture végétale pendant les périodes de déficit hydrique pouvant entraîner une diminution de l'atténuation (Asner et al. (2000)). De même, en région tempérées, les études récentes effectuées sur la sécheresse européenne de 2018 montrent une augmentation forte des perturbations forestières (mortalité, incendies...) lors des épisodes de sécheresse (Senf and Seidl (2021)).

L'ensemble de ces études montre ainsi le fort lien entre la dynamique du microclimat, le bilan hydrique local du sol et de la végétation ainsi que la dynamique végétale. L'impact du macroclimat sur le bilan hydrique via des périodes de sécheresse accrues ou une aridification du climat régional perturbera donc le microclimat de manière importante, en diminuant les effets du refroidissement par évapotranspiration et en diminuant la couverture végétale et les capacités d'ombrage. Les capacités d'atténuation du microclimat se retrouvent ainsi fortement diminuées. De même, ces études montrent la forte intrication entre le microclimat et la dynamique hydrique de l'écosystème, et le besoin de mieux comprendre ces interactions.

Dans l'autre sens, les potentielles rétroactions du microclimat forestier sur le macroclimat régional sont sous-étudiées. L'impact fort du microclimat sur le fonctionnement de l'écosystème forestier (voir section 1.1.1.3) influe sur les échanges d'eau, d'énergie et de carbone entre ces écosystèmes et les basses couches de l'atmosphère. D'un côté, ces échanges peuvent impacter les précipitations ainsi que la circulation atmosphérique. Du point de vue hydrique par exemple, dans leur étude sur les régions tropicales Spracklen et al. (2012) présentent que 60% des masses d'air ayant traversé une zone forestière produisent au moins deux fois plus de précipitations que les masses d'air ayant traversé une zone de basse végétation. De l'autre côté, en influençant l'absorption de carbone par la végétation, le microclimat a également un impact sur le bilan de carbone des écosystèmes forestiers. Ainsi, comme pour tout processus influençant le bilan carbone mondial, le microclimat est impliqué dans l'atténuation et l'adaptation au changement climatique.

## 1.1.2 Interactions forêt-atmosphère

Bien que certains échanges au sein même de la forêt aient été évoqués précédemment lors de la description du microclimat, de sa dynamique, de ses implications dans le fonctionnement de la forêt et de ses interactions avec le climat régional, il est important pour la suite de ce manuscrit de mieux décrire les échanges d'énergie et de matière qui se produisent au sein et au-dessus des écosystèmes forestiers.

Les échanges entre les forêts et l'atmosphère peuvent être regroupés en 3 catégories principales : les échanges d'énergie, les échanges de masse (eau, carbone, composés organiques ...) et les échanges de quantité de mouvement (liés au vent et à la turbulence ...). Les trois types d'échanges les plus étudiés sont généralement ceux présentés sur la Figure 1.5e. Ces différents échanges et les bilans associés (bilan d'énergie, d'eau, de carbone et de quantité de mouvement présentés sur la figure) sont intrinsèquement reliés entre eux et sont le résultat de nombreux processus que l'on peut regrouper sous 4 différentes classes :

- Les transferts radiatifs, qui traduisent l'absorption et la réflexion des rayonnements de courtes et grandes longueurs d'ondes en provenance du soleil et de l'atmosphère et sa réémission sous forme de rayonnement de grandes longueurs d'ondes de type corps gris ;
- Les échanges végétation-atmosphère, qui traduisent les échanges d'eau, d'énergie et de dioxyde de carbone (entre autres) entre la végétation et l'atmosphère. Une partie du rayonnement absorbé est ré-émise vers l'atmosphère sous forme de flux convectifs liés à la diffusion de chaleur (flux de chaleur sensible) et à la diffusion de l'eau (flux de chaleur latente). Ce flux d'eau est en partie contrôlé par l'évaporation des précipitations interceptées par les feuilles et par les pertes en eau des plantes par transpiration au niveau de leurs stomates. Ces stomates sont également le lieu d'échanges privilégiés du dioxyde de carbone (assimilation par photosynthèse et émission par respiration autothrophe) ;
- Les échanges sol-atmosphère, qui traduisent l'absorption, le stockage et l'émission d'énergie par le sol sous forme de flux de conduction, l'évaporation de l'eau stockée dans le sol ou l'émission de dioxyde de carbone liée à la respiration hétérotrophe ;
- Les transferts turbulents, qui correspondent au transport des composés massiques, de l'énergie et de la quantité de mouvement au sein du couvert.

Bien que tous ces flux soient essentiels pour décrire la dynamique du microclimat intra-canopée et les échanges entre les forêts et l'atmosphère, ce manuscrit s'attardera principalement sur les échanges végétation-atmosphère, dont le contrôle est décrit en section 1.1.2.1, et les transferts turbulents au sein et au-dessus de la canopée (décrits dans la section 1.1.2.2). Les transferts radiatifs seront également évoqués mais ne constituent pas le sujet principal du travail abordé.

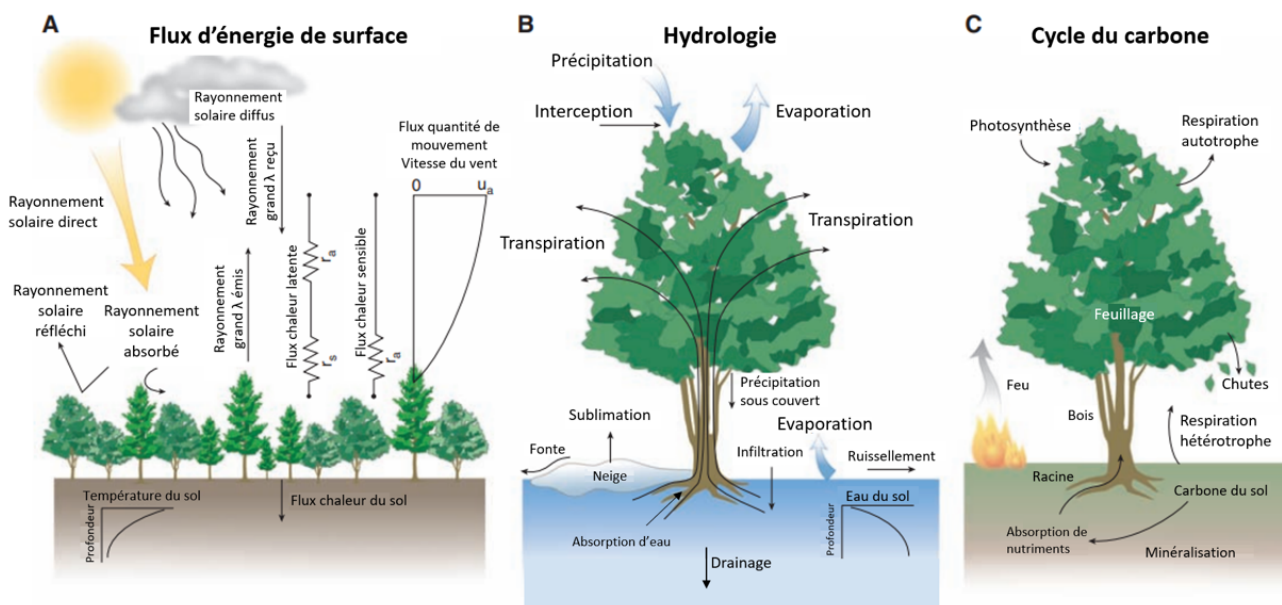


Figure 1.5 – Principaux échanges entre les forêts et l'atmosphère. Le schéma de gauche (panneau A) présente les principaux échanges énergétiques et radiatifs entre la végétation et l'atmosphère. Le schéma central (panneau B) présente les principaux échanges impliqués dans le cycle de l'eau au sein de la forêt ainsi que les principaux échanges hydriques avec l'atmosphère. Le schéma de droite (panneau C) présente les principaux flux de dioxyde de carbone au sein du couvert (adapté de Bonan (2008))

### 1.1.2.1 Contrôle des échanges feuille-atmosphère

Comme énoncé, ci-dessus, les feuilles échangent de l'eau, de l'énergie et du dioxyde de carbone avec l'atmosphère environnante. Ces échanges impactent et sont également impactés par la dynamique temporelle et spatiale du microclimat. Les gradients d'humidité, de température et de  $CO_2$  sont en partie le résultat et l'origine de la régulation de ces échanges.

La majorité des échanges d'eau et de  $CO_2$  entre la feuille et l'atmosphère prend place au cœur des stomates, petits pores généralement situés sous les feuilles et au travers desquels le  $CO_2$  est absorbé et l'eau relâchée. Une vision schématique du fonctionnement d'un stomate est proposé en figure 1.6.

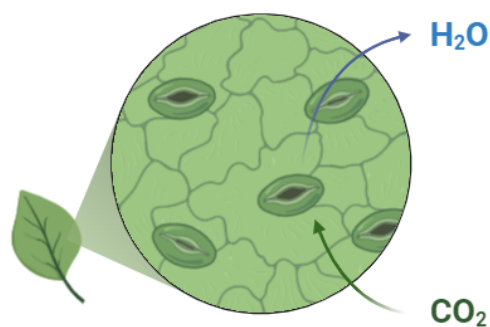


Figure 1.6 – Schéma de fonctionnement d'un stomate

L'intensité à laquelle sont échangés l'eau et le dioxyde de carbone, permettant in fine de réguler en partie la dynamique du microclimat, est le résultat du degré d'ouverture des stomates, appelé conductance stomatique. Ce degré d'ouverture répond à la fois au besoin de laisser entrer le dioxyde de carbone dans la plante pour former des chaînes carbonées mais aussi au besoin de limiter les pertes en eau de la plante. Comprendre et modéliser la conductance stomatique est, en conséquence, un enjeu important pour pouvoir représenter de manière satisfaisante le microclimat intra-canopée. La conductance stomatique est une grandeur complexe, régulée par de nombreux processus difficilement isolables. Parmi l'ensemble des régulateurs de la conductance stomatique, l'état hydrique de la plante semble être prépondérant (d'autres facteurs comme la concentration en sucres dans les feuilles ou le déficit de pression de vapeur dans l'air impactent également la conductance stomatique mais ne seront pas traités dans ce manuscrit) (Liu et al. (2020)). Du point de vue physiologique, la dynamique d'ouverture des stomates est régulée grâce à deux cellules disposées de part et d'autre du pore (appelées cellules de garde). Pour ouvrir les stomates, ces cellules absorbent de l'eau des cellules adjacentes par pression osmotique, se courbent et permettent ainsi l'ouverture de l'ostiole (le pore) (Franks et al. (1998), Buckley (2005)). L'état hydrique de la plante va donc avoir un impact important sur ce taux d'ouverture. Une plante subissant un stress hydrique présentera un déficit d'eau dans ses cellules de garde, les stomates auront plus de mal à s'ouvrir et les échanges d'eau et de  $CO_2$  avec l'atmosphère diminueront fortement.

Comme évoqué précédemment, et justifié en partie ci-dessus, le bilan hydrique dans le continuum sol-plante a donc un impact très important sur les échanges feuilles-atmosphère. L'état hydrique de la plante est régulé par la capacité d'absorption des racines. L'absorption de l'eau est effectuée dans le sol par les poils racinaires composant le rhizoderme de la plante. Le reste de la plante perdant de l'eau (notamment par transpiration au niveau des feuilles) un gradient de potentiel hydrique (représentant l'état hydrique d'un organe) est créé entre les racines et les feuilles. Ce gradient est à l'origine du transport de l'eau des racines vers la cime. Une fois l'eau absorbée par les racines, elle est transférée via le xylème jusqu'aux cellules de garde avant d'être relâchée sous forme de vapeur dans l'atmosphère. Ainsi, un déficit hydrique du sol entraîne une diminution de l'absorption d'eau par les racines de la plante. Cette diminution de l'absorption réduit l'apport d'eau au sein de la plante; cet apport décroît progressivement avec la hauteur du couvert diminuant ainsi l'eau disponible pour les cellules de garde des stomates. Cette décroissance de la conductance stomatique lors d'épisodes de stress hydrique entraîne une diminution des capacités de refroidissement des feuilles par transpiration (et une diminution de l'absorption de dioxyde de carbone) et donc l'augmentation de leurs températures et des échanges de chaleur avec l'atmosphère.

### 1.1.2.2 Transport turbulent d'énergie et de masse depuis la surface jusqu'à l'atmosphère

Quelle que soit leur nature (énergétique, massique ou de quantité de mouvement), les échanges entre les écosystèmes forestiers et l'atmosphère ne résultent pas d'une diffusion simple des quantités concernées de leur source jusqu'à l'atmosphère. La majorité du transport depuis la canopée jusqu'à l'atmosphère au-dessus est régi par des turbulences de plus ou moins grandes longueurs caractéristiques.

De par la nature de leur formation, leur temps caractéristique court et leur structure variable, les régimes turbulents au-dessus des surfaces rugueuses sont difficilement descriptibles et leur modélisation reste une question ouverte. Ainsi, dans la plupart des articles de synthèse sur le sujet (Finnigan (2000), Brunet (2020) ou Lemone et al. (2018)), la description du phénomène mélange souvent un historique de la compréhension du phénomène, des tentatives de caractérisation des turbulences et des descriptions du phénomène sur des sites spécifiques. Une théorie

uniformisée de ces phénomènes turbulents est manquante quoi que de nombreux progrès sont à noter. L'objectif de cette section est de tenter de décrire brièvement les différents régimes de turbulence qui régissent le transport de quantité de mouvement, d'énergie et de masse au sein et au-dessus des canopées. Cette description n'a ni la volonté d'être exhaustive, ni de décrire les mathématiques derrière chacun des régimes. Les approches principales seront décrites dans la section 1.2.2.

Les études sur la turbulence du début du vingtième siècle ont permis de mettre en évidence et en équations, une théorie permettant de relier la vitesse moyenne d'un fluide à la hauteur dans une zone d'interface au-dessus d'une surface rugueuse. Dans cette zone d'interaction entre le fluide et la surface, appelée couche limite, la vitesse du fluide est postulée augmenter avec le logarithme de la hauteur par rapport à la surface rugueuse. Cette théorie, relativement simple et permettant de donner des résultats efficaces, a été utilisée pour modéliser l'écoulement de l'atmosphère dans sa zone d'interaction avec les surfaces continentales en régime de stabilité atmosphérique neutre (pas de déplacement de masse d'air dû à des forces de pression). Cette approche a été proposée premièrement par Prandtl (1933) avant d'être reprise et corrigée par Paeschke (1937) qui démontra qu'à cause de la rugosité de surface, la base du profil logarithmique n'était pas la surface mais une hauteur légèrement plus élevée qu'il appela "hauteur de déplacement". Des corrections ultérieures ont été ajoutées au profil pour l'adapter à tous les régimes de stabilité atmosphérique.

En parallèle de ces développements, de premières observations de profils de vent à l'intérieur et au-dessus de la canopée, ont démontré de légères différences avec la théorie de couche limite proposée précédemment. Comme le montre la Figure 1.7, bien qu'à des hauteurs supérieures à 2-3 fois celle de la canopée, le profil de vent semble suivre le profil logarithmique de la théorie de la couche limite, en se rapprochant de la surface, le profil s'éloigne et un point d'inflexion apparaît au niveau de la canopée.

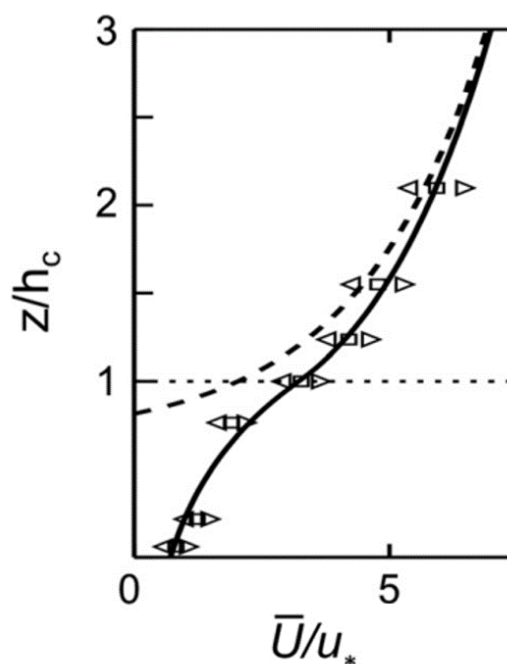


Figure 1.7 – Profil de vent théorique (représenté par la vitesse moyenne du vent  $\bar{U}$  normalisée par la vitesse de friction  $u_*$ , définie plus en détail en section 1.2.2.1) au-dessus d'une canopée de hauteur  $h_c$ . La courbe pointillée représente le profil théorique modélisé avec la théorie de couche limite. La courbe en trait plein représente la déviation de ce profil théorique grâce à une autre théorie présentée en section 1.2.2.2. Les points représentent les mesures généralement observées au-dessus et dans la canopée (Harman and Finnigan (2007))

Ce changement au-dessus de la canopée s'explique par un changement de nature du régime de turbulence. La quantification de ce changement peut s'effectuer avec une analyse par quadrants comme sur la Figure 1.8. Sur cette figure, les variations horizontales et verticales de la vitesse du vent (respectivement  $u'$  et  $w'$ ) sont représentées l'une par rapport à l'autre pour des pas de temps semi-horaires. Les quatre quadrants définis représentent 4 types de mouvement de masse d'air distincts dont les deux majoritaires et plus importants sont Q2 (une augmentation de la vitesse verticale et une diminution de la vitesse horizontale) correspondant à une "ejection" (éjection) et Q4 (variations opposées) correspondant à un "sweep" (balayage). Comme attendu, le changement de régime de turbulence est notable avec, bien au-dessus de la canopée, une contribution équivalente des "sweeps" et des "ejections", et, dans la couche d'interaction entre la canopée et l'atmosphère, davantage d'"ejections" que de "sweeps" mais des contributions des "sweeps" bien plus puissantes. Dans la canopée et juste au-dessus, la majorité du transport vertical s'effectue donc lors de la création de rafales de vent rapides se déplaçant vers le bas de la canopée. Durant ces événements, une couche de cisaillement étroite, très turbulente et contenant énormément de tourbillons à petit échelle est créée au niveau de la canopée permettant le transport de masse et d'énergie. Quoique peu fréquents, ces événements sont particulièrement efficaces puisqu'ils peuvent contribuer à 50% du flux en n'apparaissant que 10% du temps.

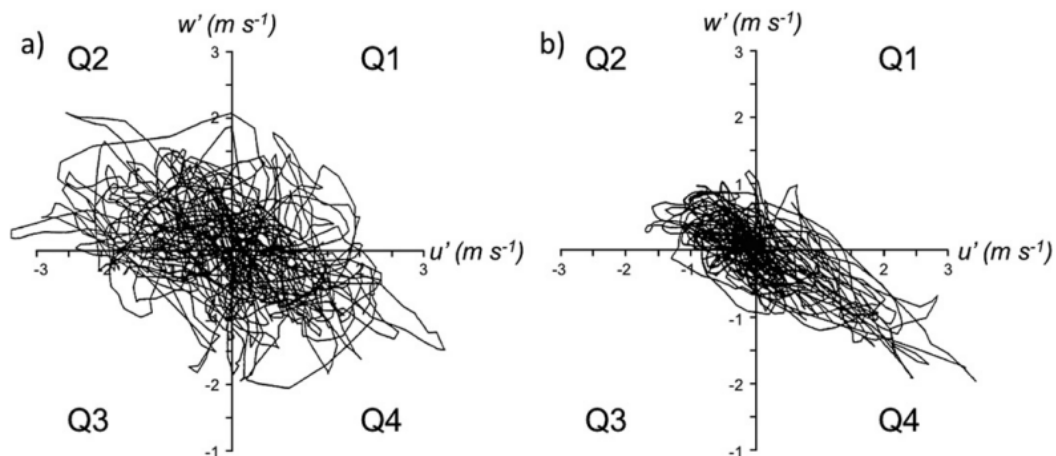


Figure 1.8 – Analyse par quadrants des régimes de turbulence au-dessus de la canopée (gauche) et à hauteur de la canopée (droite). Les quadrants sont obtenus en représentant les variations de vitesses horizontales et verticales (respectivement  $u'$  et  $w'$ ) sur un plan au pas de temps semi-horaire. Les quadrants importants étant les quadrants Q2 (pour les phases d'éjections) et Q4 pour les phases de balayage (adapté de Shaw and Patton (2003))

Ces événements de rafales de vent s'introduisant dans la canopée et y introduisant une masse d'air très turbulente sont par exemple bien représentés dans l'étude faite par Dupont et al. (2010) (Figure 1.9). Cette figure présente les résultats obtenus par simulation 3D très fine échelle ( $\Delta t = 0.0015s$ ,  $\Delta x = \Delta y = 0.15m$ ,  $\Delta z = 0.08m$ ) du flux d'air au-dessus d'un champ de culture hypothétique de hauteur  $h = 0.69m$ . On y voit les variations de très courte durée de vitesse du vent et de mouvement des plantes sur un espace allant de la surface à 3 fois la hauteur de canopée, en ordonnée, et de 0 à 20 fois la hauteur de la canopée en abscisse (de  $x = 0$  à  $x = 20h$ ). L'évènement de "sweep" est remarquable sur cette figure à l'abscisse  $x = 10h$ . A cet endroit, on voit clairement que le vent au-dessus de la canopée s'introduit fortement dans le champ, abaissant les plantes et créant une forte masse d'air très turbulente plus loin dans la canopée. Cet évènement est également visible sur l'analyse temporelle des vitesses du vent à l'abscisse  $x = 10h$ . Sur cette seconde figure, on voit bien le passage de la masse d'air très turbulente à  $t = 0$  (évènement "sweep" caractérisé par l'augmentation de la vitesse horizontale  $u$  et la diminution de la vitesse verticale  $w$ ), puis son introduction dans la canopée à  $t = 0.30s$  (retour à la normale pour les deux vitesses). Cette introduction de masse d'air très turbulente dans la canopée va augmenter sensiblement le mélange turbulent au sein de la canopée et permettre une augmentation sensible du flux vertical turbulent dans les secondes suivantes.

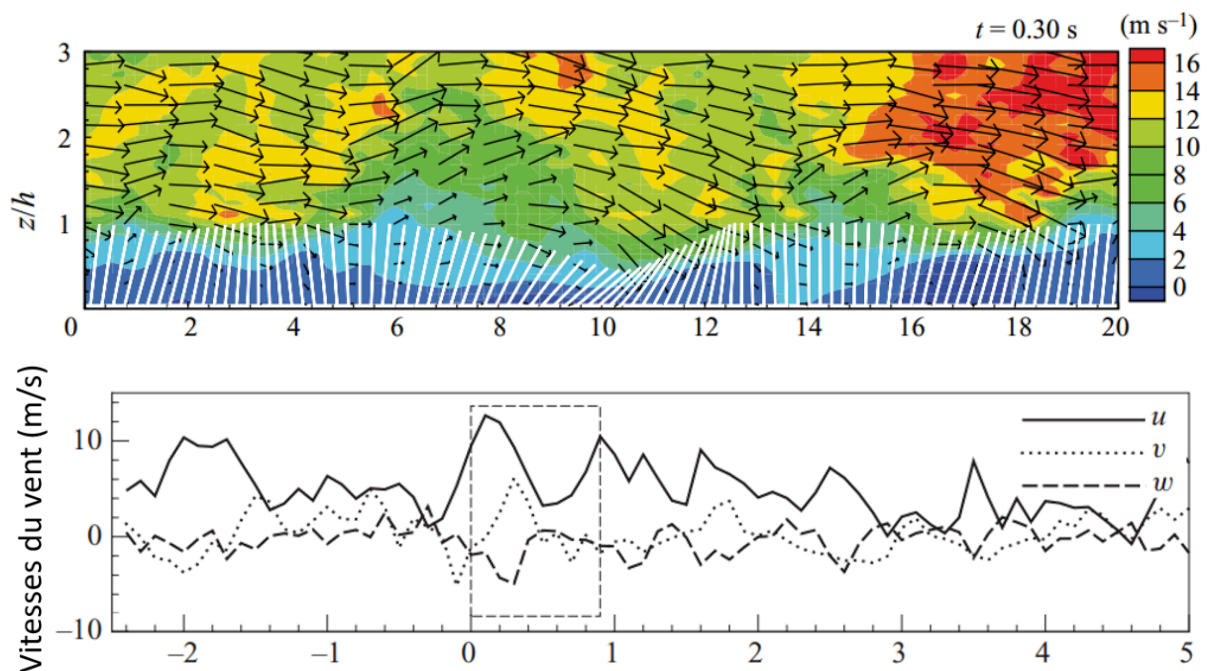


Figure 1.9 – Modélisation fine de l'écoulement au-dessus et au sein d'un champ de culture hypothétique de hauteur  $h$  et caractérisation d'un évènement de "sweep" (présentation des résultats sur une surface de hauteur  $3h$  et de largeur  $20h$ ). La figure du haut représente le déplacement de la masse d'air au-dessus de la canopée, les flèches ainsi que le fond représentant le champs de vitesse du vent. Les barres verticales représentent le déplacement de la végétation (mouvement volontairement exagéré). La figure du bas présente les changements de régime de vitesse du vent au point d'abscisse  $10h$  sur une période de  $8s$  (adapté de Dupont et al. (2010))

A l'intérieur de la canopée, l'interaction entre le vent et les éléments végétaux produit une diminution drastique de la vitesse du vent ainsi que la création de multiples tourbillons de fines échelles. La Figure 1.10 présente un état de l'art des différentes campagnes de mesures effectuées sur de nombreux types de forêts/végétation basses ou expérimentations en soufflerie (liste et détails des expérimentations à retrouver dans Raupach et al. (1996)). Cette figure est particulièrement intéressante car elle permet d'illustrer quelques unes des propriétés difficilement quantifiables des turbulences intra-canopée (une plus grande description est fournie dans l'article). Tout d'abord, comme démontré précédemment au-dessus de la canopée, la figure a) montre bien une décroissance progressive de la vitesse du vent ( $U$ , normalisée par la vitesse du vent au niveau de la canopée  $U_h$ ) à l'intérieur de la canopée pour tous les types d'expérimentations. Un point d'inflexion est présent aux alentours de  $z = h$ , synonyme d'un cisaillement (gradient de vitesse) maximal à cet endroit. La Figure b) présente le flux de quantité de mouvement ( $-\overline{u'w'}$ ) normalisé par la vitesse de friction ( $u_*$ ). L'intensité du flux diminue fortement au sein de la canopée jusqu'à atteindre une valeur quasi nulle au niveau du sol suggérant une décroissance des turbulences au sein de la canopée et une quasi absence proche du sol. Enfin, la figure c) présente le coefficient de corrélation  $r_{uw} = \overline{u'w'}/(\sigma_u\sigma_w)$ , représentant l'efficacité du transport turbulent de quantité de mouvement. Bien que la figure soit plus disparate selon les expérimentations, on voit clairement que le transport turbulent est bien plus efficace dans la zone de plus forte turbulence, en haut de la canopée.

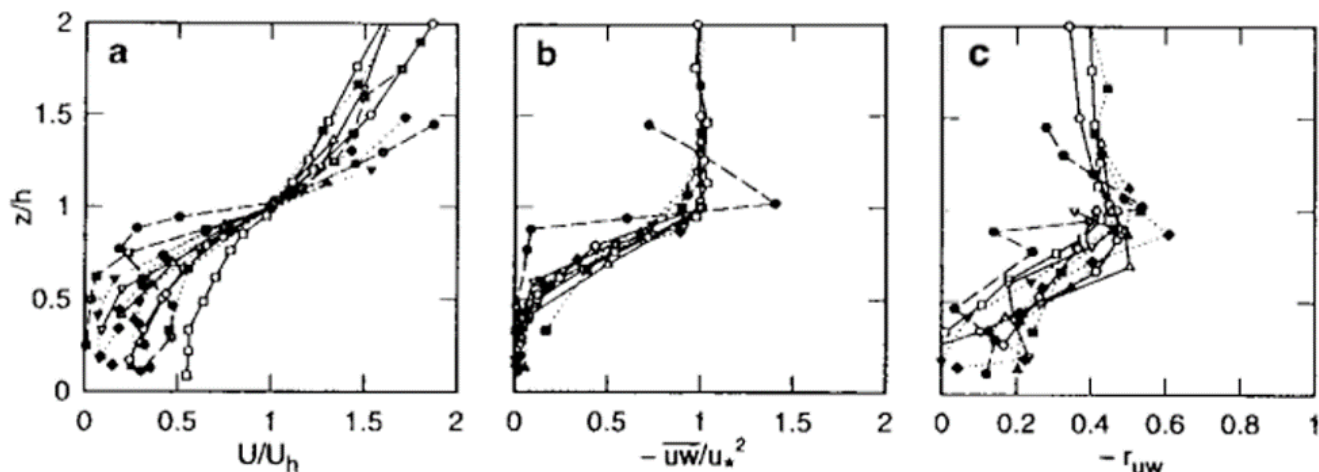


Figure 1.10 – Profils normalisés au sein de la canopée. Le panneau de gauche (a) présente le profil de vent horizontal ( $U$ ) normalisé par sa valeur en haut de la canopée ( $U_h$ ). Le panneau central (b) présente le flux vertical de quantité de mouvement ( $-\overline{u'w'}$ ) normalisé par le carré de la vitesse de friction ( $u_*^2$ ). Le panneau de droite (c) présente l'efficacité du transport turbulent de quantité de mouvement (représenté par le coefficient de corrélation  $r_{uw} = \overline{u'w'}/(\sigma_u \cdot \sigma_w)$  où  $u'$ ,  $w'$  et  $\sigma_u$  et  $\sigma_w$  représentent respectivement les fluctuations autour de la valeur moyenne et les écarts types des distributions de vitesses horizontale  $u$  et verticale  $w$ ) au sein de plusieurs types de couverts forestiers (différentes courbes) (adapté de Raupach et al. (1996))

Enfin, un dernier régime de turbulence est à noter autour des feuilles et des éléments végétaux. Tout comme les écoulements au-dessus d'une surface rugueuse, une couche limite d'interaction entre l'air et la feuille est à considérer. Cette ultime couche limite sera importante pour représenter le transport depuis les stomates jusqu'à l'atmosphère entourant les feuilles.

L'ensemble des régimes de turbulence décrit ci-dessus ont pour objectif principal d'expliquer le transport de quantité de mouvement au sein et au-dessus de la canopée. D'autres phénomènes plus complexes reliés à la turbulence intra-canopée peuvent également apparaître au sein de la canopée comme des flux à contre-gradients (flux de quantité de mouvement ou de composés dans un sens opposé au gradient de la quantité considérée) ou des effets de persistance de l'énergie et des composés proches des sources. Ces phénomènes, plus rares, sont cependant importants à prendre en compte car ils peuvent impacter fortement les gradients et le transport de quantité de mouvement, énergie et masse au sein du couvert (Brunet (2020)), Raupach (1989a)).

## 1.2 Modélisation des échanges végétation - atmosphère

La compréhension accrue des processus physiques régissant le microclimat à l'intérieur de la canopée et les échanges avec l'atmosphère ont amené les modélisateurs du climat à affiner leurs modèles et leurs représentations de l'interface végétation/atmosphère et des flux échangés. Cette section a pour objectif de dresser un rapide état de l'art des différentes manières de modéliser les bilans d'énergie des écosystèmes forestiers et le transport d'énergie, de masse et de quantité de mouvement dans le continuum canopée/atmosphère. Cet état de l'art n'a aucune

vocation à être exhaustif et permettra simplement d'introduire les principaux modèles qui seront discutés plus loin dans le manuscrit.

## 1.2.1 Représentation des échanges entre un écosystème forestier et l'atmosphère

La modélisation du bilan d'énergie d'un écosystème forestier a beaucoup évolué depuis les premiers modèles d'échanges végétation-atmosphère. Ces améliorations successives ont été justifiées par la nécessité de mieux comprendre la réponse des écosystèmes forestiers aux changements globaux pour améliorer notamment les prédictions futures (augmentation de la complexité des modèles pour éviter de potentiels biais introduits par une représentation trop simpliste). Cependant, les contraintes informatiques de certaines paramétrisations très coûteuses en temps calcul ont limité les développements de modèles de complexité élevée. Dans ce contexte, trois types de modélisations se sont imposées comme les plus utilisées par les modèles de bilan d'énergie. Ces 3 modélisations sont explicitées ci-après. Bien qu'utilisées par certains modèles très spécialisés, les modélisations de canopée 3D sont volontairement oubliées.

### 1.2.1.1 Le modèle "big-leaf"

La modélisation la plus simple et la plus utilisée dans les modèles de surface continentale (LSM) est probablement la modélisation dite de "big-leaf" ou modèle à une couche. L'idée de la modélisation "big-leaf" découle de la volonté des chercheurs de l'époque de relier leurs observations des flux au-dessus des canopées à leurs connaissances sur la physiologie des plantes et les échanges entre les feuilles et l'air environnant Bonan et al. (2021)). Les premiers modèles d'échanges végétation/atmosphère considèrent ainsi les forêts comme des volumes homogènes, sans structure verticale, qu'ils représentent comme une structure d'épaisseur infinitésimale interagissant avec l'atmosphère. Les échanges entre cette structure infinitésimale et les basses couches de l'atmosphère sont représentés par deux résistances en série : une résistance physiologique (représentant le transfert entre la plante et l'air environnant) et une résistance aérodynamique (représentant le transfert depuis l'air environnant jusqu'aux basses couches de l'atmosphère) (Raupach (1988)). Le processus de développement du schéma "big-leaf" est résumé sur la Figure 1.11.

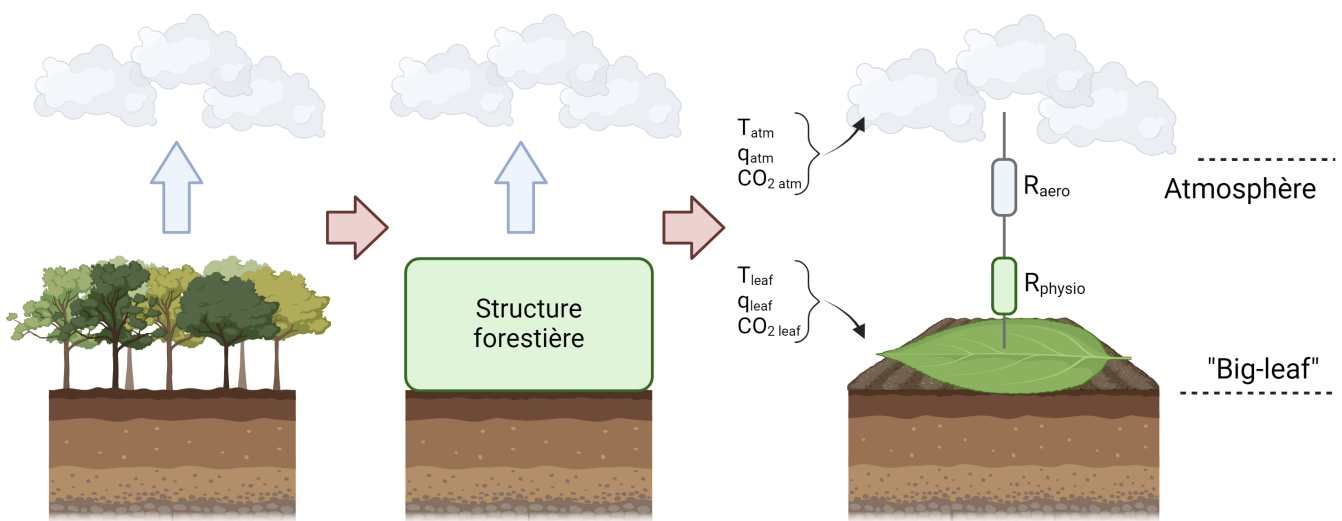


Figure 1.11 – Principe du modèle "big-leaf". La forêt est tout d'abord considérée comme une structure homogène sans complexité verticale (passage du panneau de gauche au panneau central). Puis, cette structure homogène est considérée comme une surface d'épaisseur infinitésimale échangeant avec l'atmosphère (passage du panneau central au panneau de droite). Les principes d'échanges entre les feuilles et l'atmosphère sont appliqués à cette surface infinitésimale si bien que cette surface peut être considérée comme une grande feuille ("big leaf") échangeant avec l'atmosphère (panneau de droite)

L'avantage de la relative simplicité des modèles de type "big-leaf" est qu'il suffit de contraindre et d'étalonner les résistances appliquées aux flux pour pouvoir améliorer leurs représentations. Selon les flux modélisés, les résistances appliquées seront différentes. Pour le flux de chaleur latente, les deux résistances principales sont celles appliquées entre les stomates et l'atmosphère. La résistance "physiologique" correspond dans ce cas à la résistance stomatique (traduisant le degré de fermeture des stomates). Elle est, la plupart du temps, calculée de manière semi-empirique comme fonction du flux de carbone, de la concentration de  $CO_2$  dans la feuille, de la demande atmosphérique en eau et du stress hydrique du sol. La résistance aérodynamique est quant à elle, calculée en fonction de la stabilité atmosphérique et du coefficient de traînée de la surface dont le calcul dépend des propriétés de rugosité de la surface. Des résistances complémentaires peuvent également être introduites pour représenter d'autres flux émanant de la surface (évaporation du sol nu par exemple ...). La représentation résultante de ces flux parallèles peut être schématisée, dans un cas simplifié de transfert d'eau, comme sur la Figure 1.12.

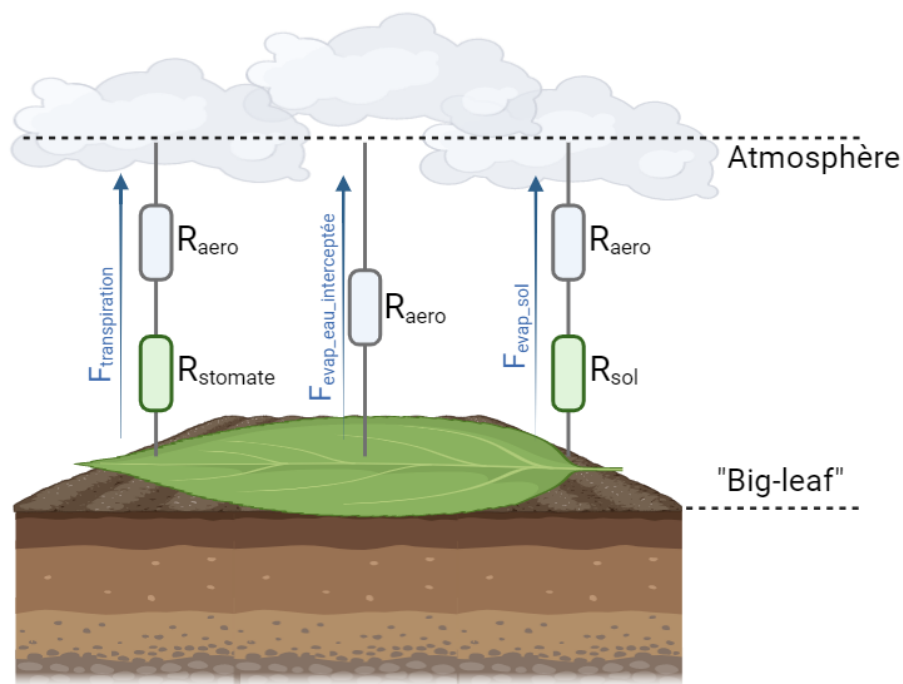


Figure 1.12 – Adaptation d'un schéma "big-leaf" aux transferts d'eau généraux entre les surfaces continentales et l'atmosphère. Les différents flux d'eau (autres que la transpiration) sont considérés émaner parallèlement au flux de transpiration depuis la surface infinitésimale.

L'avantage principal d'un modèle de type "big-leaf" est son efficacité. En plus de résultats satisfaisants pour la reproduction et l'estimation des flux d'eau, d'énergie et de carbone sous diverses conditions environnementales, ces modèles sont résolus avec une très grande rapidité. Cette propriété est particulièrement intéressante pour les modèles de grande échelle comme les modèles de surface continentale. Ceci explique la prédominance de cette représentation dans ce type de modèle. Par exemple, le modèle ORCHIDEE développé par l'IPSL, utilisé dans le cadre de cette thèse et décrit dans le chapitre 2, tout comme le modèle ISBA, dans sa configuration standard, développé au CNRM utilise cette représentation (Decharme et al. (2019)), ou le modèle JULES développé au Royaume-Uni (Best et al. (2011)). De plus, la plupart des modèles de surface continentale plus complexes, et présentés ci-après, ont conservé une représentation "big-leaf" parmi leurs configurations.

### 1.2.1.2 Les modèles 2-sources

Au delà de la simplification forte entraînée par le modèle conceptuel "big-leaf", le principal inconvénient, lorsqu'il est implémenté tel quel dans un modèle de surface continentale, est que sa résolution mélange plusieurs processus qui ne sont pas forcément reliés aux échanges végétation/atmosphère. Dans ce type de modélisation, tous les différents types de surfaces sont représentés, généralement sous forme de types fonctionnels de plantes (PFT), de sol nu et d'autres types de surface (villes, lacs, glaciers...). Si les autres types de surface sont généralement traités séparément, le sol nu et les surfaces végétales sont souvent traitées comme une unique entité, modélisée via une représentation "big-leaf". Cette simplification entraîne des biais importants. La température de surface calculée par le bilan "big-leaf" représentant à la fois la température du sol et la température de la canopée, chacune de ces

deux températures peut être biaisée par la simplicité du schéma. L'ensemble des processus dépendant de ces deux températures (thermique du sol, photosynthèse entre autres, ...) peuvent donc être fortement impactés.

Une première solution (partielle) à ce problème est de représenter l'ensemble sol/canopée comme deux sources d'énergie (et de transfert d'eau et de  $CO_2$ ) distinctes. Le bilan associé à la végétation suit un bilan de type "big-leaf" comme présenté précédemment mais il s'effectue entre la canopée et un niveau intermédiaire représentant l'air au sein de la canopée. De même le bilan du sol s'effectue entre le sol et l'air dans la canopée. Chaque entité reçoit et émet une certaine quantité de rayonnement déterminée par un modèle de transferts radiatifs simplifié. Ensuite, le transport aérodynamique jusqu'à l'atmosphère s'effectue depuis l'air dans la canopée jusqu'aux basses couches de l'atmosphère. Le fonctionnement d'un tel modèle peut être représenté comme sur la Figure 1.13.

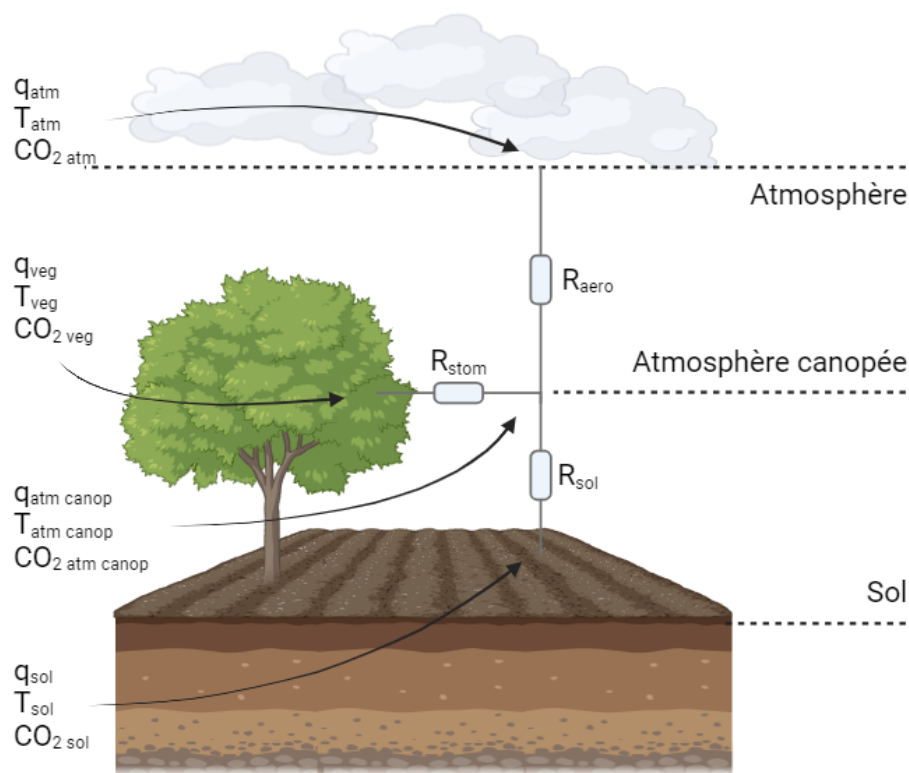


Figure 1.13 – Schéma de fonctionnement d'un modèle deux sources. Les entités végétation et sol sont distinguées et interagissent directement avec une couche atmosphérique intra-canopée. Cette dernière assure les transferts avec les basses couches de l'atmosphère.

Ce type de représentation est relativement efficace (en termes de temps de calcul et de qualité de résultats) pour modéliser les bilans de tous types de forêts (denses à éparées) (Watanabe (1994)). Également relativement peu coûteux en temps calcul, il est par conséquent souvent utilisé dans les modèles de surface continentale. A titre d'exemples, citons, le modèle ISBA qui l'intègre dans la plateforme SURFEX (Boone et al. (2017)), le modèle CLM5 qui l'utilise pour représenter les bilans des couverts végétaux dans sa version standard (Lawrence et al. (2019)), et le modèle japonais MATSIRO qui l'utilise également (bien que d'autres configurations soient possibles) (Yokohata et al. (2020)).

### 1.2.1.3 Les modèles multi-couches

Bien que rapides et fiables pour représenter les échanges végétation/atmosphère, les modèles deux sources pêchent dans les possibilités d'étude qu'ils offrent. En effet, comparativement aux modèles "big-leaf", les modèles deux sources permettent de représenter une température de l'air au sein du couvert ainsi qu'une température de sol et une de végétation. Cependant, ils ne peuvent pas être utilisés pour étudier précisément le microclimat à l'intérieur de la canopée. Pour y arriver, la complexité du modèle doit augmenter sensiblement via l'utilisation de modèles de canopée multi-couches.

Tout comme les modèles 2 couches et contrairement aux modèles "big-leaf", les modèles de canopée multi-couches ne traitent plus la canopée comme une entité homogène verticalement. Cependant, contrairement aux modèles 2 couches, les modèles multi-couches représentent explicitement l'ensemble de la structure verticale de la canopée. L'ensemble de la canopée est divisé en un nombre fini de couches au sein desquelles les échanges feuilles/atmosphère sont résolus. La structure de la végétation étant prise en compte, il faut également prendre en compte son impact sur d'autres processus impliqués dans le bilan d'énergie. Les modèles de canopée multi-couches demandent donc, en plus d'un nombre de calculs accru de bilans feuille/atmosphère, d'être couplé à des modèles de transferts radiatifs au sein de la canopée résolus à des discrétisations verticales plus précises que dans les modèles 2 couches. Ces modèles permettent de calculer l'absorption et la réflexion des rayonnements de courtes et de grandes longueurs d'ondes dans chacune des couches de canopée. Enfin, les échanges feuilles/atmosphère s'effectuant maintenant entre les feuilles et l'air intra-canopée de la couche considérée, un modèle de transfert turbulent permettant de représenter le transport de la vapeur d'eau, de l'énergie et des autres composés au sein de l'air de la canopée est également à introduire. Une fois chacun de ces processus implémentés, une première représentation du microclimat intra-canopée est envisageable. Le fonctionnement des modèles de canopée multi-couches est résumé sur la Figure 1.14. Notons que, comme pour les modèles 2 couches, divers niveaux de complexité sont possibles avec, par exemple, la séparation du bilan d'énergie de chaque couche entre les feuilles à l'ombre (qui ne reçoivent que du rayonnement courtes longueurs d'ondes diffus) et les feuilles au soleil (qui reçoivent, en plus, du rayonnement direct), la prise en compte de l'impact des branches et du couvert sous-bois dans les échanges d'énergie et le transfert turbulent, etc.

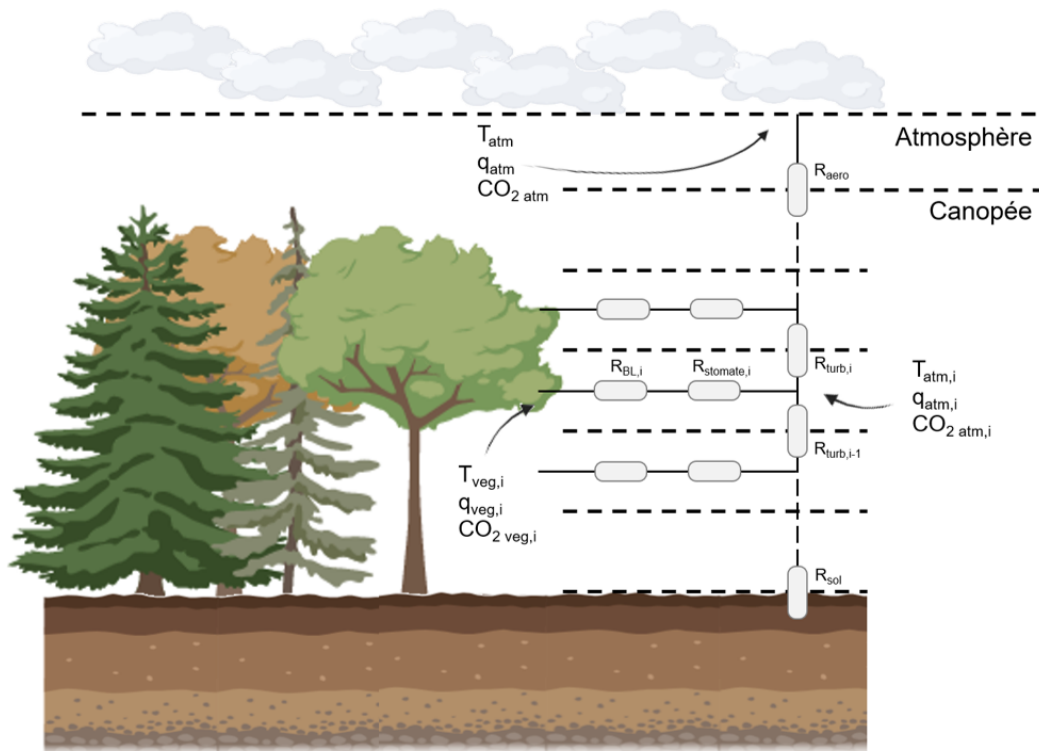


Figure 1.14 – Schéma représentatif d'un modèle de canopée multi-couches. La canopée est discrétisée en un nombre de couche précis dans lesquelles les bilans radiatifs et énergétiques des feuilles sont calculés. Un modèle de transport turbulent entre couches permet de représenter le transport de l'énergie dans le couvert jusqu'à l'atmosphère.

La complexité accrue des modèles de canopée multi-couches, rend leur utilisation assez coûteuse en temps calcul. Ces modèles sont donc encore très peu utilisés dans les modèles globaux de surface continentale. Leur utilisation se limite majoritairement à des modèles d'écosystèmes spécifiques comme le modèle MuSICA (Ogée et al. (2003)), utilisé uniquement à l'échelle d'un site (modélisation d'un écosystème forestier) mais applicable à différents types d'écosystèmes sans changer sensiblement la paramétrisation (par opposition à certains modèles de canopée 3D comme le modèle MAESTRA (Charbonnier et al. (2013)) qui nécessitent une caractérisation complète de la canopée considérée - comme par exemple l'emplacement des arbres). Cependant, malgré le coût de calcul important de cette approche multi-couches, certains modèles globaux de surfaces continentales ont fait des premiers pas vers l'implémentation de ces approches. A notre connaissance, les deux principaux modèles ayant réalisé ce type sont le modèle ORCHIDEE dans sa branche ORCHIDEE-CAN (Ryder et al. (2016)) et le modèle CLM4.5 dans sa branche CLM-ml (Bonan et al. (2018)). Ces deux modèles ne sont malheureusement, pour le moment, utilisés que pour des simulations locales, sur un seul écosystème forestier. Cette limitation actuelle est due principalement à trois difficultés liées à l'intégration d'un modèle de canopée multi-couches dans un modèle de climat : la complexité de son couplage au reste du modèle, la très forte augmentation des temps de simulation et également la nécessité de résoudre ce modèle multi-couches de manière indépendante pour chaque type d'écosystème. En effet, et ce point sera discuté plus spécifiquement en Section 1.2.3, l'hypothèse d'une structure forestière homogène dans les modèles de type "big-leaf" permet de justifier, comme le font certains modèles, leurs résolutions sur une couverture végétale effective correspondant à la moyenne de tous les types de végétation présents sur une grille de résolution. Les modèles de canopée multi-couches, cherchant à représenter le microclimat à l'intérieur d'une couverture végétale inhomogène verticalement, ne sont pas adaptés à une utilisation sur une couverture végétale effective moyennée. En effet, la

complexité de l'ensemble du modèle serait augmentée drastiquement mais la représentation résultante resterait très grossière dans le cas d'une "canopée moyenne" entre une forêt et des végétations basses par exemple. Ainsi, l'introduction d'un modèle de canopée multi-couches nécessite souvent l'introduction d'une discrétisation horizontale des bilans d'eau et d'énergie pour que le modèle de canopée soit résolu à l'échelle d'un seul type de végétation plutôt qu'à l'échelle d'une maille incluant plusieurs types.

## 1.2.2 Représentation du transport vertical d'énergie, de masse et de quantité de mouvement

Comme décrit précédemment, un des processus les plus importants dans la régulation des échanges entre la végétation et l'atmosphère est le transport de l'énergie, de composés et de la quantité de mouvement depuis la végétation jusque dans les basses couches de l'atmosphère. Peu importe le paradigme de modélisation choisi parmi ceux proposés en section 1.2.1, cette opération de transport reste un point central des modèles du fonctionnement des écosystèmes terrestres. La description des processus effectuée en section 1.1.2.2 permet de diviser le transport en 3 régimes distincts : l'intérieur de la canopée, très haut au-dessus de la canopée et à l'intersection entre ces deux entités. Ces 3 régimes distincts justifient la construction théorique de 3 couches d'atmosphère distinctes qui seront traitées différemment :

- La sous-couche inertielle, correspondant aux basses couches de l'atmosphère, à partir d'une hauteur supérieure à 2-3 fois la hauteur de la canopée;
- La sous-couche rugueuse, la zone d'intersection entre la canopée et la sous-couche inertielle;
- La zone intra-canopée

Les principales théories permettant de décrire ces 3 couches sont décrites ci-après. De nouveau, cette section n'a pas vocation à décrire exhaustivement l'ensemble des modélisations possibles mais plutôt de décrire les types principaux de modélisation qui seront utilisés plus loin dans ce manuscrit. De même, la modélisation du transport en 3 couches distinctes ne fait pas l'unanimité et d'autres types de représentation existent. Ils ne seront pas décrits ici.

### 1.2.2.1 Sous-couche inertielle

La couche atmosphérique décrite comme sous-couche inertielle représente la zone d'atmosphère à grande distance de la canopée dans laquelle la vitesse moyenne du vent décroît de façon logarithmique en s'approchant de la surface comme dans la théorie de la couche limite. Comme expliqué dans la section 1.1.2.2, cette décroissance logarithmique est cependant dépendante des conditions de stabilité atmosphérique. En effet, en fonction de l'intensité des forces de pression au-dessus de la canopée, les mouvements liés à ces dernières peuvent amplifier ou diminuer drastiquement les échanges verticaux de quantité de mouvement.

Pour quantifier l'intensité de ces forces de pression, Obukhov (1971) (article initial en 1946) a introduit une variable dimensionnellement équivalente à une longueur, appelée initialement longueur d'Obukhov et désormais longueur de Monin-Obukhov. Cette longueur, qui suit l'équation (1.1), représente l'altitude à laquelle l'énergie cinétique produite par les forces de pression (flottabilité) est égale à celle produite par le cisaillement du vent (turbulences "classiques").

$$L = -\frac{u_*^3 \bar{\theta}_v}{\kappa \cdot g \cdot \left(\frac{H}{\rho \cdot c_p}\right)} \quad (1.1)$$

Où  $u_* = \sqrt{\tau(h)/\rho}$  est la vitesse de frottement ( $m/s$ ) (avec  $\tau(h)$  la contrainte de cisaillement au niveau de la canopée ( $kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-2}$ ) et  $\rho$  la densité de l'air ( $kg/m^3$ )),  $\theta_v$  est la température potentielle virtuelle de l'air (en  $K$ ,  $\theta_v = T \cdot \left(\frac{P_{std}}{P}\right)^{(R_a/c_p)}$  où  $T$  est la température ( $K$ ),  $P_{std} = 1000 \text{ hPa}$ ,  $P$  est la pression atmosphérique ( $hPa$ ),  $R_a = \frac{R}{M_a}$  avec  $R$ , la constante des gaz parfaits universelles ( $R = 8.314 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ) et  $M_a$  est la masse molaire moléculaire de l'air ( $kg/mol$ ) et  $c_p$  est la capacité calorifique massique de l'air ( $J \cdot K^{-1} \cdot kg^{-1}$ )),  $\kappa$  est la constante de von Karman ( $-$ ),  $g$  l'intensité de la pesanteur ( $m/s^2$ ),  $c_p$  est sa capacité calorifique thermique ( $m^2 \cdot s^{-2} \cdot K^{-1}$ ) et  $H$  est le flux de chaleur sensible émanant de la surface ( $W/m^2$ ).

La suite de l'étude proposée par Alexander Obukhov avec l'aide d'Andrei Monin dans leur article Monin and Obukhov (1954) a, contrairement à plusieurs autres théories développées au milieu du XXe siècle, réussi à regrouper l'ensemble des observations essentielles de l'époque : la décroissance logarithmique du profil de vent (Prandtl (1933)), la hauteur de déplacement ( $d$  en  $m$ ) intégrée par Paeschke (1937), et la longueur de Monin-Obukhov.

L'objectif de la théorie développée par Monin and Obukhov (1954), aussi appelée théorie de la similitude de Monin-Obukhov, ou simplement MOST, est de généraliser les relations sur les profils moyens de vent et de température à des atmosphères non neutres. La théorie est basée sur une analyse dimensionnelle et sur le théorème de Vaschy-Buckingham (théorème énonçant que pour un groupe de  $n$  variables ( $x_1, \dots, x_n$ ) dont les  $p$  premières sont d'unités fondamentales et les  $n - p$  dernières d'unités dérivées des  $p$  premières, s'il existe une relation entre ces  $n$  variables, cette relation peut se réduire à une relation sur  $n - p$  variables adimensionnées ( $y_1, \dots, y_{n-p}$ ) dont les expressions seraient fonction des  $n$  variables initiales (ex :  $y_i = A \cdot x_1^{\alpha_1} \cdot x_2^{\alpha_2} \dots x_n^{\alpha_n}$  ou  $A$  et les  $\alpha_i$  sont des constantes)). De ce théorème, Monin and Obukhov (1954) relient les profils de vent et de température adimensionnés à des fonctions de la hauteur et à la longueur d'Obukhov (ici notée  $L$ ) comme dans les équations (1.2) & (1.3).

$$\frac{\kappa \cdot z}{u_*} \cdot \frac{\partial u}{\partial z} = \phi_M \left( \frac{z-d}{L} \right) \quad (1.2)$$

$$\frac{\kappa \cdot z}{T_*} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} = \phi_H \left( \frac{z-d}{L} \right) \quad (1.3)$$

Où  $T_* = \frac{H}{\rho \cdot c_p \cdot u_*}$  représente la "température dynamique",  $\phi_M$  et  $\phi_H$  sont les fonctions de profils de vent et de température dépendant du paramètre de stabilité  $(z-d)/L$  où  $d$  est la hauteur de déplacement.

L'enjeu de la MOST est de déterminer la forme des fonctions de profils. Cette forme n'est pas explicitée dans l'étude originelle et devrait être déterminée par des mesures sur site. Certaines propriétés peuvent cependant être déterminées (Hogstrom (1996)) :

- En conditions atmosphériques neutres, lorsque les effets de la turbulence sont supérieures aux effets des forces de pression (flottabilité),  $(z-d)/L$  est proche de zéro, la valeur des fonctions doit donc être constante;
- En conditions atmosphériques fortement instables, les effets de flottabilité sont généralement plus forts que ceux de la turbulence et le mouvement des masses d'air s'effectue de la canopée vers l'atmosphère. Ce phénomène se traduit par une nécessaire diminution de l'impact de  $u_*$  dans les équations. Les fonctions de profils doivent donc être exprimées comme des fonctions puissance de  $(z-d)/L$  avec un exposant d'au moins  $-1/3$  pour réduire l'importance de  $u_*$  dans la longueur de Monin-Obukhov;
- En conditions stables, lorsque les effets de flottabilité sont également supérieures à ceux de la turbulence

mais que le mouvement de la masse d'air est dirigé vers la canopée, la prédiction classique est que la hauteur n'est plus importante pour des grandes valeurs de  $(z-d)/L$ . Les fonctions sont donc généralement exprimées comme fonctions linéaires de  $(z-d)/L$ .

Enfin, les relations de la MOST peuvent aisément s'exprimer sous la forme d'équations de diffusion dont les coefficients de diffusion associés (appelés coefficients de diffusion par tourbillons ou coefficients de diffusion turbulente) peuvent s'exprimer, dans le cas de la diffusion de chaleur ( $K_H$ ) et de quantité de mouvement ( $K_M$ ) comme dans les équations (1.4) & (1.5).

$$K_M = \frac{\kappa \cdot z \cdot u_*}{\phi_M\left(\frac{z-d}{L}\right)} \quad (1.4)$$

$$K_H = \frac{\kappa \cdot z \cdot u_*}{\phi_H\left(\frac{z-d}{L}\right)} \quad (1.5)$$

### 1.2.2.2 Sous-couche rugueuse

La théorie de similitude de Monin-Obukhov a été développée en supposant un écoulement au-dessus d'une surface hypothétique rugueuse et plane. Dans la réalité, nous avons montré qu'à l'interface avec des canopées forestières, cette théorie ne s'applique plus et la décroissance logarithmique proposée par la MOST n'est plus observable. Dans cette zone, appelée sous-couche rugueuse (ou RSL), la nature des turbulences est différente et plus efficace, de plus faibles gradients de température ou de composés pouvant engendrer des flux plus importants. Appliquée telle quelle sur des gradients observés sur site, la MOST sous-estime les flux résultants (Brunet (2020)).

De manière à surpasser ce problème, des modifications ont été effectuées sur la MOST. Ces modifications du profil de vent et de température dans la RSL prennent souvent la forme d'une fonction de correction additionnelle ( $\varphi_M$  pour la quantité de mouvement et  $\varphi_H$  pour la chaleur) appliquée aux équations de profils verticaux comme sur les équations (1.6) & (1.7).

$$\frac{\kappa \cdot z}{u_*} \cdot \frac{\partial u}{\partial z} = \phi_M\left(\frac{z-d}{L}\right) \cdot \varphi_M\left(\frac{z-d}{z_*}\right) \quad (1.6)$$

$$\frac{\kappa \cdot z}{T_*} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} = \phi_H\left(\frac{z-d}{L}\right) \cdot \varphi_H\left(\frac{z-d}{z_*}\right) \quad (1.7)$$

Les fonctions de correction  $\varphi_M$  et  $\varphi_H$  découlant de la description de la sous-couche rugueuse, elles sont définies à partir de la hauteur de cette dernière,  $z_*$ , plutôt que par rapport à la longueur de Monin-Obukhov. Cette hauteur n'étant pas définie par une équation comme celle de Monin-Obukhov, sa valeur et ses variations sont soumises à débat. Ainsi, elle peut être définie comme fonction de la hauteur de la canopée (2 à 3 fois la hauteur), comme fonction de la hauteur de rugosité  $z_0$  (Bosveld (1997)), ou comme fonction de l'échelle de la longueur du cisaillement (Verhoef et al. (1997), Kobayashi and Hiyama (2011)). La nature des fonctions est également sujette à discussion, plusieurs formes d'équations pouvant être proposées, de fonctions exponentielles (de Ridder (2010), Garratt (1980)) à des fonctions puissances (Cellier and Brunet (1992)). Généralement, l'ensemble de ces équations respectent la condition  $\varphi(1) = 1$ , permettant à la MOST de s'appliquer librement au-dessus de la sous-couche rugueuse.

### 1.2.2.3 Transport intra-canopée

Comme pour le transport au-dessus de la canopée, la modélisation du transport à l'intérieur de la canopée a premièrement été décrite de manière simple avec des formulations reliant les gradients verticaux de scalaires aux flux associés. Cependant, de la même manière que les observations effectuées au-dessus de la canopée ont montré que les effets de stabilité atmosphérique devaient être pris en compte dans la sous-couche inertielle et que le transport était différent dans la sous-couche rugueuse, des observations ont montré que les formulations flux/gradient sont insuffisantes pour représenter le transport intra-canopée. En effet, comme mentionné rapidement en section 1.1.2.2, des phénomènes de turbulence plus complexes peuvent provoquer des flux à contre-gradients et des effets de persistance autour des sources qui ne sont pas modélisables avec une simple relation reliant le gradient de la quantité considérée entre deux couches au flux associé.

Les premières modifications de ces modèles de diffusion visent donc à corriger ces théories sans en changer le fondement, de manière à préserver leur simplicité. De manière à modéliser les contre-gradients et les régimes de flux particulier, il est décidé de faire communiquer les couches avec leurs couches adjacentes ainsi que les autres couches et de faire en sorte que le modèle représente des flux plus intenses dans des régions de la canopée où les gradients sont relativement faibles ou de représenter des flux allant dans le sens opposé aux gradients atmosphériques (*Brunet (2020)*). Bien que simples et capables de répondre aux attentes des modélisateurs, ces modèles corrigés sont cependant peu à peu abandonnés en raison de leur apparent manque de fondement physique.

D'autres modèles plus complexes ont tenté de répondre à ce manque de fondement physique en repartant des équations de Navier-Stokes. En appliquant la moyenne de Reynolds (méthode statistique utilisée en physique de la turbulence permettant de diviser une grandeur physique en sa moyenne statistique et ses fluctuations autour de la moyenne) aux équations de Navier-Stokes, un terme de corrélation de turbulence apparaît. Ce tenseur d'ordre 2 appelé tenseur de Reynolds et pouvant être interprété comme un tenseur de contraintes turbulentes doit être déterminé pour continuer la résolution des équations. Cependant, exprimer ce tenseur en utilisant les opérateurs précédents va faire apparaître des moments d'ordre supérieur et l'opération se répète. Plusieurs méthodes pour tenter de résoudre ce problème de fermeture ont été proposées. La première développée pour les canopées, est proposée par Wilson and Shaw (1977) et consiste en une fermeture à l'ordre deux, en exprimant le tenseur de contraintes grâce aux moments d'ordre 2 uniquement (fermeture la plus simple après les relations flux/gradient). Cette première théorie a permis de créer une nouvelle catégorie de modèles, les modèles RANS, pour modèles "Reynolds Averaged Navier-Stokes". Ces modèles de fermeture du second ordre suivent tous le même principe et ne diffèrent principalement que par les hypothèses qui permettent la fermeture. Parmi ceux-ci, on peut citer par exemple le modèle de Massman and Weil (1999) qui sera mentionné plus loin dans le manuscrit, qui utilise les résultats de Wilson and Shaw (1977) et qui, grâce à des hypothèses précises de fermeture, en donne une solution analytique. Bien qu'intéressantes, les fermetures d'ordre supérieur ne permettent pas d'augmenter sensiblement la prédiction des moments d'ordre 2. Elles ont été d'ailleurs délaissées à cause de leur coût excessif en temps calcul.

Tous les modèles de diffusion présentés précédemment reposent sur un même formalisme, l'approche eulérienne qui consiste à décrire le champ de vitesse en chaque point d'un écoulement de fluide (l'objectif est la caractérisation du champ de vitesse  $V(M, t)$  en tout point  $M$  de l'espace). Le second formalisme permettant de caractériser un écoulement est le formalisme lagrangien. Dans ce dernier, le champ de vitesse n'est pas décrit mais le mouvement des particules du fluide le long de leur trajectoire est explicité (on cherche ici à caractériser la position  $M(M_0, t)$  d'une particule du fluide relâchée de sa position initiale  $M_0$ ). Ainsi, en parallèle du développement des modèles eulériens présentés précédemment, des approches lagrangiennes ont été développées pour caractériser le transport

de composés dans la canopée. Ces modèles représentent la canopée comme un ensemble de sources émettant des particules qui sont transportées par turbulence au sein de la canopée. La résultante de l'ensemble de ces sources (notées  $S(\mathbf{x}_0, t_0)$ ) et du mouvement des particules qu'elles émettent (caractérisé par la densité de probabilité de transition  $P(\mathbf{x}, t|\mathbf{x}_0, t_0)$  qu'une particule en  $(\mathbf{x}_0, t_0)$  arrive en  $(\mathbf{x}, t)$ ) est la concentration moyenne en tout point de l'espace considéré  $C(\mathbf{x}, t)$ , calculée selon l'équation (1.8).

$$C(\mathbf{x}, t) = \iiint S(\mathbf{x}_0, t_0) \cdot P(\mathbf{x}, t|\mathbf{x}_0, t_0) dx dt \quad (1.8)$$

L'objectif principal des théories basées sur le formalisme Lagrangien est la caractérisation de la densité de probabilité de ces transitions. L'approche traditionnelle pour résoudre cette densité de probabilité a été développée par Taylor (1922) pour résoudre le transport d'un nuage d'encre dans de l'eau. Cette étude a permis de démontrer que la dispersion d'une particule fluide dans un champ de turbulence homogène présente deux régimes de transport différent en fonction du temps écoulé depuis leur émission. Le premier régime, appelé "near field" ou champ proche, s'effectue dans les premiers instants après l'émission et traduit les effets de persistance proches de la source et est décrit en section 1.2.2. Dans ce régime, la dispersion s'effectue linéairement avec le temps. Après un certain temps  $T_L$ , appelé échelle de temps lagrangienne, le régime de transport change et devient purement diffusif. Dans ce régime, appelé "far field" ou champ lointain, la particule suit un régime diffusif classique et son transport s'effectue proportionnellement à  $\sqrt{t}$ . Enfin, une alternative au traitement statistique a été proposée par Raupach (1987) (et Raupach (1988), Raupach (1989b), Raupach (1989a)) dans sa théorie "Localized Near Field" (LNF ou champ proche localisé). Dans cette théorie, la densité de probabilité  $P$  est séparée en deux composantes, une pour le champ lointain,  $P_f$ , et une pour le champ proche,  $P_n$ . Dans chacun des régimes, l'étude propose une expression analytique de la concentration qui permet d'obtenir une expression de la concentration totale dans la canopée  $C(z, t)$ . Cette approche permet d'obtenir de bons résultats et de faire apparaître des contre-gradients dans certains cas de figures.

### 1.2.3 Représentation de l'hétérogénéité sous-maille

La résolution des bilans d'énergie évoqués précédemment est un enjeu fort pour les modèles de surface continentale. L'ajout progressif de modèles de plus en plus détaillés permet d'améliorer la précision des résultats. Cependant, plusieurs écueils apparaissent et peuvent engendrer des incohérences entre processus. Un premier concerne la nécessité de cohérence dans le niveau de détail des processus modélisés pour contrôler les bilans de matière et d'énergie et les échelles sur lesquelles sont résolus ces processus : rajouter une paramétrisation très détaillée d'un processus peut en effet induire des incohérences structurelles du modèle. Un bon exemple de ce problème réside dans l'introduction des bilans d'énergie multi-couches présentés précédemment. Introduits tels quels et résolus à l'échelle d'une maille du modèle (typiquement de l'ordre de quelques dizaines à centaines de kilomètres), ils seraient résolus sur une végétation "moyennée" qui représenterait l'ensemble des types de surface composant la maille (forêts, cultures, herbacées et même sols nus ou villes par exemple). La complexité ici introduite perdrait tout à fait son intérêt. Un second écueil est l'oubli de l'objectif premier des modèles de surface continentale : pouvoir reproduire et surtout prédire sur de grandes échelles de temps et d'espace, les échanges d'énergie et de matière entre la surface et l'atmosphère. Avec les capacités de calcul actuelles, cet enjeu entre en contradiction avec les réflexions précédentes puisque des simulations de grandes échelles réalisées avec des modèles complexes comme les multi-couches résolus à des échelles spatiales plus fines, augmenteraient drastiquement les temps de calcul. Une réflexion profonde sur les échelles de résolutions et le niveau de représentation de l'hétérogénéité sous-maille

dans les modèles de surface continentale doit donc être associée à une réflexion sur l'introduction d'un modèle de microclimat intra-canopée.

Cette hétérogénéité sous-maille est actuellement en partie prise en compte dans les modèles de surface continentales actuels. La végétation est généralement regroupée en types fonctionnels de plantes (PFT; typiquement de l'ordre de 10 à 20 PFTs) qui peuvent coexister simultanément sur une maille (généralement de 50 à 200 km). De la même manière, l'hétérogénéité des types de sols est également représentée. La prise en compte de cette hétérogénéité dans le calcul des différents bilans est cependant différente en fonction des modèles, notamment pour les échanges d'eau et d'énergie avec l'atmosphère. Les bilans de carbone, directement reliés à la dynamique végétale, sont majoritairement résolus de manière indépendante pour chaque PFT. Les différentes stratégies de prise en compte de l'hétérogénéité sous-maille dans les bilans d'énergie sont décrites dans les sections suivantes.

### 1.2.3.1 Représentation simplifiée : un seul bilan d'énergie

La première approche, et sûrement la plus simple, est la non-prise en compte explicite de l'hétérogénéité sous-maille et le calcul d'un seul et unique bilan d'énergie pour la maille. Bien que les différents types de sol et de végétation soient représentés sur chacune des mailles du modèle avec un set de paramètres associés permettant le calcul des différents flux de matière et d'énergie, lors de la résolution du bilan d'énergie l'ensemble de ces paramètres est agrégé de manière à ne calculer qu'une seule fois le bilan pour l'entièreté de la maille.

Le point clé de cette représentation concerne la technique d'agrégation utilisée. Une approche classique et intuitive consiste à moyenner (arithmétiquement, logarithmiquement ou géométriquement) l'ensemble des paramètres en les pondérant selon la fraction de grille occupée par chacun des types de surface (approche appelée par la suite "paramètres-agrégés"). Une autre manière de procéder est de tenir compte des propriétés dominantes de la maille. Pour ce faire, les paramètres associés au type de surface occupant la plus grande fraction de la maille sont utilisés et le bilan d'énergie n'est calculé qu'avec les propriétés du type de surface dominant.

Parmi les modèles de surface évoqués précédemment, nombre d'entre eux ne prennent pas en compte l'hétérogénéité sous-maille pour la résolution de leur bilan d'énergie. Le modèle ORCHIDEE, central dans cette thèse et qui sera décrit plus en détail par la suite, résout un schéma "big-leaf" à l'échelle de la maille pour le bilan d'énergie. Pour l'agrégation des paramètres, le formalisme n'est pas unique. Bien qu'un bilan de photosynthèse soit effectué par type de plante, les variables résultantes (comme la conductance stomatique) sont moyennées pour être utilisées dans le bilan d'énergie (modèle de type "paramètres agrégés"). Les paramètres de sol, nécessaires au calcul du bilan hydrique du sol, suivent, par contre, le formalisme de la texture dominante. Dans le modèle communautaire anglais, JULES, l'approche "big-leaf" est résolue de manière séparée sur le sol et la végétation mais l'hétérogénéité sous-maille de la végétation n'est pas représentée. De la même manière, le modèle MATSIRO développé dans Takata et al. (2003) calcule des bilans deux sources sur une végétation moyennée à l'échelle de la maille.

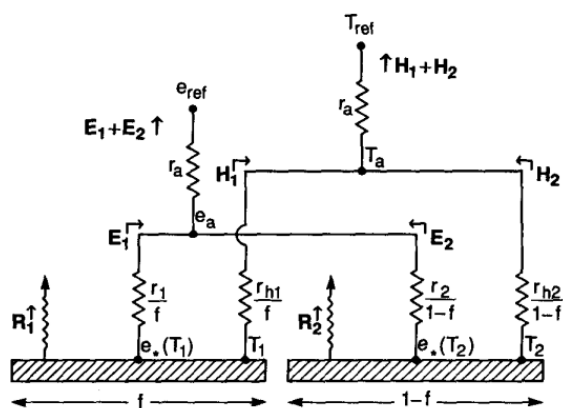
### 1.2.3.2 Discrétisations plus complexes et autres représentations

La seconde approche décrite ici est une prise en compte de l'hétérogénéité de surface dans le calcul du bilan d'énergie total. Dans cette approche, la maille est discrétisée en un certain nombre de composantes (ou "tiles") sur lesquels des bilans d'eau et d'énergie sont calculés. Instinctivement, les premiers types de surface qui peuvent être pris en compte sont les types de sol et de végétation. Cependant, d'autres caractéristiques sont prises en compte par

certaines modèles. Par exemple, la topographie (l'altitude et la pente) et les caractéristiques hydrologiques spécifiques des divers bassins versants présents dans une maille (de manière à mieux simuler les échanges d'eau latéraux), peuvent être aussi représentées (Trevis (2018)). Ces caractéristiques sont ensuite regroupées en un nombre limité de tiles sur lesquels les bilans sont résolus.

L'enjeu principal découlant de ces représentations concerne le transfert des flux d'énergie et d'eau de chaque tile vers l'atmosphère. En effet, compte-tenu du fait que la résolution du modèle atmosphérique est généralement très inférieure (i.e. maille plus grande) à la résolution des hétérogénéités de surface, différentes approches sont possibles pour gérer les transferts de matière et d'énergie vers les basses couches de l'atmosphère. Deux formalismes sont généralement admis pour représenter ces échanges. Le premier, qui peut être appelé "approche mosaïque" (de Vrese et al. (2016)), considère que les tiles sont de grands patches (de végétation par exemple) relativement bien séparés et indépendants les uns des autres. Les échanges horizontaux au-dessus de ces tiles sont considérés négligeables comparés aux échanges verticaux avec les basses couches de l'atmosphère. Dans cette approche, le transfert aérodynamique vertical entre la hauteur de la canopée et la couche d'atmosphère la plus basse modélisée par le modèle d'atmosphère s'effectue indépendamment pour chaque type de surface (chaque type de surface a donc sa propre résistance au transport aérodynamique). L'autre approche, pouvant être appelée "approche par mélange" consiste à considérer que les tiles, ou clusters, sont relativement petits et bien répartis sur toute la maille. Ainsi, les flux verticaux échangés par chacun de ces clusters sont relativement bien mélangés avant même leur transfert dans les basses couches de l'atmosphère. Il en résulte un unique flux moyen transféré vers les basses couches de l'atmosphère par transport aérodynamique (Koster and Suarez (1992)). Un schéma récapitulatif des deux approches est proposé sur la figure 1.15.

### Mixture



### Mosaic

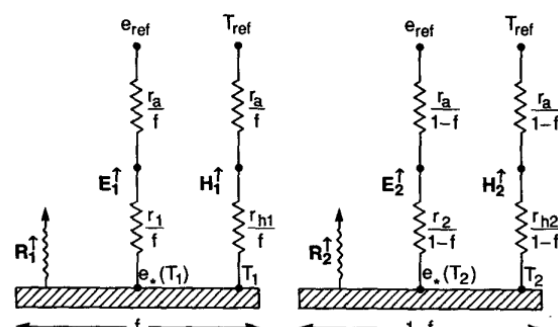


Figure 1.15 – Résumé des différences entre les approches de types mosaïque et les approches de mélange. La température et l'humidité de l'atmosphère est notée 'ref', les deux types de surface sont notés '1' et '2'. Le transport aérodynamique de la surface à l'atmosphère ( $R_{aero}$  dans ce manuscrit) est ici noté avec la résistance ' $r_a$ '. Pour les approches de types mosaïque, chaque type de surface est indépendante et le transport aérodynamique depuis la canopée jusqu'aux basses couches de l'atmosphère est résolu par type de surface. Pour les approches de mélange, l'ensemble des flux est moyenné avant son transport vers les basses couches atmosphérique et le transport aérodynamique n'est résolu que pour le flux moyenné

Parmi les modèles évoqués précédemment, la plupart de ceux qui utilisent une représentation de l'hétérogénéité sous-maille la définissent de manière relativement simple. Le modèle ISBA-MEB utilise par exemple son schéma big-leaf sur chacun des différents types de végétation présents dans la maille (Boone et al. (2017)). De même, le schéma

deux-sources de CLM est appliqué à tous les types de végétation (Lawrence et al. (2019)). D'autres modèles plus complexes introduisent des représentations plus détaillées comme le modèle Noah-MP qui se base sur le formalisme de clustering du modèle HydroBlocks développé par Chaney et al. (2016) (permettant de prendre en compte plusieurs types de surfaces en fonction des caractéristiques topographiques, hydrologiques etc. de la maille). Enfin, concernant le couplage avec l'atmosphère, le modèle de surface continentale JSBACH développé par l'institut Max-Planck, a introduit une version novatrice du transport de l'eau et de l'énergie entre les différentes tiles et l'atmosphère. Ce modèle (VERTEX, de Vrese et al. (2016)) sera partiellement évoqué dans le chapitre 5.

### 1.2.3.3 Quelques enjeux liés à la discrétisation spatiale

Au delà de la nécessité d'introduire une représentation de l'hétérogénéité sous-maille pour obtenir une cohérence avec la complexité des modèles représentant le microclimat intra-canopée, la discrétisation spatiale est d'autant plus critique que les échanges surfaces-atmosphère dépendent fortement de l'hétérogénéité de la surface comme l'explique Sellers (1991) ou comme le montre très simplement la Figure 1.16. Celle-ci présente l'hétérogénéité spatiale de la formation de nuages au-dessus de la forêt Amazonienne. Sur cette photo, il est clair que les nuages se forment au-dessus de la forêt et pas dans les vallées des fleuves/affluents présents dans cette région.

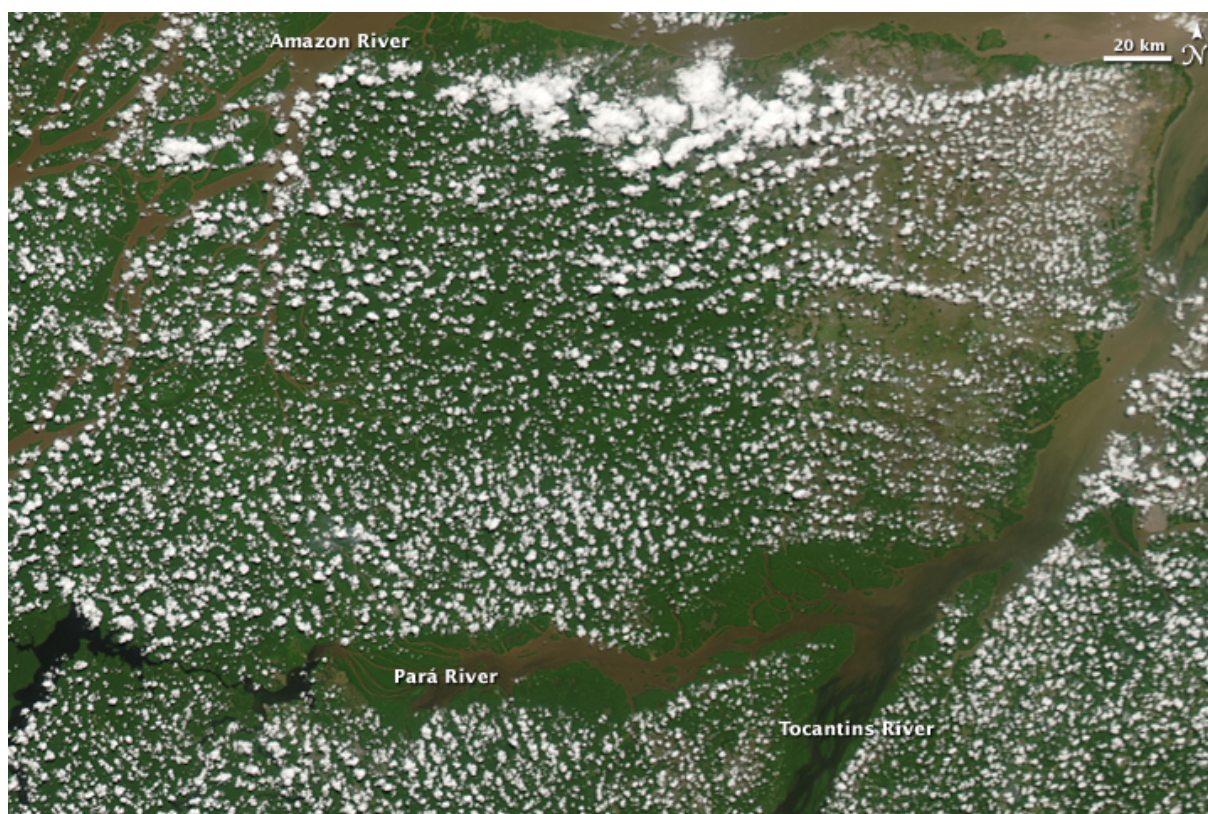


Figure 1.16 – Formation nuageuse au-dessus de la forêt amazonienne. L'ensemble des nuages se forment au-dessus de la forêt et non au-dessus des rivières. (Crédit : NASA)

Comme évoqué en section 1.1.1.4, cette formation préférentielle des nuages au-dessus des forêts peut être partiellement expliquée par les interactions microclimat/climat régional. Un autre exemple est fournie par l'étude présentée par Teuling et al. (2017). La figure 1.17 montre des zones de formations nuageuses préférentielles au dessus

de la forêt des Landes et en Sologne en France. Dans cette étude, c'est l'hétérogénéité de surface et les différences de rugosité entre les forêts et les surfaces adjacentes qui favorisent la formation nuageuse.

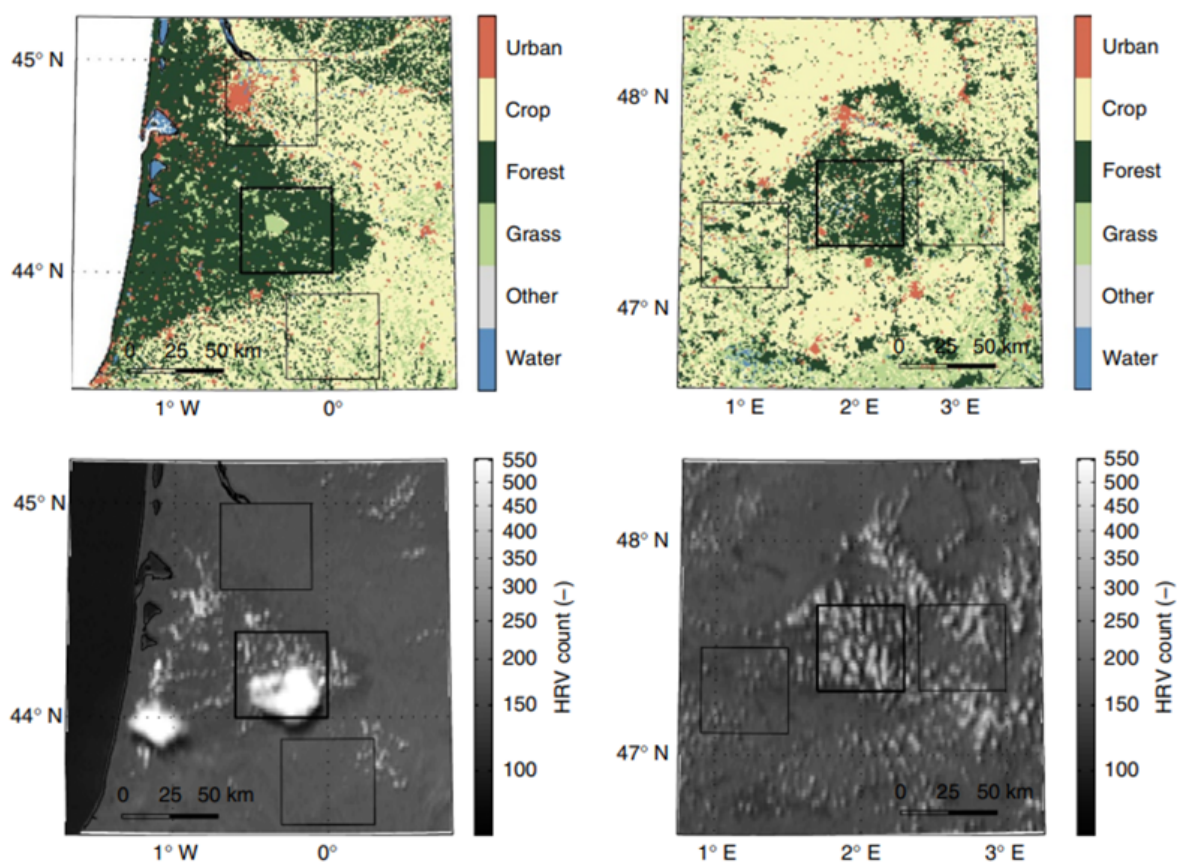


Figure 1.17 – Formation nuageuse au-dessus de la forêt des Landes (colonne de gauche) et en Sologne (colonne de droite). Les deux panneaux du haut présentent l'hétérogénéité de surface (dans l'ordre : ville, cultures, forêts, prairies, autres types de surface et étendues d'eau), les panneaux du bas montrent une image satellite des formations nuageuses au-dessus de ces surfaces (adapté de Teuling et al. (2017)).

Enfin, l'introduction d'une représentation de l'hétérogénéité de surface dans un modèle de surface continentale permet également une représentation plus réaliste des échanges pour les surfaces "non-biologiques" telles que les villes, les lacs ou les glaciers, dont les propriétés vis à vis des bilans d'énergie, d'eau et de carbone sont très différentes de celle de la végétation. Des modèles additionnels (comme dans la plateforme SURFEX par exemple (Masson et al. (2013))), spécifiques à ces surfaces, peuvent, tout comme l'introduction d'un modèle de microclimat forestier, améliorer les représentations actuelles avec des paramétrisations dédiées à chaque type de surface et ouvrir la voie à de nouvelles études (artificialisation des sols, fonte des glaciers...).

## 1.3 Enjeux et présentation des objectifs de la thèse

### 1.3.1 Résumé des enjeux

Les sections précédentes ont présenté l'importance des microclimats intra-canopée dans le système Terre et quelques approches de modélisation. Introduire une représentation de ces microclimats dans un modèle de surface continentale couplé à un modèle d'atmosphère permettrait donc :

- d'améliorer la représentation des échanges entre les écosystèmes forestiers et l'atmosphère comme le suggère la section 1.1.1.4 sur les influences respectives des microclimats et du climat régional;
  - d'améliorer la représentation des réponses des forêts aux changements climatiques comme le montre la section 1.1.1.3 sur l'influence du microclimat des forêts sur leur fonctionnement;
  - d'ouvrir de nouvelles possibilités d'études liées à l'atténuation des extrêmes de température sous la canopée comme par exemple les liens avec la biodiversité (section 1.1.1.3) ou l'apport des techniques d'agroforesterie.
- Pour pouvoir répondre à ces enjeux généraux, il faut pouvoir répondre à de nombreux enjeux de modélisation.

Le modèle de surface continentale considéré doit donc pouvoir :

- représenter les échanges d'énergie et d'eau au sein de la canopée en introduisant un modèle de canopée multi-couches comme présenté en section 1.2.1.3;
- représenter le transport de l'énergie et des différents composés (eau, dioxyde de carbone) depuis la canopée jusqu'à l'atmosphère (section 1.1.2.2 pour la justification et section 1.2.2 pour sa modélisation);
- coupler ces modèles avec un modèle de transport d'eau dans le continuum sol-plante pour améliorer le contrôle des échanges et avoir des bilans d'eau et d'énergie de même niveau de complexité (section 1.1.1.4 pour le lien entre bilan hydrique et microclimat et section 1.1.2.1 pour le lien entre le bilan hydrique et les échanges végétation/atmosphère);
- différencier chacun de ces bilans sur les écosystèmes considérés en introduisant une représentation explicite de l'hétérogénéité sous-maille (section 1.2.3.2).

Au delà des enjeux liés à l'amélioration des modèles, l'intégration d'un modèle de microclimat intra-canopée dans un modèle de surface continentale permettra de proposer des éléments de réponses aux questions de recherche suivantes :

- Comment l'atténuation de température par les forêts évoluera dans un contexte de changement climatique?
- Quels éléments perturbateurs (stress hydrique, décroissance du LAI...) impactent le plus la dynamique du microclimat?

### 1.3.2 Développements proposés et résultats attendus

Ainsi, l'étude présentée dans ce manuscrit vise à répondre aux objectifs de modélisation soulevés dans la section précédente et à introduire l'ensemble (ou à minima une partie significative) de ces développements dans le modèle ORCHIDEE. Ce manuscrit va donc s'articuler autour des développements que nous avons mené au cours cette thèse :

- le chapitre 2 introduit le modèle ORCHIDEE, ses limitations actuelles, les révisions à effectuer et comment l'évaluer. L'analyse proposée dans ce chapitre soulèvera de nouveaux enjeux liés aux enjeux initiaux décrits dans le chapitre introductif;
- le chapitre 3 s'attache à la première partie des développements effectués dans ORCHIDEE. Dans cette section, un modèle d'architecture hydraulique de la végétation est introduit de manière à représenter le transport de l'eau dans le continuum sol/plante/atmosphère. Cette représentation sera ensuite utilisée dans le chapitre suivant;
- le chapitre 4 réalise une mise à jour et une amélioration d'un modèle de canopée multi-couches (développé dans une ancienne version d'ORCHIDEE) dans la version principale d'ORCHIDEE. Ce modèle est ensuite couplé avec le modèle de représentation du transport de l'eau décrit dans le chapitre 3. Ses performances sont ensuite comparées à celles d'un modèle multi-couches local (modèle de forêt, MUSICA). A la fin de ce chapitre, une première représentation cohérente du microclimat intra-canopée aura été introduite dans ORCHIDEE;
- le chapitre 5 s'attachera à présenter des pistes (ainsi que les résultats de tests préliminaires) pour généraliser les résultats obtenus dans le chapitre 4 sur des sites spécifiques dans l'optique de simulations globales ou régionales du microclimat, après l'implémentation d'une représentation de l'hétérogénéité sous-maille;
- enfin, le chapitre 6 résumera les points principaux de l'étude, les perspectives futures pour ORCHIDEE et pour les modèles de surface continentale globaux en général.

Les chapitres 3, 4 et 5 constituent le coeur de l'implémentation du microclimat dans ORCHIDEE. Chacun de ces chapitres tentera de répondre aux questions scientifiques suivantes :

- La prise en compte des transferts hydriques dans le continuum sol-plante-atmosphère permet-elle de mieux contraindre la conductance stomatique en période de stress hydrique?
- Dans quelles mesures l'intégration d'un modèle de canopée multi-couches dans un modèle de surface continentale permet-elle de représenter des gradients de température intra-canopée satisfaisants?
- Sur quelles échelles spatiales et temporelles la représentation de l'hétérogénéité sous-maille importe-t-elle dans un modèle de surface continentale?

### 1.3.3 Table et schéma récapitulatifs du suivi des développements

Tout au long de ce manuscrit, l'état d'avancement des principaux enjeux sera récapitulé via deux représentations : une table rappelant les enjeux généraux (une seconde avec les enjeux annexes sera introduite au chapitre 2) et une représentation graphique de l'état de la modélisation dans ORCHIDEE comme sur la Figure 1.18.

## Résumé des enjeux

Enjeux	Modèle à implémenter	Question de recherche associée
Améliorer le contrôle des échanges d'eau et d'énergie entre la végétation et l'atmosphère	Introduire une représentation de l'architecture hydraulique de la végétation	Une prise en compte des transferts hydriques dans le continuum sol-plante-atmosphère de manière plus mécaniste permet-elle de mieux contraindre la conductance stomatique en période de stress hydrique?
Représenter les échanges intra-canopée et le transport de l'eau et de l'énergie dans et au-dessus de la canopée	Introduire un modèle de canopée multi-couches	Dans quelles mesures l'intégration d'un modèle de canopée multi-couches dans un modèle de surface continentale permet-elle de représenter des gradients de température intra-canopée satisfaisants?
Améliorer les bilans de chacun des écosystèmes et mieux contraindre les échanges avec l'atmosphère	Introduire une représentation de l'hétérogénéité sous-maille	Sur quelles échelles spatiales et temporelles la représentation de l'hétérogénéité sous-maille importe-t-elle dans un modèle de surface continentale?

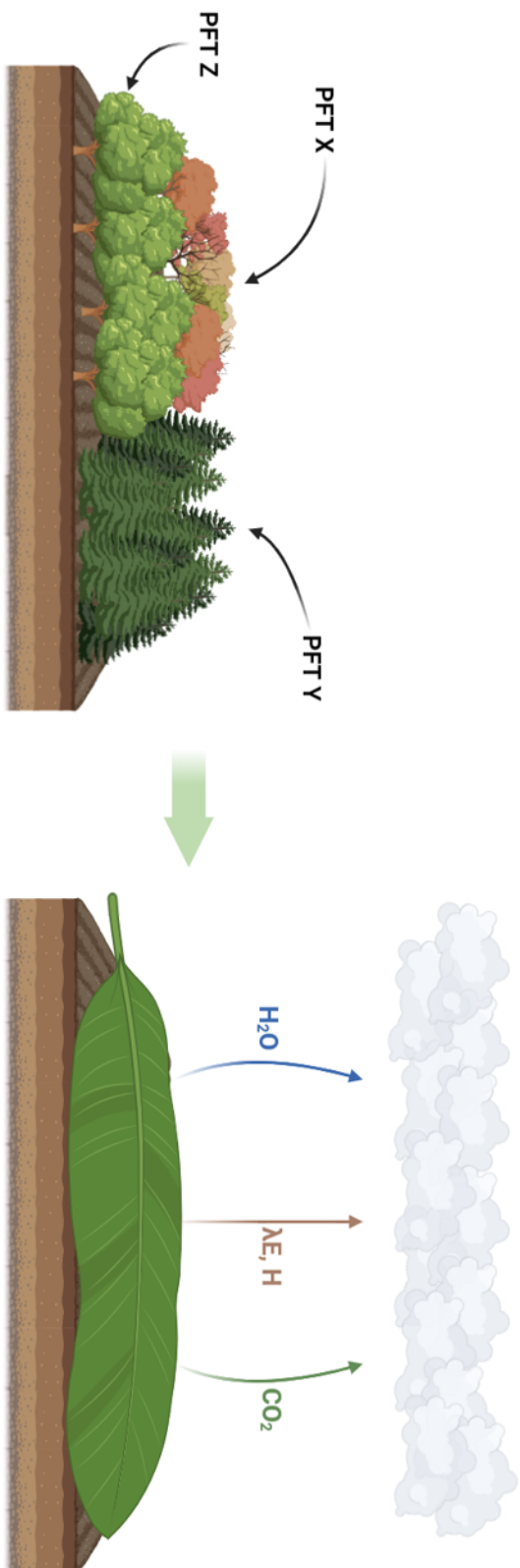


Figure 1.18 – Schéma récapitulatif de l'état initial de la modélisation dans ORCHIDEE, la maille d'ORCHIDEE, composée de plusieurs types de végétation (schéma de gauche), est représentée comme une structure uniforme sur laquelle un bilan "big-leaf" est résolu de manière à déterminer les échanges avec l'atmosphère (schéma de droite).

## **Chapitre 2**

# **ORCHIDEE : Présentation, révision et évaluation**

## 2.1 Présentation du modèle

### 2.1.1 Présentation générale

#### 2.1.1.1 Historique du modèle

Les premières lignes du modèle de surface continentale (Land Surface Model, LSM) ORCHIDEE ont été initialement codées au début des années 1980 pour simuler les conditions aux limites basses de l'atmosphère, c'est-à-dire les bilans d'énergie et d'eau à l'interface entre les continents et le niveau le plus bas de l'atmosphère, dans le modèle de circulation générale (GCM - LMDZ) développé par le Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD). Plusieurs améliorations dans la description de ces deux bilans ont conduit dans les années suivantes au développement d'un modèle à part entière, le modèle SECHIBA (Ducoudré et al. (1993)).

Par la suite, le développement parallèle de STOMATE, une représentation des flux de carbone dans le continuum sol-plante-atmosphère, et sa fusion avec le modèle SECHIBA ont conduit à la toute première version du modèle de surface continentale ORCHIDEE (Organising Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems) (Krinner et al. (2005)).

Le modèle ORCHIDEE s'est ensuite développé rapidement avec l'introduction de processus de plus en plus complexes tels que la gestion des forêts (Naudts et al. (2015)) ou le cycle de l'azote (Vuichard et al. (2019)). Ce modèle est actuellement utilisé par une large communauté scientifique pour de nombreuses applications depuis l'étude des processus biogéochimiques et biophysiques contrôlant le fonctionnement des surfaces continentales, jusqu'à l'étude du rôle des écosystèmes terrestres sur le climat via l'intégration d'ORCHIDEE comme composant de surface du modèle du système terre de l'IPSL.

#### 2.1.1.2 Architecture, résolution spatiale et temporelle et fonctionnement

ORCHIDEE est divisé en 2 modules principaux résultant de la fusion initiale entre les modèles SECHIBA et STOMATE au début des années 2000. Le module SECHIBA résout tous les processus "rapides" liés aux échanges d'énergie et d'eau avec l'atmosphère (généralement sur une base semi-horaire). Dans ce module sont résolus les bilans d'énergie et hydriques, les transferts radiatifs, la thermodynamique du sol, la photosynthèse, les transports aérodynamiques de masse et d'énergie dans l'atmosphère, les processus liés à la neige et les transferts d'eau latéraux comme le routage de l'eau drainée ou de ruissellement vers les rivières/océans/réservoirs. De l'autre côté, le module STOMATE décrit les processus plus lents, liés au cycle du carbone (sur une base journalière pour la plupart des processus et sur une base annuelle pour la dynamique globale de la végétation) tels que les processus de stockage et les flux de carbone et d'azote dans les sols, l'allocation du carbone dans les plantes, la gestion des forêts, la dynamique de la structure forestière, etc. L'étude proposée dans ce manuscrit se focalisera sur le module SECHIBA.

La diversité de la végétation et des sols est représentée au sein d'une maille de calcul, par des fractions de types fonctionnels de plantes (parmi 15 PFTs, Prentice et al. (1992)) et d'une texture de sol dominante (parmi les 12 textures de sol USDA utilisées dans ORCHIDEE (Reynolds et al. (2000))). A chaque pas de temps, ORCHIDEE calcule un bilan énergétique par maille (décrit dans la section suivante 2.1.2.1), trois bilans hydrologiques, respectivement pour le sol nu, les forêts et les végétations basses (présentés dans la section 2.1.4.2) et autant de bilans de carbone que de

	<b>Description semi-horaire</b>	<b>Description journalière</b>	<b>Description annuelle</b>
<b>PFT</b>	Albedo Respiration hétérotrophe Emission de composés organiques volatiles Carbone dans la litière du sol Respiration d'entretien Photosynthèse Rugosité Carbone du sol	Allocation de carbone Respiration de croissance Phénologie Sénescence Renouvellement de la végétation	Biogéographie Récoltes (cultures et végétation basse) Variation de couvert terrestre Distribution de la végétation Coupe de bois
<b>Colonne de sol</b>	Hydrologie du sol Thermique du sol		
<b>Maille</b>	Bilan d'énergie Dynamique de la neige Thermique de la neige		
<b>Bassin versant</b>		Routage	

Table 2.1 – Résolution spatiale et temporelle des principaux processus calculés dans ORCHIDEE (adapté de Peylin et al. (in prep.))

PFTs présents dans la maille. Une description complète des processus modélisés et de leurs résolutions spatiales et temporelles est fournie dans le tableau 2.1.

Enfin, ORCHIDEE peut fonctionner de deux manières différentes. Il peut être couplé au modèle d'atmosphère LMDZ (qui fournit les entrées nécessaires à ORCHIDEE) ou fonctionner seul (dans ce cas les données de forçage d'ORCHIDEE sont fournies par des réanalyses de données climatiques). ORCHIDEE peut être évalué à différentes échelles : sur site, sur une région ou à l'échelle globale. Sa résolution temporelle et spatiale peut varier (une maille par défaut est de  $2^\circ \times 2^\circ$  et son pas de temps par défaut est semi-horaire).

## 2.1.2 Représentation des flux d'énergie et d'eau

Du point de vue de LMDZ (i.e. pour la modélisation du climat), la fonction principale d'ORCHIDEE est de fournir des représentations précises des échanges d'énergie, de masse et de quantité de mouvement entre la surface et les basses couches de l'atmosphère. Parmi ces échanges, les flux d'eau et d'énergie libérés par la surface sont d'une importance particulière et constituent le coeur du modèle. Les autres composantes (cycles du carbone et de l'azote), rajoutées plus tardivement au modèle, aident non seulement à améliorer ces représentations mais aussi à ouvrir de nouveaux champs d'étude relatifs au fonctionnement et aux services fournis par les écosystèmes terrestres.

### 2.1.2.1 Bilan d'énergie

Le bilan énergétique d'ORCHIDEE repose sur une représentation dite "big-leaf" telle que présentée dans la section 1.2.1.1. Le bilan d'énergie de cette couche de surface infinitésimale de température  $T_{surf}$  (en  $K$ ) et d'humidité absolue de saturation,  $q_{sat}(T_{surf})$  (en  $kg/kg$ ), repose sur deux équations principales. La première, le bilan radiatif de la couche de surface, suit l'équation (2.1)

$$R_n = L \downarrow + S \downarrow - L \uparrow - S \uparrow \quad (2.1)$$

Où  $R_n$  représente le rayonnement net ( $W/m^2$ ), c'est-à-dire la quantité d'énergie absorbée par la surface et disponible pour les autres processus,  $L \downarrow$  représente le rayonnement de grandes longueurs d'onde émis vers le bas par l'atmosphère et intercepté par la surface ( $W/m^2$ ) (variable d'entrée pour ORCHIDEE provenant soit d'un fichier de forçage, soit de LMDZ),  $S \downarrow$  représente le rayonnement solaire de courtes longueurs d'ondes incident ( $W/m^2$  - variable d'entrée),  $L \uparrow$  décrit le rayonnement de grandes longueurs d'ondes émises par la surface ( $W/m^2$  - rayonnement de type corps gris fonction de l'émissivité de la surface ( $\epsilon$ ), de la constante de Stefan-Boltzmann ( $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$ ) et de la température de la surface ( $T_{surf}$  en  $K$ ) grâce à l'équation  $L \uparrow = \epsilon \cdot \sigma \cdot T_{surf}^4$ ) et  $S \uparrow$  est le rayonnement de courtes longueurs d'ondes réfléchi ( $W/m^2$ ) par la surface en raison de son albédo ( $\alpha$ ).

La deuxième équation représente l'utilisation de cette quantité d'énergie  $R_n$  disponible au niveau de la surface. En chauffant la surface, cette énergie absorbée est ensuite réémise vers l'atmosphère sous forme de flux d'énergie convectifs tels que le flux de chaleur latente  $\lambda E$  ( $W/m^2$ ) ou le flux de chaleur sensible  $H$  ( $W/m^2$ ) et de flux de conduction dans le sol  $G$  ( $W/m^2$ ) (en réalité, un quatrième flux d'énergie lié à l'énergie chimique stockée par la photosynthèse  $F_{chem}$  ( $W/m^2$ ) peut être pris en compte, mais étant très faible il est négligé dans ORCHIDEE). Ce bilan énergétique permet de calculer l'évolution temporelle de la température ( $T_{surf}$ ) d'une surface de capacité calorifique thermique ( $c_p$ ). Il est exprimé par l'équation (2.2).

$$C_p \cdot \frac{dT_{surf}}{dt} = R_n - (\lambda E + H + G) \quad (2.2)$$

A l'équilibre, ce bilan s'exprime d'après l'équation 2.1.2.1.

$$R_n = \lambda E + H + G \quad (2.3)$$

Dans cette équation, les flux de chaleur latente et sensible, peuvent être exprimés grâce à une représentation diffusives suivant l'approche proposée par Budyko (1961). Il en résulte les équations (2.4) & (2.5). Le flux de conduction dans le sol est lui exprimé grâce au gradient de diffusion thermique vertical dans le sol comme expliqué en section 2.1.4.3.

$$H = \rho \cdot C_p \cdot \frac{T_{surf} - T_{atm}}{R_{aero}} \quad (2.4)$$

$$\lambda E = \lambda \cdot \beta \cdot \rho \cdot \frac{q_{sat}(T_{surf}) - q_{atm}}{R_{aero}} = \lambda \cdot \beta \cdot ETP \quad (2.5)$$

Où  $\rho$  est la densité de l'air ( $kg/m^3$ ),  $C_p$  est la capacité calorifique thermique de l'air ( $m^2 \cdot s^{-2} \cdot K^{-1}$ ),  $T_{atm}$  et  $q_{atm}$  sont la température ( $K$ ) et l'humidité de l'air dans la couche atmosphérique la plus basse ( $kg/kg$ ), juste au-dessus de la surface (variables d'entrée pour ORCHIDEE),  $\lambda$  ( $J \cdot kg^{-1}$ ) est la chaleur latente de vaporisation (ou de sublimation dans le cas d'une couverture neigeuse ou de glace) et  $R_{aero}$  est la résistance aérodynamique ( $s/m$ ) (discutée dans la section 2.1.3). Ce flux peut aussi être exprimé comme le produit de l'évapotranspiration potentielle de la surface  $ETP$  (quantité d'eau que la surface évapotranspirerait si elle n'était pas limitée en eau) et d'un coefficient  $\beta$  ( $-$ ) représentant les différentes résistances qui réduisent ce flux par rapport à l'  $ETP$  ( $kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ ). De plus amples informations sur ces résistances et leur calcul sont fournies dans la section 2.1.2.2.

La manière de résoudre ces deux équations principales est d'une grande importance car elle déterminera les échanges entre la surface et l'atmosphère. La forte non-linéarité des processus de surface (dépendance des flux

aux variables d'état de la surface comme la température) peut engendrer de fortes instabilités à l'interface surface-atmosphère en fonction de la manière dont le LSM et le GCM sont couplés. Polcher et al. (1998) résume les différentes manières de résoudre les principales équations d'échange afin de coupler correctement les LSM avec les GCM. Dans ce contexte, ORCHIDEE a décidé de résoudre les équations contrôlant l'évolution temporelle des différentes températures (sol et plante) de manière purement implicite (en calculant l'évolution de la température de surface dans l'équation 2.2 grâce aux valeurs des flux au pas de temps  $t+1$ ), ce qui permet une synchronisation parfaite entre la résolution verticale des variables de surface et des variables atmosphériques. Les équations résultantes sont les équations (2.6) & (2.7)

$$H^{t+1} = \rho.C_p \cdot \frac{T_{surf}^{t+1} - T_{atm}^{t+1}}{R_{aero}^{t+1}} \quad (2.6)$$

$$\lambda E^{t+1} = \lambda.\beta.\rho \cdot \frac{q_{sat}(T_{surf}^{t+1}) - q_{atm}^{t+1}}{R_{aero}^{t+1}} \quad (2.7)$$

Ce couplage implicite entre les processus terrestres et atmosphériques complique considérablement la résolution des équations principales (résolution qui n'est pas décrite ici mais qui est expliquée dans Dufresne and Ghattas (2009)) mais permet un couplage plus robuste, évitant les instabilités. Ce développement clé sera discuté plus en détail dans les développements futurs.

### 2.1.2.2 Flux d'évapotranspiration

Comme il a été présenté dans la section précédente, le calcul de l'évapotranspiration dans ORCHIDEE suit l'approche diffusive de Budyko (1961). Dans cette dernière, comme l' $ETP$  représente la quantité d'eau qui devrait s'évaporer si la surface était totalement humide, l'évapotranspiration est calculée à partir de la température de cette surface hypothétiquement humide (température notée  $T_w$ ). En résulte l'équation (2.8), qui est la base de l'approche de Budyko (1961).

$$ETP = \rho \cdot \frac{q_{sat}(T_w) - q_{atm}}{R_{aero}} \quad (2.8)$$

Plusieurs années plus tard, de manière à simplifier le calcul de l' $ETP$  dans les modèles de surface, Manabe (1969) proposa de calculer l' $ETP$  en utilisant l'humidité absolue de saturation à la température réelle de la surface ( $q_{sat}(T_{surf})$ ) au lieu de la température humide virtuelle. Ce changement, en apparence anodin, conduit à une surestimation de l' $ETP$  (puisque  $T_{surf}$  est plus élevée que  $T_w$  et que  $q_{sat}(T)$  est une fonction croissante de  $T$ ). Cependant, cette approche de modélisation reste prévalente dans la plupart des LSMs car elle permet de limiter les calculs à un unique bilan d'énergie. Afin de contrer cette surestimation, Milly (1992) introduisit un facteur de correction basé sur le stress hydrique du sol, conduisant à la formulation suivante :

$$ETP = \rho \cdot \frac{q_{sat}(T_{surf}) - T_{atm}}{R_{aero}} \cdot \frac{1 + \epsilon}{1 + \beta.\epsilon} \quad (2.9)$$

Où  $\epsilon$  est le facteur de correction de Milly (–) fonction de la température de l'air, de l'humidité absolue de saturation à la température de l'air et de la résistance aérodynamique.

La résolution du bilan d'énergie permet de calculer la température de surface  $T_{surf}$  amenant *in fine* à la valeur du

flux d'*ETP*. L'évapotranspiration réelle ( $ET = \beta \cdot ETP$ ) est quant à elle obtenue grâce au calcul du coefficient  $\beta$  mentionné précédemment et qui représente les restrictions appliquées au flux potentiel par la surface. Par définition, le coefficient  $\beta$  intègre toutes les composantes de l'ET, donc la somme de plusieurs coefficients  $\beta_i$  correspondant à un sous-flux spécifique (noté  $i$ ) composant le flux total d'évapotranspiration. Chaque flux spécifique peut être relié à l'*ETP* par l'équation (2.10).

$$E_i = \beta_i \cdot ETP = \beta_i \cdot \rho \cdot \frac{q_{sat}(T_{surf}) - q_{atm}}{R_{aero}} \quad (2.10)$$

Les coefficients  $\beta_i$  sont, quant à eux, définis comme dans l'équation (2.11).

$$\beta_i = f_i \cdot \frac{R_{aero}}{\sum_j R_{i,j}} \quad (2.11)$$

Où  $f_i$  est la fraction de la maille à partir de laquelle le flux est émis ( $m^2/m^2$ ),  $\sum_j R_{i,j}$  est la somme des  $j$  résistances en série qui s'appliquent au flux  $i$  concerné ( $s/m$ ).

Le flux spécifique est ensuite obtenu comme dans l'équation (2.12).

$$\begin{aligned} E_i &= \beta_i \cdot \rho \cdot \frac{q_{sat}(T_{surf}) - q_{atm}}{R_{aero}} \\ E_i &= f_i \cdot \rho \cdot \frac{R_{aero}}{\sum R_i} \cdot \frac{q_{sat}(T_{surf}) - q_{atm}}{R_{aero}} \\ E_i &= f_i \cdot \rho \cdot \frac{q_{sat}(T_{surf}) - q_{atm}}{\sum R_i} \end{aligned} \quad (2.12)$$

Dans ORCHIDEE, cinq composantes du flux d'évapotranspiration sont modélisées : la sublimation de la neige, l'évaporation des plaines inondées, la transpiration de la végétation, l'évaporation du sol nu et l'évaporation de l'eau interceptée par la végétation. Chaque flux est défini grâce son propre ensemble de résistances et sa propre fraction occupée dans la maille depuis laquelle il est émis. Tous les flux, leurs résistances et leurs fractions sont référencés dans le tableau 2.2 et sur le schéma 2.1.

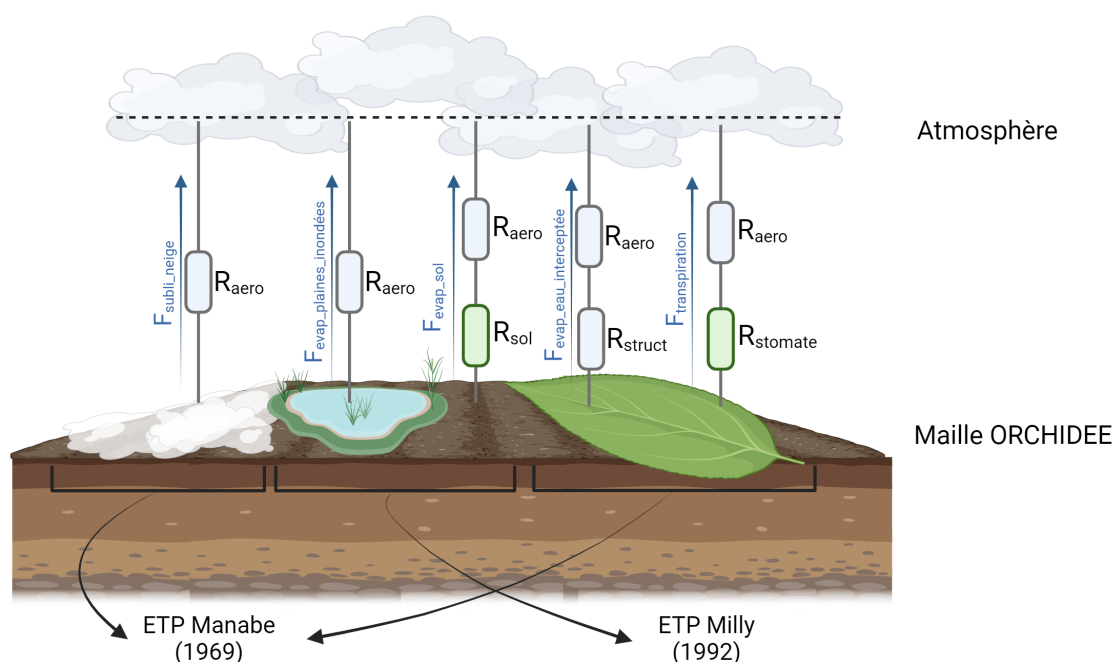


Figure 2.1 – Représentation schématique d’une maille d’ORCHIDEE et des flux d’eau transmis à l’atmosphère. Chaque flux est calculé sur une portion précise de la maille, avec une formulation de l’ETP pouvant varier et des résistances propres à chaque flux (à noter, les flux d’évaporation de l’eau interceptée et de transpiration ne s’effectuent pas sur l’ensemble de la fraction de la maille occupée par la végétation mais, respectivement, sur la fraction de végétation *ayant* intercepté de l’eau et sur la fraction de la végétation *n’ayant pas* intercepté d’eau).

Flux	Résistances	Fractions	Formulations ETP
Sublimation de la neige	Résistance aérodynamique	Partie de la maille recouverte de neige	Manabe (1969)
Évaporation des plaines inondées	Résistance aérodynamique	Partie de la maille inondée	Milly (1992)
Transpiration de la végétation	Résistance aérodynamique, résistance stomatique	Fraction de la végétation qui n’a pas intercepté d’eau	Manabe (1969)
Évaporation du sol nu	Résistance aérodynamique, résistance du sol	Fraction du sol nu	Milly (1992)
Évaporation de l’eau interceptée	Résistance aérodynamique, résistance structurelle	Fraction de la végétation qui a intercepté de l’eau	Manabe (1969)

Table 2.2 – Résumé des flux d’eau modélisés pour le calcul de l’ETP dans ORCHIDEE. Pour chaque flux, les résistances qui lui sont appliquées et la méthode de calcul de l’ETP permettant la détermination du flux grâce à l’équation 2.12 sont également présentées

La résistance aérodynamique,  $R_{\text{aero}}$ , désigne la résistance au transport aérodynamique entre la surface et le niveau le plus bas de l’atmosphère (résistance étudiée en section 2.1.3). La résistance stomatique désigne la résistance au transfert d’eau entre les cavités sous-stomatiques et l’atmosphère proche de la feuille (la façon dont la résistance stomatique est obtenue est étudiée en section 2.1.4.1). La résistance structurelle est une résistance traduisant la dé-

croissance du rayonnement solaire à l'intérieur de la canopée qui devrait conduire à une évaporation plus faible en bas du couvert qu'en haut.. Enfin, la résistance du sol représente la résistance au flux d'évaporation du sol à cause de la litière présente à la surface ou tout autre processus limitant l'évaporation (plus d'informations sont données en section 2.1.5).

Une analyse rapide du schéma 2.1 et du tableau 2.2 permet de relever quelques incohérences dans la représentation d'ORCHIDEE. Par exemple, des formulations différentes de l'*ETP* sont utilisées selon la composante du flux d'ET considérée. De plus, des jeux de résistances différents sont appliqués à des flux provenant de surfaces similaires.

#### Incohérences relevées

- ⇒ Schéma de résistance incohérent dans les flux d'énergie et d'eau;
- ⇒ Utilisation incohérente de la correction de Milly pour *ETP*.

## 2.1.3 Transport aérodynamique vers l'atmosphère

Comme décrit dans les sections précédentes, le fonctionnement de base d'ORCHIDEE consiste à considérer la surface comme une couche superficielle infinitésimale homogène échangeant avec l'atmosphère. Dans ce contexte, la théorie de similarité de Monin-Obukhov (MOST) décrite dans la section 1.2.2.1 s'applique particulièrement.

### 2.1.3.1 Représentation classique du coefficient de traînée

L'approche diffusive des flux d'énergie d'ORCHIDEE représente le transport de l'énergie et de l'eau vers l'atmosphère par une résistance aérodynamique dont l'expression suit l'équation (2.13).

$$R_{aero} = \frac{1}{U \cdot C_d} \quad (2.13)$$

Où  $U$  est la vitesse du vent ( $m/s$ ) et  $C_d$  le coefficient de traînée (–). La variable clé pour déterminer la résistance aérodynamique et, par conséquent, les flux d'énergie, est donc le coefficient de traînée.

Le coefficient de traînée est soit fourni par LMDZ (en mode couplé), soit calculé directement par ORCHIDEE quand le modèle est forcé par des observations ou des réanalyses atmosphériques. Les équations suivantes ont pour but d'expliquer le calcul de  $C_d$  dans la configuration non-couplée.

ORCHIDEE s'appuie sur la MOST. Comme expliqué dans la section 1.2.2.1, cette théorie étudie les transports de quantité de mouvement, de masse et d'énergie entre les basses couches de l'atmosphère et une surface rugueuse hypothétiquement infinie dont les propriétés horizontales sont supposées être uniformes. Cette théorie n'étudie que le transport à travers l'atmosphère, dans la sous-couche inertielle ou au-dessus de surfaces légèrement rugueuses en fonction des conditions atmosphériques. Dans ces conditions, les échanges d'énergie, de masse et de quantité de mouvement sont régis par des forces de pression et de cisaillement. En réalité, au voisinage de la végétation, les transferts d'énergie et de masse sont majoritairement contrôlés par la diffusion moléculaire et la turbulence (voir section 1.2.2.2 & 1.2.2.3). Ces types de transport (correspondant aux transports turbulents, diffusifs et au transport dans la couche limite autour des feuilles présentés précédemment) ne sont pas pris en compte dans la MOST. Dans

ce contexte, l'énergie, la masse et la quantité de mouvement ont donc les mêmes hauteurs de rugosité :  $z_{0m} = z_{0h} = z_0$ . D'après la MOST, le gradient vertical de vitesse du vent et la différence de température entre la surface et l'atmosphère peuvent être exprimés comme dans l'équation (2.14) (intégration des équations générales présentées en section 1.2.2.1).

$$\begin{aligned} U(z) &= \frac{u_*}{\kappa} \cdot \left( \ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) - \psi_m\left(\frac{z-d}{L}\right) + \psi_m\left(\frac{z_0}{L}\right) \right) \\ T_{surf} - T_{atm}(z) &= \frac{H}{\rho \cdot C_p \cdot u_* \cdot \kappa} \cdot \left( \ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) - \psi_h\left(\frac{z-d}{L}\right) + \psi_h\left(\frac{z_0}{L}\right) \right) \end{aligned} \quad (2.14)$$

Où  $u_*$  est la vitesse de frottement ( $m \cdot s^{-1}$ ),  $\kappa$  est la constante de Karman ( $-$ ),  $L$  est la longueur d'Obukhov ( $m$ ),  $\psi_m$  et  $\psi_h$  sont des fonctions de correction pour la chaleur et la quantité de mouvement (intégration des fonctions  $\phi_M$  et  $\phi_H$  présentées en section 1.2.2.1),  $H$  est le flux de chaleur sensible entre la surface et l'atmosphère ( $W \cdot m^{-2}$ ),  $z_0$  est la hauteur de rugosité ( $m$ ) et  $d$  la hauteur de déplacement ( $m$ ).

En isolant  $u_*$  de l'équation de la vitesse du vent et en injectant le résultat dans l'équation de la température, Louis (1979) exprime le flux de chaleur sensible grâce aux autres variables, permettant de mettre en évidence une formulation du coefficient de traînée comme dans l'équation (2.15).

$$H = \rho \cdot C_p \cdot U \cdot \frac{\kappa^2}{\left(\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right)\right)^2} \cdot F_H\left(\frac{z-d}{z_0}, \frac{z-d}{z_L}\right) \cdot (T_{surf} - T_{atm}(z)) \quad (2.15)$$

Avec  $F_H$  une fonction qui prend en compte les autres termes de l'équation 2.14. En jouant sur les équations, Louis (1979) exprime  $F_H$  comme une fonction du nombre de Richardson ( $Ri_b = \frac{g \cdot z \cdot \Delta T}{T \cdot u^2}$ ), coefficient traduisant la stabilité de l'atmosphère, et introduit un coefficient de traînée pour des conditions de stabilité atmosphérique neutre  $C_{d_{neut}} = \frac{\kappa^2}{\left(\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right)\right)^2}$  :

$$\begin{aligned} H &= \rho \cdot C_p \cdot U \cdot C_{d_{neut}} \cdot F_H\left(\frac{z-d}{z_0}, Ri_b\right) \cdot (T_{surf} - T_{atm}(z)) \\ H &= \rho \cdot C_p \cdot U \cdot C_d \cdot (T_{surf} - T_{atm}(z)) \end{aligned} \quad (2.16)$$

Enfin, Louis (1979) fournit des approximations de  $F_H$  en fonction de la stabilité atmosphérique (représentée par la valeur de  $Ri_b$ ) permettant d'obtenir une expression du coefficient de traînée dans toutes les conditions atmosphériques. Ce coefficient de traînée est ensuite utilisé pour calculer la résistance aérodynamique  $R_{aero} = 1/(U \cdot C_d)$ .

### 2.1.3.2 Coefficient de traînée dynamique en fonction du couvert végétal

Comme énoncé plus haut, étant donné qu'elle se base sur la MOST, la représentation précédente ne prend pas en compte les régimes de diffusion moléculaire au voisinage de la source ou de transport turbulent dans la canopée. Ces processus engendrent une plus grande résistance aérodynamique aux transferts d'énergie et de masse ( $R_{aero,h}$ ) qu'aux transferts de quantité de mouvement ( $R_{aero,m}$ ). En conséquence, la rugosité est plus élevée pour l'énergie et la masse que pour la quantité de mouvement. Les hauteurs de rugosité sont alors différentes et seront notées  $z_{0m}$  et  $z_{0h}$  (respectivement, pour la quantité de mouvement, et pour l'énergie et la masse).

Afin de modéliser les autres régimes de transport à proximité de la source, des résistances pourraient être ajoutées au schéma classique du modèle "big-leaf". Ces résistances additionnelles peuvent par exemple être une ré-

sistance de transport dans la couche limite  $R_{bl}$  des feuilles et une résistance de transport turbulent  $R_{turb}$  qui représenterait le transport à l'intérieur de la canopée. Par la suite, nous les regrouperons sous le terme générique  $R_{add}$ .

Pour représenter ces résistances supplémentaires, Verma (1987) explique la méthode développée par Owen and Thomson (1963) qui définit une fonction de quantification des différences de résistances aérodynamiques s'appliquant au transfert d'énergie et de quantité de mouvement grâce à l'équation (2.17).

$$\kappa B^{-1} = \kappa \cdot u_* \cdot (R_{aero_h} - R_{aero_m}) \quad (2.17)$$

Comme la seule résistance appliquée à la quantité de mouvement est la résistance aérodynamique classique,  $R_{aero}$ , et que les résistances additionnelles,  $R_{add}$ , nouvellement introduites sont maintenant appliquées à la chaleur, nous avons :

$$\begin{aligned} R_{aero_h} &= R_{aero} + R_{add} \\ R_{aero_m} &= R_{aero} \\ \kappa B^{-1} &= \kappa \cdot u_* \cdot R_{add} \end{aligned} \quad (2.18)$$

Ainsi, en revenant à l'équation de la chaleur de la MOST (équation (2.14) simplifiée), on peut remplacer la différence de température par sa valeur en termes de flux de chaleur et de résistances ( $T_{surf} - T_{atm}(z) = H \cdot (R_{aero} + R_{add}) / (\rho \cdot C_p)$ ) et arriver à une expression des résistances :

$$\begin{aligned} T_{surf} - T_{atm}(z) &= \frac{H}{\rho \cdot C_p \cdot u_* \cdot \kappa} \cdot (\ln(\frac{z-d}{z_{0h}}) - \psi_h) \\ \frac{H \cdot (R_{aero} + R_{add})}{\rho \cdot C_p} &= \frac{H}{\rho \cdot C_p \cdot u_* \cdot \kappa} \cdot (\ln(\frac{z-d}{z_{0h}}) - \psi_h) \\ R_{aero} + R_{add} &= \frac{\ln(z-d) - \ln(z_{0h}) - \psi_h}{u_* \cdot \kappa} \end{aligned} \quad (2.19)$$

En utilisant l'équation de la quantité de mouvement (2.14) (simplifiée) de MOST, on peut exprimer  $\ln(z-d)$  grâce aux autres variables et obtenir une expression des termes de résistance :

$$R_{aero} + R_{add} = \frac{U}{u_*^2} + \frac{\ln(\frac{z_{0m}}{z_{0h}}) + \psi_m - \psi_h}{u_* \cdot \kappa} \quad (2.20)$$

Le premier terme du côté droit de l'équation est par définition égal à  $R_{aero}$  (d'après l'équation 2.13 et car la vitesse de friction peut s'exprimer  $u_* = \sqrt{C_d} \cdot U$ ). Nous pouvons alors avoir une expression des résistances ajoutées (qui peut être simplifiée comme suit dans des conditions de stabilité atmosphérique proches de la neutralité ; la simplification dans des conditions non neutres nécessite un peu plus d'équations et d'approximations mais le résultat est le même) :

$$\begin{aligned}
 R_{add} &= \frac{\ln\left(\frac{z_{0m}}{z_{0h}}\right) + \psi_m - \psi_h}{u_* \cdot \kappa} \\
 R_{add} &= \frac{\ln\left(\frac{z_{0m}}{z_{0h}}\right)}{u_* \cdot \kappa} \\
 \kappa B^{-1} &= \ln\left(\frac{z_{0m}}{z_{0h}}\right)
 \end{aligned} \tag{2.21}$$

Trouver un modèle qui donne une expression de  $\kappa B^{-1}$  peut donc permettre de calculer différentes valeurs de  $z_{0m}$  et  $z_{0h}$  pour représenter le terme de résistance  $R_{add}$  au schéma "big-leaf" classique.

Le modèle de  $\kappa B^{-1}$  implémenté dans ORCHIDEE est celui développé par Su et al. (2001). Ce dernier révisé un modèle initialement développé par Massman (1999) basé sur la théorie "Localized Near Field" (LNF) de Raupach (1989a) (Voir Section 1.2.2.3). Il inclut donc des résistances supplémentaires pour la couche limite ( $R_{bl}$ ) et le transport turbulent à l'intérieur de la canopée ( $R_{turb}$ ) ( $R_{add} = R_{bl} + R_{turb}$ ). Le modèle initial de Massman (1999) calcule  $\kappa B^{-1}$  pour le couvert et le sol en additionnant une version simplifiée du modèle de couvert végétal de Choudhury and Monteith (1988) à un autre modèle pour le sol présenté dans Massman (1999). Le coefficient  $\kappa B^{-1}$  résultant, après révision par Su et al. (2001), suit l'équation :

$$\kappa B^{-1} = \frac{k \cdot C_d}{4 \cdot C_t \cdot \eta \cdot (1 - \exp(-\eta_{ec}/2))} \cdot f_c^2 + 2 \cdot f_c \cdot f_s \cdot \frac{\kappa \cdot \eta \cdot z_{0m} / h_c}{C_t^*} + k \cdot B_s^{-1} \cdot f_s^2 \tag{2.22}$$

Où  $C_d$  est le coefficient de traînée (-),  $C_t$  et  $C_t^*$  sont les coefficients de transfert de chaleur (-),  $h_c$  est la hauteur de la canopée (m),  $f_c$  et  $f_s$  sont les fractions de maille occupées par la végétation et du sol ( $m^2/m^2$ ),  $\eta = u_* / u(h_c)$  et  $n$  est le coefficient d'extinction du profil de la vitesse du vent.

L'ensemble de ces équations permet ainsi de représenter des résistances supplémentaires (couche limite et transport turbulent) aux transferts d'énergie et de masse dans ORCHIDEE via le calcul de la résistance aérodynamique.

## 2.1.4 Liens avec d'autres processus clés du bilan d'eau, de carbone et d'énergie

Parmi tous les processus représentés dans ORCHIDEE, certains vont moduler les valeurs de résistances décrites précédemment ou modifier le flux de conduction dans le sol, impactant directement ou indirectement les bilans énergétiques et hydriques de la végétation. Ces processus sont brièvement décrits ici.

### 2.1.4.1 Photosynthèse

Les descriptions du bilan d'énergie et du flux d'évapotranspiration dans les sections 2.1.2.1 & 2.1.2.2 mettent en lumière les différentes résistances appliquées à chaque flux d'eau. Après la résistance aérodynamique appliquée à tous les flux, la seconde résistance la plus importante est sans doute la résistance stomatique en raison de son contrôle sur le flux de transpiration de la végétation et sur l'absorption de dioxyde de carbone par la végétation.

La conductance stomatique (inverse de la résistance stomatique) représente le degré d'ouverture des stomates

des feuilles et détermine le taux d'échanges gazeux (eau et carbone) au niveau de la feuille. Elle dépend directement de plusieurs facteurs physiologiques et environnementaux et sa modélisation est toujours, au moins, semi-empirique. Dans ORCHIDEE, la conductance stomatique suit le modèle de Ball et al. (1987). Le modèle de photosynthèse associé, reliant la valeur de cette conductance stomatique au taux d'absorption de carbone par la végétation (Farquhar et al. (1980)), est résolu selon le formalisme numérique de Yin and Struik (2009). Ce modèle vise à représenter les échanges de carbone et d'eau entre le mésophylle des feuilles et l'air entourant les feuilles.

Le modèle repose sur la résolution de trois équations visant à calculer le flux d'assimilation de  $CO_2$ ,  $A$  ( $\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$ ), la concentration intercellulaire de  $CO_2$ ,  $c_i$  ( $\mu mol/mol$ ) et la conductance stomatique  $g_{s,H_2O}$  ( $\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$ ), chaque variable étant fonction des autres. Nous ne décrivons ici que l'équation (2.23) pour la conductance stomatique.

$$g_{s,H_2O} = f_D \cdot g_{s,CO_2} = f_D \cdot (g_0 + \frac{A + R_d}{c_i - c_{i*}} \cdot f_{VPD}) \cdot U_s \quad (2.23)$$

Où  $f_D = 1.6$  est le rapport entre les diffusivités moléculaires de l'eau et du  $CO_2$ ,  $g_0$  est la conductance stomatique résiduelle nocturne ( $\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$ ),  $R_d$  est la respiration végétale en absence de lumière ( $\mu mol.m^{-2}.s^{-1}$ ),  $c_{i*}$  est le point de compensation du  $CO_2$  basé sur le  $c_i$  en l'absence de  $R_d$  ( $\mu mol/mol$ ) et  $f_{VPD}$  (–) est une fonction empirique représentant la dépendance de la conductance stomatique par rapport au déficit de pression de vapeur de l'atmosphère ( $VPD$  en  $kPa$ ). Cette dernière fonction est exprimée grâce à la formule (2.24).

$$f_{VPD} = \frac{1}{1/(a_1 - b_1 \cdot VPD) - 1} \quad (2.24)$$

Où  $a_1$  (–) et  $b_1$  ( $kPa^{-1}$ ) sont des paramètres traduisant la sensibilité des stomates à des variations de VPD.

Enfin, il est bien connu que le stress hydrique du sol a aussi un fort impact sur la conductance stomatique (Mencuccini et al. (2019), Fatichi et al. (2016)). ORCHIDEE, comme la plupart des LSMs, représente cette dépendance par une fonction de stress empirique  $U_s$  (–) exprimée selon l'équation 2.25 (cette contrainte hydrique du sol n'est pas initialement présente dans Yin and Struik (2009)).

$$U_s = \sum_{i>1} n_{root,i} \cdot \min(1., \frac{W_i - W_w}{p\% \cdot (W_f - W_w)}) \quad (2.25)$$

Où  $n_{root,i}$  est la fraction de racines (–) située dans la couche  $i$ ,  $W_i$  la teneur en eau dans la couche  $i$  ( $m^3/m^3$ ),  $W_w$ , la teneur en eau au point de flétrissement ( $m^3/m^3$ ),  $W_f$ , la teneur en eau à la capacité de rétention ( $m^3/m^3$ ), et  $p\%$ , un paramètre (exprimé en pourcentage de la capacité de rétention du sol et généralement fixé à 80%) reflétant la sensibilité de la fonction de stress à  $W_i$ .

Ce modèle de conductance stomatique est résolu sur une canopée discrétisée en 10 couches avec un rayonnement solaire absorbé décroissant à l'intérieur de la canopée, impactant le taux d'assimilation  $A$  (le transfert du rayonnement solaire dans la canopée est modélisé grâce au schéma de transfert radiatif multi-couches implémenté dans ORCHIDEE suivant le modèle "two-streams" de Pinty et al. (2006)). Dans chaque couche, le flux de  $CO_2$  absorbé est proportionnel à la différence de concentration entre la teneur en  $CO_2$  atmosphérique (variable d'entrée pour ORCHIDEE) et la concentration en  $CO_2$  dans le mésophylle foliaire pondérée par une somme de résistances (calculé selon un schéma similaire aux flux de transpiration). Ce flux est confronté à 3 résistances principales : la résistance du mésophylle traduisant le transport du mésophylle aux cavités stomatiques, la résistance stomatique et celle de la couche limite de la feuille (comme mentionnée lors de la description des régimes de transport turbulent au sein

de la canopée en section 1.1.2.2).

Par définition, le  $CO_2$  atmosphérique correspond à la concentration de  $CO_2$  dans le niveau le plus bas de l'atmosphère au-dessus de la canopée. Par définition également, le modèle implémenté représente le flux de  $CO_2$  entre les feuilles et l'air environnant. En pratique, les concentrations de  $CO_2$  dans l'air entourant les feuilles et dans l'atmosphère peuvent varier fortement en raison de son transport turbulent à l'intérieur et au-dessus de la canopée (résistance aérodynamique). Ces deux régimes de transport ne sont pas représentés dans le modèle Yin and Struik (2009) et n'ont pas été implémentés dans le module de photosynthèse d'ORCHIDEE. Cette incohérence est détaillée dans la section 2.3.

### Incohérences relevées

- ⇒ Le transport aérodynamique (et la résistance aérodynamique associée) n'est pas pris en compte dans le schéma de photosynthèse;
- ⇒ Le profil de concentration de l'air en  $CO_2$  dans la canopée n'est pas implémenté dans le schéma de photosynthèse.

## 2.1.4.2 Bilan hydrique du sol

Une fois les flux d'évaporation et de transpiration calculés par le biais du bilan d'énergie, ces quantités d'eau doivent être extraites du sol, via la résolution du bilan hydrique du sol. Suivant de Rosnay et al. (2002), ORCHIDEE discrétise un sol de deux mètres de profondeur en onze couches. L'équation de diffusion de l'eau dans le sol (équation de Richards (2.26)) est résolue de manière semi-implicite sur ces 11 couches et pour chacune des colonnes de sol définie dans ORCHIDEE (une résolution pour les forêts, une pour la végétation basse et une pour le sol nu).

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta(z, t)}{\partial t} &= -\frac{\partial q(z, t)}{\partial z} - s(z, t) \\ q(z, t) &= -D(\theta(z, t)) \cdot \frac{\partial \theta(z, t)}{\partial z} + K(\theta(z, t)) \end{aligned} \quad (2.26)$$

Où  $\theta$  est la teneur en eau du sol ( $m^3/m^3$ ),  $q$  est le flux entre les couches ( $m/s$ ),  $s$  est le terme source/puits dans chaque couche ( $m^3 \cdot m^{-3} \cdot s^{-1}$ ),  $D$  ( $m^2/s$ ) et  $K$  ( $m/s$ ) sont respectivement la diffusivité et la conductivité hydraulique du sol.

Les termes source/puits dépendent des flux appliqués dans chaque couche :

- En haut de la colonne : infiltration d'eau et évaporation du sol nu;
- Au bas de la colonne de sol : drainage;
- Dans chaque couche : absorption par les racines.

Le terme d'absorption racinaire appliqué dans toutes les couches du sol est une partition du terme de transpiration en fonction du profil exponentiel décroissant de la densité racinaire dans le sol. Le transport de l'eau à l'intérieur de la végétation n'est donc, par définition, pas représenté.

Enfin, sur chaque colonne de sol, une fois la résolution de l'équation de Richards terminée et la teneur en eau du sol obtenue, une estimation de l'évaporation du sol nu au prochain pas de temps est effectuée. Pour ce faire, le profil d'humidité est sauvegardé et une première prédiction de l'évaporation du sol nu est effectuée. On suppose

que l'évaporation du sol nu est égale à l'évapotranspiration potentielle (comprenant la correction de Milly) du pas de temps  $t$ . Au bas de la colonne de sol, le flux de drainage est appliqué (son calcul découle du bilan hydrique de la colonne de sol). Une nouvelle résolution fictive de la diffusion de l'eau dans le sol est effectuée pour chaque colonne de sol en supposant que les flux appliqués dans la colonne sont uniquement l'évaporation du sol nu (estimée comme étant l'évapotranspiration potentielle) et le drainage (drainage fictif dépendant de cette intégration fictive). Si le profil de teneur en eau du sol résultant présente des teneurs en eau inférieures à la teneur en eau résiduelle, le profil est réajusté (routine spécifique qui redistribue l'eau pour éviter des teneurs en eau inférieures à la teneur en eau résiduelle). Après ce réajustement, un bilan hydrique global de la colonne est réalisé pour chaque colonne. La différence de teneur en eau entre  $t$  et  $t + 1$  est supposée être due à l'évaporation du sol nu et au drainage. Cette intégration fictive permet donc de réajuster l'évaporation du sol nu lorsque le sol ne peut pas répondre à la demande initiale. Enfin, au pas de temps suivant, si la somme de l'évaporation du sol nu, de la transpiration et de l'évaporation de l'eau interceptée sur tous les PFT dépasse l'évapotranspiration potentielle, la priorité est donnée à la transpiration et à la perte d'interception et une réduction est appliquée à l'évaporation du sol nu. Cette deuxième correction conduit à l'évaporation "réelle" du sol nu qui est utilisée pour le pas de temps  $t + 1$ .

### 2.1.4.3 Thermodynamique du sol

Le calcul de la température dans le sol modélisée dans ORCHIDEE est adaptée de Hourdin (1992) (Section 3.3, p39 et Annexe A, p195). La texture du sol est supposée être verticalement homogène sur l'ensemble de la maille et un seul bilan d'énergie est effectué pour l'ensemble de la maille.

En ne considérant que la diffusion de la chaleur dans le sol, la description de la variation temporelle de la température en réponse à un flux de chaleur, suit l'équation (2.27).

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{C_p} \frac{\partial F_C}{\partial z} \quad (2.27)$$

Où,  $C_p$  est la capacité calorifique thermique du sol ( $J.m^{-2}.K^{-1}$ ) et  $F_C$  est le flux de conductivité thermique ( $W/m^2$ ) qui est calculé comme dans l'équation (2.28) grâce à la conductivité thermique du sol ( $\lambda$  en  $W.K^{-1}.m^{-1}$ ) et au gradient de température vertical.

$$F_C = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.28)$$

Introduire l'expression de  $F_C$  dans l'équation de diffusion de la chaleur conduit à l'équation de Fourier classique comme dans l'équation (2.29)

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{C_p} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (2.29)$$

Le flux de conduction thermique  $G$  ( $W/m^2$ ) décrit dans le bilan énergétique est exprimé comme dans l'équation (2.30) à la profondeur  $z = 0$ .

$$G = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad (2.30)$$

Enfin, les propriétés thermiques du sol sont estimées à partir des variables hydrologiques des 3 colonnes de sol, moyennées par la fraction qu'elles occupent sur la maille. D'autres processus, non décrits ici, impactent la thermodynamique du sol. Notamment, lors de phases de gel de l'eau stockée dans le sol, un terme de source ou de puits d'énergie (en fonction de la phase de gel ou de dégel) est appliqué à l'équation 2.27 (Gouttevin et al. (2012)).

## 2.1.5 Problèmes connus dans la version trunk du modèle ORCHIDEE

Bien que performant, le modèle ORCHIDEE souffre d'un certain nombre de problèmes et d'incohérences réduisant la qualité de ses résultats et des analyses potentielles pouvant être effectuées. Dans le cadre de cette thèse, différents problèmes ont été rencontrés et identifiés lors d'une analyse approfondie du code (version principale du modèle ("Tronc" ou "Trunk") en 2022) qui a été réalisée au début de cette thèse. Cette section vise donc à en rappeler quelques uns en lien avec les développements de cette thèse et qui seront par conséquent traités en partie ou évoqués par la suite.

Parmi les problèmes les plus importants se trouve la surestimation de l'évaporation du sol nu. Dans sa configuration standard, l'évaporation du sol nu est calculée comme exprimé dans la section 2.1.4.2. Cependant, utilisé comme tel, le modèle produit une évaporation du sol beaucoup trop importante en comparaison à des produits d'évaluation globaux tels que GLEAM (*S. Luyssaert, communication personnelle*). L'évaporation du sol nu peut être 3 à 5 fois plus importante que les observations. Pour contrer cette surestimation, une solution temporaire a été proposée qui consiste à imposer, lors de la prédiction de l'évapotranspiration, non pas l'évapotranspiration potentielle, mais l'*ETP* réduite par une résistance de sol. Cette résistance, définie empiriquement par Sellers et al. (1992) représenterait le frein à l'évaporation qui pourrait résulter d'une litière présente au-dessus du sol (ou tout autre processus non modélisé comme une croûte de dessiccation). Cette solution a un impact direct sur l'évaporation du sol nu, permettant de la diminuer à des niveaux plus en accord avec les estimations fournies par GLEAM. Cependant, l'application d'une unique résistance indépendante de la texture du sol et de sa couverture végétale n'apparaît pas satisfaisante et nécessiterait a minima une spatialisation et une calibration à l'échelle globale.

En parallèle, ORCHIDEE souffre d'une forte sous-estimation du flux de transpiration de la végétation. En comparaison avec des observations locales ou avec les observations du produit GLEAM, ORCHIDEE simule une transpiration totale globale 1.5 à 2 fois trop faible. Cependant, cette sous-estimation de la transpiration ne semble pas biaiser le flux d'absorption de carbone alors que les deux flux sont intrinsèquement reliés. En effet, la GPP modélisée dans ORCHIDEE semble légèrement surestimée par rapport aux estimations généralement admises. L'objectif serait donc de modifier le flux de transpiration sans affecter fortement le flux de photosynthèse (GPP).

Quelques éléments de réponses à ces problèmes sont apportés dans les deux sections suivantes. La section 2.2 étudie des améliorations qui ont été apportées au schéma résistif actuellement implémenté dans ORCHIDEE. La section 2.3 propose des pistes de réflexion visant à répondre à des problèmes plus complexes.

## 2.2 Amélioration du schéma résistif appliqué dans ORCHIDEE

### 2.2.1 Résumé des incohérences identifiées

La présentation du schéma actuel d'ORCHIDEE décrit dans les parties précédentes a permis de relever plusieurs incohérences dans le schéma résistif appliqué aux flux d'énergie. Dans cette section, nous nous focaliserons uniquement sur les incohérences liées aux résistances et aux fractions de grille appliquées à chaque flux. La section suivante (section 2.3) proposera une réflexion sur une utilisation potentielle des variables d'état dans ORCHIDEE pour améliorer le calcul des flux de matière.

Tout d'abord, si l'on relie les deux flux principaux émanant de la végétation : la transpiration et l'absorption de carbone, une incohérence partielle dans le formalisme appliqué pour le calcul de ces deux flux est à noter. Bien que les deux flux soient définis entre les cavités stomatiques et la plus basse couche du modèle d'atmosphère, d'un côté, la transpiration ne considère qu'une résistance stomatique et la résistance aérodynamique (qui peut, comme on l'a vu, en fonction de sa définition, prendre en compte les résistances de transport turbulent intra-canopée et de couche limite autour de la feuille). De l'autre côté, le flux d'absorption (photosynthèse) ou d'émission (lorsque la respiration autotrophe foliaire domine la photosynthèse) de dioxyde de carbone par la végétation ne considère que la résistance stomatique et une résistance de couche limite autour de la feuille. Les transports turbulents et aérodynamiques depuis l'air proche des feuilles et les basses couches de l'atmosphère ne sont pas pris en compte, entraînant par conséquent, une surestimation potentielle du flux d'absorption de dioxyde de carbone. Il apparaît donc nécessaire d'appliquer la résistance aérodynamique définie en section 2.1.3 au schéma de photosynthèse de manière à obtenir des flux d'eau et de carbone cohérents entre la végétation et l'atmosphère. Cette première correction devrait entraîner une diminution du flux de GPP, qui pourrait être plus en accord avec les observations.

La deuxième incohérence concerne l'estimation de l'évaporation du sol nu décrite en section 2.1.4.2. Lors de cette estimation, une deuxième résolution de l'équation de Richards est effectuée en imposant une ETP en haut de la colonne et un drainage libre en bas (itération dite "fictive" dans la description faite en section 2.1.4.2). Bien que cette estimation soit réaliste dans le cas d'un sol nu, elle est biaisée pour les colonnes de sol correspondant aux végétations basses et aux forêts. En effet, l'absorption racinaire devrait également être prise en compte dans la résolution du bilan pour ces deux colonnes de sol. Ne pas la prendre en compte dans ce premier calcul, biaise la résolution verticale de l'équation de Richards et engendre une évaporation du sol trop forte (qui pourra (ou pas) être corrigée au pas de temps suivant). De manière à prévenir cette surestimation, le terme d'absorption racinaire du pas de temps précédent a été ajouté à la deuxième résolution.

Enfin, la table 2.2 soulève un dernier problème sur les flux de transpiration et d'évaporation de l'eau interceptée. Les coefficients  $\beta$  (facteurs réduisant l'ETP pour chaque type de flux) sont définis de manière à ce que leur somme ne dépasse pas 1. Cette contrainte permet au modèle de ne jamais simuler une évapotranspiration réelle qui serait plus élevée que l'évapotranspiration potentielle calculée dans l'équation (2.8). Par conséquent, en imaginant que dans l'équation (2.11) on ait  $\sum_j R_{i,j} = R_{aero}$  pour chaque  $\beta_i$ , il faut, pour respecter la contrainte, que la somme de toutes les fractions de grille soit égale à 1. Il est donc supposé que tous les flux d'eau émanent de portions de grille

différentes. Cette hypothèse est convaincante pour la majorité des flux : pas de transpiration ou d'eau interceptée sur la portion de grille couverte de neige ou de floodplains, pas transpiration sur la partie sol nu par définition... Cependant, cette contrainte est bien trop forte pour les flux d'eau interceptée et de transpiration. En effet, la majorité du réservoir d'eau interceptée par la végétation se trouve sur le haut des feuilles alors que les stomates sont généralement situés sur la face basse des feuilles. Il n'est donc pas nécessaire de couper la transpiration lorsque de l'eau est interceptée par la végétation. En effet, des observations suggèrent que la diminution du flux de transpiration lors des épisodes pluvieux n'est pas causée par une fermeture des stomates qui seraient recouverts d'eau, mais plutôt par la diminution de la demande atmosphérique due à l'augmentation drastique de  $q_{atm}$  dans l'air proche des feuilles. Le modèle a donc été corrigé de manière à permettre la concomitance des flux de transpiration et d'évaporation de l'eau interceptée et à réduire le flux d'interception lorsque la somme des flux dépasse l'évapotranspiration potentielle.

## 2.2.2 Impacts de ces modifications sur l'ET et la GPP calculées par ORCHIDEE

Cette section s'attache à l'analyse des résultats des développements effectués pour contrer les incohérences soulevées dans la partie précédente. Uniquement deux analyses sont présentées ici : la première sur l'impact de l'ajout de la résistance aérodynamique au flux d'absorption de dioxyde de carbone et la seconde sur l'autorisation de la concomitance des flux de transpiration et d'évaporation de l'eau interceptée. Ce choix est dû à l'impact relativement faible de l'ajout du terme d'absorption racinaire dans l'estimation du flux d'évaporation du sol nu. En effet, bien qu'une diminution de l'estimation est à noter, elle n'est pas suffisante pour contrer la surestimation de l'estimation de l'évaporation du sol nu. Par conséquent, la correction effectuée au pas de temps suivant prévaut toujours sur l'estimation et très peu de changements ont été notés. Les résultats présentés ci-après sont additifs, c'est à dire que les développements liés à la concomitance des deux flux ont été ajoutés dans un premier temps puis l'ajout de la résistance aérodynamique dans le flux de carbone a été effectué. Les résultats de la version prenant compte de la résistance aérodynamique dans le calcul de la GPP prennent donc en compte les résultats de la concomitance. Ainsi, la version de la concomitance est comparée à la version standard d'ORCHIDEE, et la version avec la prise en compte de la résistance aérodynamique est comparée à la version de la concomitance.

Pour chacune des simulations présentées, comme l'objectif principal est de quantifier l'impact des changements sur les résultats du bilan d'eau, d'énergie et du flux de photosynthèse, un très court spinup de 5 années a été effectué (un plus long spin-up serait nécessaire pour étudier le bilan net de carbone). Les figures présentent les résultats obtenus sur la cinquième année de simulation. Chaque configuration a été forcée en utilisant les données de réanalyses atmosphériques CRU JRA 2.4 (Harris et al., 2020) sur une grille de résolution de  $2^\circ$ .

### 2.2.2.1 Concomitance de la transpiration et du flux d'évaporation de l'eau interceptée

Le développement associé à la concomitance du flux de transpiration et du flux d'évaporation de l'eau interceptée (simulation désignée comme Ft&Fil dans les figures ci-après) étant appliqué au coefficient  $\beta$  associé au flux de transpiration (en permettant au flux de transpiration d'être émis des feuilles sèches et mouillées), les changements

dans les résultats sont attendus principalement sur la transpiration. Cependant, ce flux étant intrinsèquement relié aux flux d'évaporation de sol nu (via le contenu en eau du sol) et à la GPP (couplage transpiration et GPP), ces deux grandeurs vont également être étudiées.

La Figure 2.2 présente les moyennes annuelles globales du flux de transpiration, du flux d'évaporation du sol nu et de l'indice foliaire (i.e., leaf area index) et les différences entre la version présentant la concomitance des flux (Ft&Fil) et la version par défaut. Le panneau supérieur droit nous renseigne sur l'impact le plus fort de la concomitance. En effet, une augmentation annuelle très significative du flux de transpiration d'environ 20% dans les tropiques et 10% dans les régions tempérées est notable (entraînant une augmentation du flux de chaleur latente de 5 à 10  $W/m^2$  dans les tropiques). Cette augmentation importante dans les tropiques était attendue car ces régions sont celles où les précipitations sont les plus importantes pendant une grande partie de l'année et sont composées de végétation sempervirente, engendrant de fortes interceptions d'eau dans la canopée quand il pleut. Cette augmentation nette de la transpiration engendre de légères diminutions des flux d'évaporation de l'eau interceptée et d'évaporation du sol nu (jusqu'à 0.3 mm/jour en moyenne annuelle). Cette conséquence indirecte est attendue du point de vue du calcul de ces deux flux. Comme expliqué en section 2.1.4.2, l'évaporation du sol nu est calculée grâce à un schéma prédicteur/correcteur et la correction majeure appliquée au flux est sa diminution lorsque la somme des flux de transpiration, d'interception et d'évaporation du sol est supérieure à l'ETP. Comme cette correction est appliquée dans la majorité des cas, une augmentation de la transpiration va engendrer une diminution de l'évaporation du sol nu. Elle n'apparaît toutefois que dans des régions à très fort LAI, où la fraction de sol nu est relativement faible donc son impact sur le flux de chaleur latente global est assez faible en comparaison à l'augmentation du flux de transpiration (jusqu'à +1mm/jour dans les régions de plus fort LAI). De la même manière, le calcul de l'évaporation de l'eau interceptée est corrigé pour les pas de temps présentant une surestimation des flux de transpiration et d'évaporation de l'eau interceptée. Dans ces cas précis, les deux flux sont diminués de manière à ce que leur somme ne dépasse pas l'ETP (voir ci-après). Cette diminution est observable sur le flux d'évaporation de l'eau interceptée. Enfin, il est à noter sur la figure 2.2 que certaines mailles de calcul donnent lieu à des résultats assez étonnants (fortes augmentations ou diminutions des quantités modélisées). Bien que ces résultats soient à approfondir, ils peuvent s'expliquer par une dynamique particulière du LAI (augmentation ou diminution). Cette dynamique du LAI étant en cours d'amélioration par d'autres chercheurs du projet ORCHIDEE, ces résultats seront à approfondir dans les futures versions du modèle.

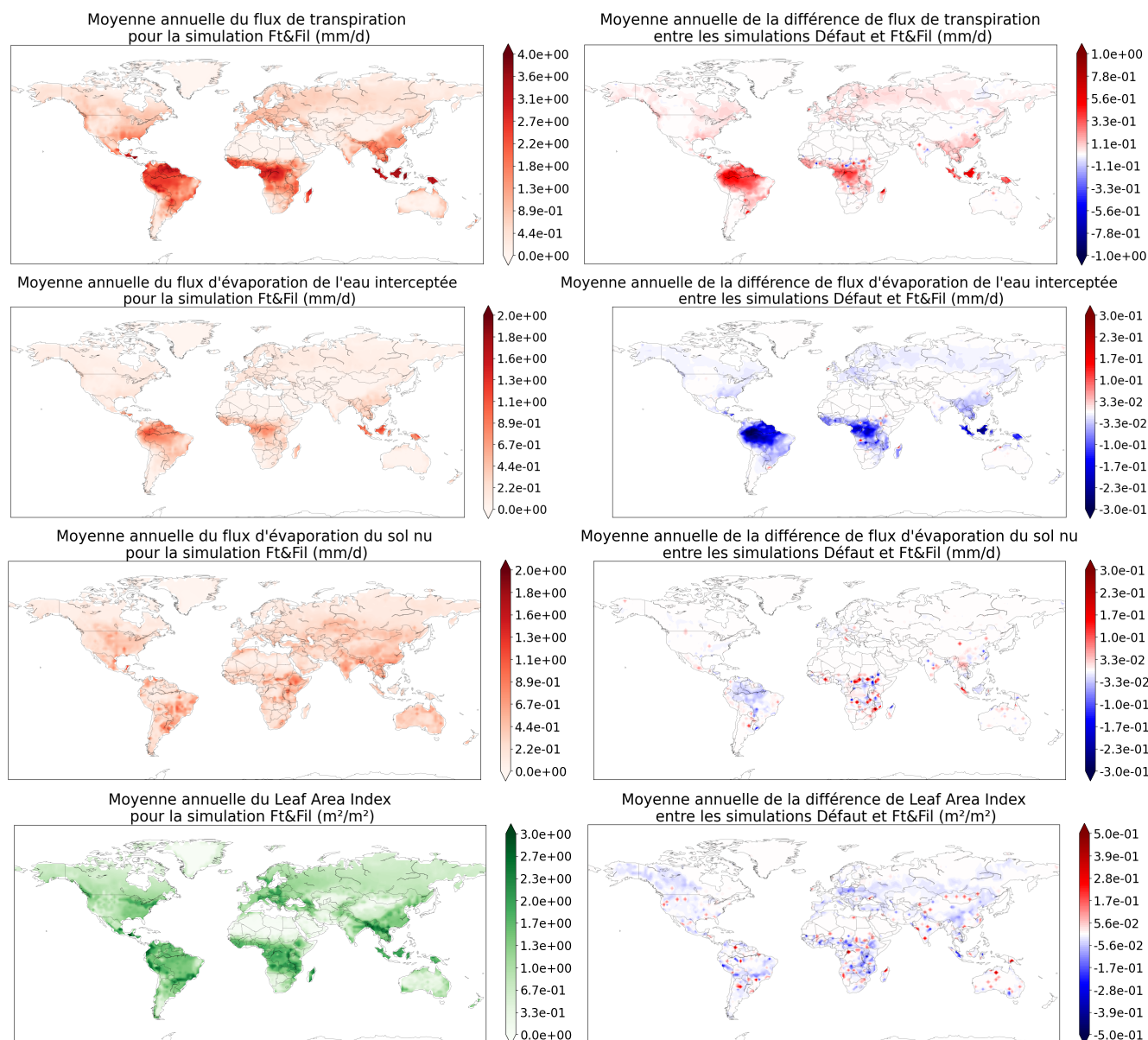


Figure 2.2 – Impact de la concomitance sur les flux de transpiration (panneaux du haut), d'évaporation de l'eau interceptée (panneaux centraux hauts), de d'évaporation du sol nu (panneaux centraux bas) et du LAI (panneaux du bas). Moyenne annuelle des flux pour la simulation de concomitance (panneaux de gauche) et différence absolue entre les moyennes annuelles des flux avant et après l'intégration de la concomitance (panneaux de droite)

La Figure 2.3 présente les résultats de la concomitance sur la moyenne annuelle du flux de GPP. Une diminution globale de quelques pourcents de la GPP est à noter dans certaines régions, spécialement dans les régions impactées par la concomitance. Ces différences sont en grande partie dues à la diminution du LAI dans ces régions comme le montre la figure 2.2. Un autre impact indirect peut être cependant noté. L'augmentation drastique de la transpiration peut entraîner un stress hydrique plus important ultérieurement durant la saison de croissance. Cette augmentation du stress doit cependant rester faible car n'impactant pas fortement la transpiration annuelle qui augmente significativement (conséquence directe de la modification apportée par la configuration Ft&Fil). Néanmoins, ce stress hydrique peut impacter le taux de carboxylation maximal et la conductance stomatique pouvant entraîner une diminution de la GPP (et du LAI qui conditionne en retour la GPP). Cette analyse reste en cours avec le groupe

ORCHIDEE pour une meilleure calibration du ratio transpiration-GPP. Ce développement s'inscrit cependant dans les objectifs généraux du groupe de développement d'ORCHIDEE qui cherche à obtenir une augmentation du flux de transpiration sans augmentation du flux de GPP.

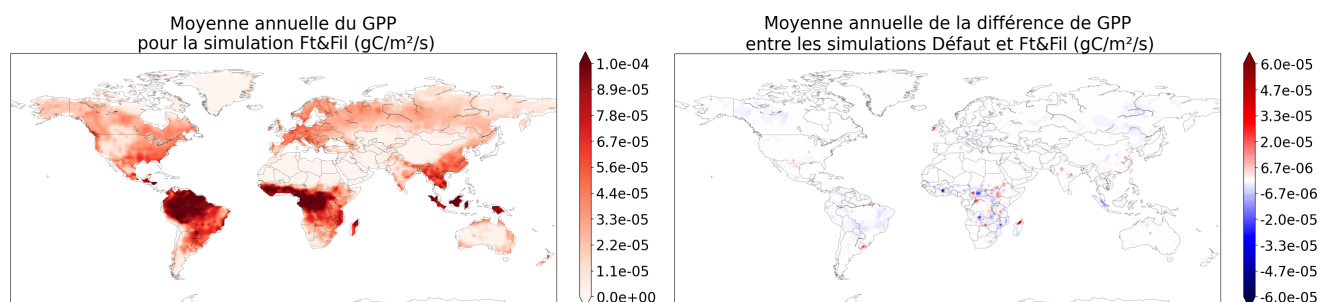


Figure 2.3 - Impact de la concomitance sur le flux de GPP. Moyenne annuelle du flux de GPP pour la simulation de concomitance (panneau de gauche), différence absolue entre les moyennes annuelles du flux de GPP avant et après l'intégration de la concomitance (panneau de droite)

Enfin, comme mentionné en section 2.2.1, la somme des différentes composantes de l'ET ne peut pas excéder l'ETP. Par définition des coefficients  $\beta$ , cette condition était forcément vérifiée précédemment. Cependant, la concomitance des flux de transpiration et d'évaporation de l'eau interceptée peut permettre dans certains cas la violation de cette condition. De manière à prévenir cette violation, un test a été implémenté dans le code permettant de limiter l'ET totale lorsqu'elle dépasse l'ETP et permettant d'avertir l'utilisateur. Les résultats de ce test sont présentés sur la figure 2.4. Ils montrent que cette condition n'est pas vérifiée sur 2000 pas de temps sur une année (environ 10%) dans certaines régions. L'écart atteint en moyenne 20% de la valeur de l'ETP dans certaines régions, ce qui est assez important. Ces écarts peuvent s'expliquer par le fait que l'ETP est calculé à l'échelle de la maille à partir d'une température de surface qui est en général surestimée. Un raffinement de la température de surface ainsi qu'une meilleure représentation de la température de la végétation et de l'humidité proche de la végétation pourrait permettre un calcul plus précis de l'évapotranspiration potentielle et permettre de réduire cette surestimation.

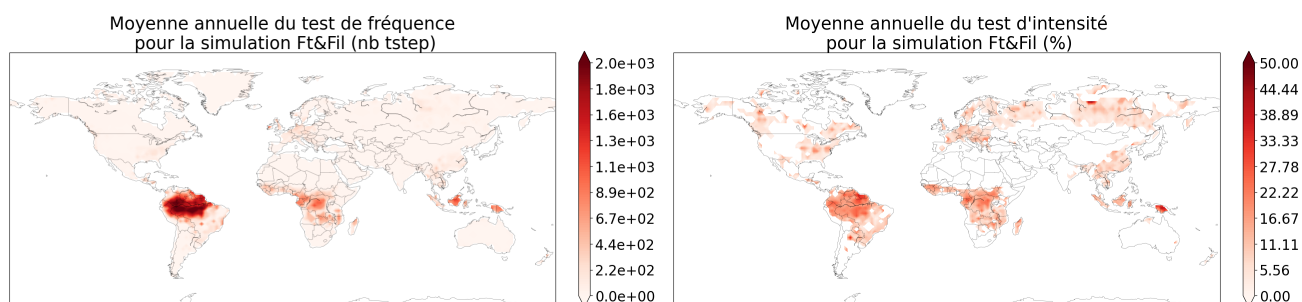


Figure 2.4 - Nombre de pas de temps durant lesquels l'évaporation de l'eau interceptée additionnée à la transpiration dépasse l'ETP (panneau de gauche) et intensité moyenne du surpassement (panneau de droite)

## 2.2.2.2 Impact de l'introduction de la résistance aérodynamique dans le schéma de calcul de la GPP

L'ajout de la résistance aérodynamique n'intervient que dans le calcul de la GPP. Ce changement impacte cependant indirectement la conductance stomatique car cette dernière est déduite du schéma de résolution de la photosynthèse selon le formalisme de Yin and Struik (2009) qui implique ces deux résistances. Par conséquent, l'ajout de la résistance aérodynamique sur le flux de GPP va impacter le flux de transpiration.

La Figure 2.5 présente l'impact de l'ajout de la résistance aérodynamique sur ces deux flux. Cet ajout doit, en principe diminuer directement le flux de GPP. Néanmoins, cette diminution n'est pas systématique comme le montre certains pixels présentant une augmentation. Celle-ci est probablement liée à des interactions avec des changements de température et de stress hydrique; ces interactions restent cependant à mieux caractériser. L'impact indirect sur la transpiration suggère que l'ajout de la résistance aérodynamique sur le flux de GPP réduit indirectement la conductance stomatique. Cette diminution peut probablement s'expliquer par les non-linéarités présentes dans le schéma de photosynthèse qui doivent être étudiées de manière plus détaillées pour comprendre l'ensemble des interactions.

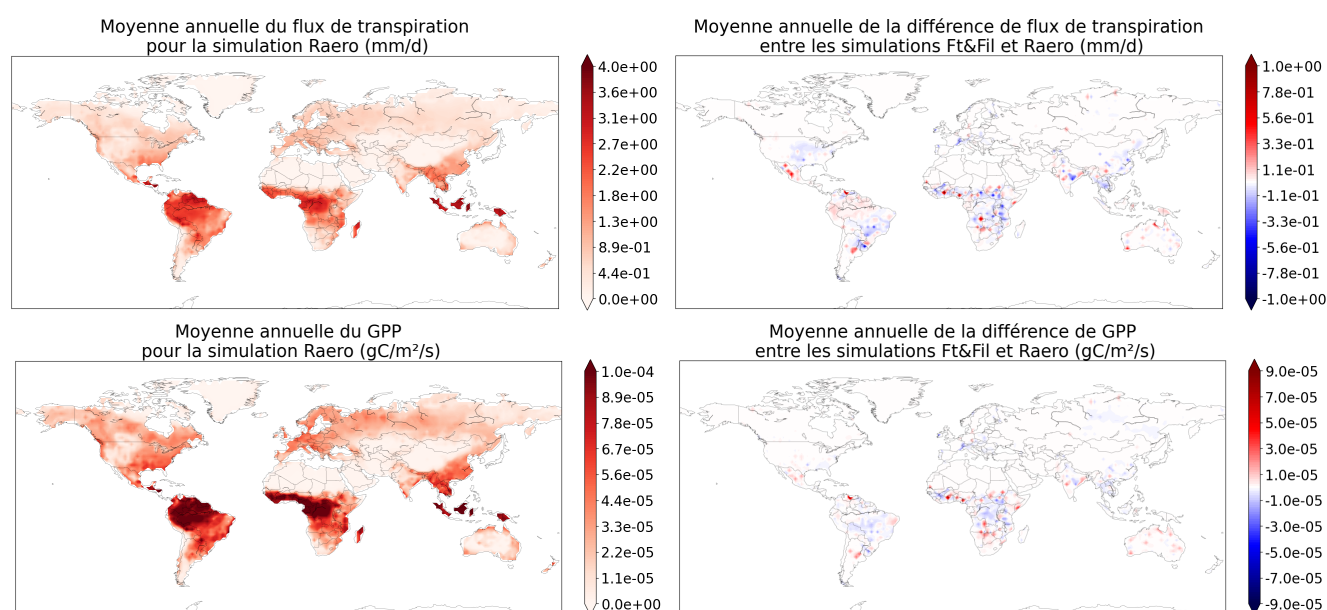


Figure 2.5 - Impact de l'ajout de la résistance aérodynamique au schéma de photosynthèse sur les flux de transpiration (panneaux du haut) et de GPP (panneau du bas). Moyenne annuelle des flux pour la simulation avec ajout de la résistance (panneaux de gauche) et différence absolue entre les moyennes annuelles des flux avant et après l'intégration de la résistance (panneaux de droite)

## 2.3 Réflexions sur les améliorations futures pouvant être apportées au calcul des flux

Les sections précédentes ont permis de soulever des incohérences "simples" dans le schéma résistif appliqué aux flux d'énergie dans ORCHIDEE. Malgré les améliorations décrites ci-dessus, certaines incohérences moins évidentes persistent et se doivent d'être mise en avant de manière à amener des réflexions plus profondes relatives aux développements futurs du modèle. Bien qu'étant de nature variable, ces incohérences découlent majoritairement d'une différence de complexité entre les processus qui sont implémentés. Ces réflexions ont été stimulées par la recherche de potentiels biais de modélisation pouvant expliquer la surestimation de la GPP et la sous-estimation de la transpiration. L'accent sera donc mis sur ces deux flux liés aux échanges foliaires : l'eau et le dioxyde de carbone. Une réflexion sur la modélisation de l'évaporation du sol nu (aussi sur-estimée dans ORCHIDEE est également introduite).

### 2.3.1 Principe actuel du calcul des flux dans ORCHIDEE

Le calcul des flux de surface dans ORCHIDEE a été décrit avec plus de détails précédemment dans le document. En résumé, il repose essentiellement sur des bilans à l'interface avec l'atmosphère, sous la forme d'un modèle résistif. Les flux correspondants sont exprimés comme suit :

$$F = k \cdot \frac{X_{surf} - X_{atm}}{R} \quad (2.31)$$

Avec  $F$  le flux considéré, que ce soit un flux d'eau, d'énergie ou de carbone,  $X_{atm}$  et  $X_{surf}$  les variables d'état associées au flux (températures, humidités ou concentrations de  $CO_2$  dans l'atmosphère et à la surface),  $k$  un facteur de conversion et  $R$  la résistance ou l'ensemble des résistances traversées par le flux. On rappelle ici les trois flux qui nous intéresserons dans cette section :

Le flux de transpiration :

$$F_{transpiration} = \beta_3 \cdot E_{pot,tot} = \rho \cdot \Delta t \cdot f_{transp} \cdot \frac{q_{sat}(T_{surf}) - q_{atm}}{R_{aero} + R_{stom}} \quad (2.32)$$

Le flux de GPP, qui est la somme des flux dans les 10 couches du schéma de photosynthèse :

$$F_{GPP} = \sum GPP_i \quad (2.33)$$

$$GPP_i = \frac{C_i - C_{atm}}{R_m + R_{stom_i} + R_{bl}} \quad (2.34)$$

Le lien entre la résistance stomatique totale du flux de transpiration et la résistance stomatique par couche du flux de GPP étant obtenu grâce à la formule suivante :

$$R_{stom} = \frac{1}{g_{stot}} = \frac{1}{\sum_i g_{s_i} \cdot LAI_i} = \frac{1}{\sum_i \frac{1}{R_{stom_i}} \cdot LAI_i} \quad (2.35)$$

Et le flux d'évaporation du sol nu (avant sa correction si sa somme avec les flux de transpiration, et d'évaporation de l'eau interceptée est supérieure à l'*ETP*) :

$$F_{evap,nu} = \beta_4 \cdot E_{pot,tot} = \rho \cdot \Delta t \cdot f_{nu} \cdot \frac{q_{sat}(T_{surf}) - q_{atm}}{R_{aero}} \quad (2.36)$$

## 2.3.2 Incohérence des variables d'état entre les modèles

En suivant l'équation 2.31, si le terme résistif  $R$  est supposé correct, les autres variables qui peuvent expliquer des biais dans les flux simulés sont les variables d'état  $X_{surf}$  et  $X_{atm}$ . Nous essaierons alors de trouver les incohérences possibles qui peuvent donner des variables d'état et des différences de potentiels associées ne représentant pas la réalité.

### 2.3.2.1 GPP/Transpiration

Les deux modèles de GPP et de transpiration peuvent être schématisés comme suit :

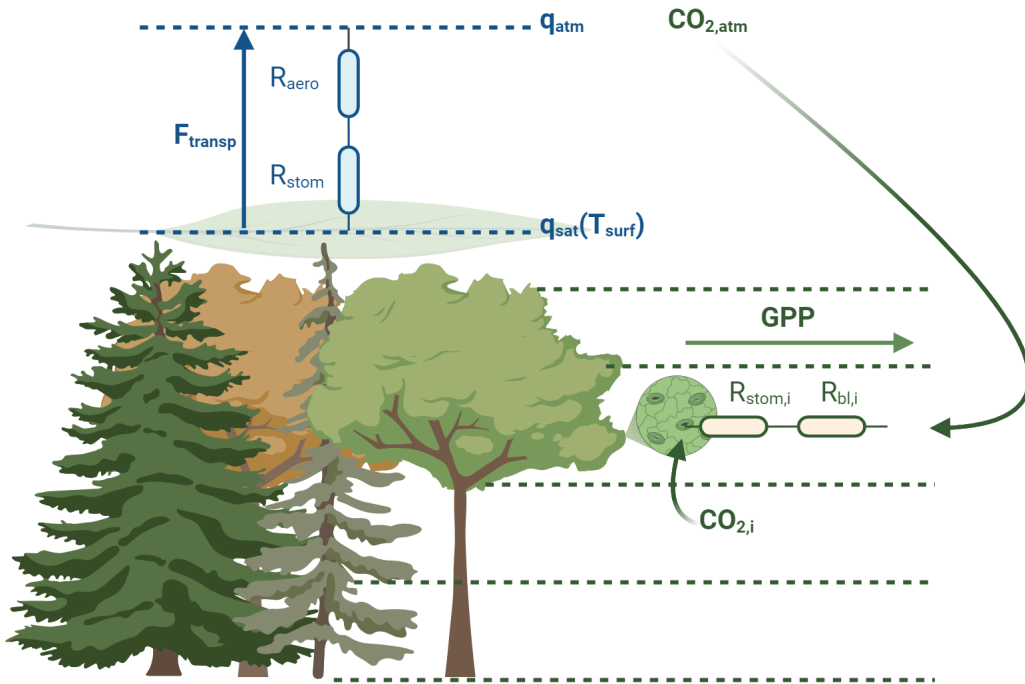


Figure 2.6 – Visions schématiques des modèles de transpiration et de GPP dans ORCHIDEE. Le flux d’absorption ou d’émission de dioxyde de carbone (en vert sur la figure) entre les feuilles et l’atmosphère s’effectue dans une canopée discrétisée (généralement 10 couches) entre les feuilles de chaque couche et l’atmosphère. Le transport de dioxyde de carbone s’effectue (dans la version initiale d’ORCHIDEE) entre le mésophylle des feuilles et l’air proche des feuilles. Le flux traverse donc 3 résistances : une résistance mésophyllienne (non représentée sur le schéma), une résistance stomatique ( $R_{stom,i} = 1/g_{stom,i}$ ) et une résistance traduisant le transport dans la couche limite autour des feuilles ( $R_{bl,i}$ ). Le dioxyde de carbone des basses couches atmosphériques est utilisé pour le calcul dans chaque couche. Du point de vue du flux de transpiration, la forêt est représentée par une unique feuille (modèle big-leaf) échangeant de l’eau avec l’atmosphère. Le flux entre la feuille et l’atmosphère traverse deux résistances caractérisant le transport au sein des stomates  $R_{stom} = \frac{1}{\sum_i g_{stom,i} \cdot LAI_i}$  et une résistance aérodynamique traduisant le transport vers les basses couches de l’atmosphère. L’humidité de l’atmosphère est supposée être celle des basses couches atmosphériques.

Les calculs qui en résultent sont les suivants :

$$F_{transp} = \rho \cdot \Delta t \cdot f_{transp} \cdot \frac{q_{sat}(T_{surf}) - q_{atm}}{R_{aero} + R_{stom}} = \rho \cdot \Delta t \cdot f_{veget} \cdot \frac{q_{sat}(T_{surf}) - q_{atm}}{R_{aero} + (1/\sum_i g_{si} \cdot LAI_i)} \quad (2.37)$$

$$F_{GPP} = k \cdot \sum_i \frac{CO_{2leaves_i} - CO_{2atm}}{R_m + R_{bl} + R_{stom_i}} \quad (2.38)$$

Comme nous voulons que la transpiration et la GPP soient cohérentes entre elles, la première question est la suivante : les deux modèles sont-ils comparables ?

Si l’on écarte les questions relatives aux résistances qui ont déjà été traitées en partie dans la section 2.2 (et qui reviendraient à rajouter le terme  $R_{aero}$  dans l’équation 2.38), l’accent est maintenant mis sur les variables d’état. D’une part, le flux de transpiration se produit entre une surface hypothétique moyenne de température  $T_{surf}$  qui correspond essentiellement à la surface moyenne entre les PFT, le sol nu, la neige, etc. D’autre part, le flux de GPP se produit par PFT, entre les couches de la canopée et l’atmosphère.

Les deux modèles ne sont donc pas vraiment cohérents entre eux et nous voyons deux développements qui pourraient permettre d'améliorer leur cohérence. Le premier serait d'introduire, un bilan énergétique multi-couches qui puisse permettre de calculer l'humidité absolue à saturation à la température des feuilles de la couche considérée  $T_{leaf_i}$  pour chacune des couches de la canopée. Ce travail permettrait d'avoir des variables d'état relatives à la canopée comparables entre les modèles de transpiration et de GPP ( $T_{leaf_i}$  et  $CO_{2_{leaf_i}}$  respectivement). La deuxième étape consisterait alors à résoudre ce bilan énergétique pour chaque PFT plutôt qu'en moyenne sur la grille, de manière à obtenir une cohérence de résolution entre les deux modèles (le modèle de GPP étant résolu par PFT).

L'autre moyen d'avoir des modèles compatibles serait de simplifier le modèle de photosynthèse et de le réduire à une seule feuille qui échange du carbone avec l'atmosphère, de la même manière que le schéma "big-leaf" utilisé pour le bilan d'énergie. Cependant, cette dernière solution supprimerait une complexité importante du modèle actuel qui permet la prise en compte de la variation de rayonnement au sein de la canopée et la non sur-estimation supplémentaire de la GPP quand le LAI du couvert augmente.

Cette première incohérence soulevée concerne la variable d'état associée à la canopée ou à la surface ( $X_{surf}$  dans l'équation 2.31). D'un autre côté, il est possible également de questionner si la variable atmosphérique ( $X_{atm}$  dans l'équation 2.31) est cohérente avec le schéma résistif utilisé.

Dans le cas de la transpiration, avec le modèle "big-leaf" assez simple, l'humidité de l'atmosphère est définie comme  $q_{atm}$  et imposée par le fichier de forçage ou LMDZ. Cependant, pour le modèle de photosynthèse, la variable associée au  $CO_2$  atmosphérique,  $CO_{2_{atm}}$ , peut conduire à une surestimation de la GPP de deux manières différentes. Tout d'abord, si l'on examine le schéma de la figure 2.6, on constate que la même concentration en  $CO_{2_{atm}}$  est appliquée à toutes les couches de la canopée. Cela revient à considérer que toutes les couches de canopée sont complètement indépendantes et traitent directement avec les niveaux les plus bas de l'atmosphère. Cependant, dans la réalité, le " $CO_2$  atmosphérique" auquel les feuilles de chaque couche de la canopée sont confrontées, est le profil des concentrations de  $CO_2$  dans l'atmosphère de la canopée. Comme la canopée assimile du  $CO_2$ , la concentration de  $CO_2$  dans la canopée est plus faible que dans les niveaux les plus bas de l'atmosphère. Un  $CO_{2_{atm}}$  plus faible pourrait alors conduire à un flux de GPP plus faible dans l'équation 2.38 (le conditionnel est employé ici car comme l'assimilation est couplée à la conductance stomatique, la conductance stomatique variera également et réduira peut-être l'effet). Un premier développement consisterait alors à mettre en place un profil de  $CO_2$  dans l'atmosphère de la canopée qui régulerait les échanges de carbone entre les feuilles et l'atmosphère. De la même manière, si l'on examine le même problème du côté de la transpiration, on constate que l'introduction d'un bilan énergétique multi-couches permettrait d'obtenir un profil d'humidité atmosphérique dans la canopée qui aiderait à une représentation plus fiable du flux de transpiration total (l'accumulation d'humidité au sein de l'atmosphère de la canopée ayant tendance à diminuer le flux de transpiration dans les basses couches de la canopée).

Une autre incohérence vient de la façon dont le  $CO_{2_{atm}}$  est imposé. En fonctionnement non couplé à LMDZ, dans le fichier de forçage d'ORCHIDEE, un  $CO_2$  atmosphérique fixe annuel est imposé à l'ensemble du globe (il change uniquement d'une année sur l'autre). Cependant, en réalité, ce  $CO_2$  atmosphérique moyen devrait varier temporellement et spatialement (il devrait par exemple diminuer lorsque la végétation est active au printemps/été dans l'hémisphère nord). Cette autre incohérence peut, comme la première, introduire une surestimation de la concentration atmosphérique en  $CO_2$  qui introduirait une surestimation de la GPP.

**Incohérences relevées**

- ⇒ Schéma de transpiration trop simpliste pour être compatible avec le schéma de GPP;
- ⇒ Le  $CO_2$  atmosphérique est appliqué directement à chacune des couches du schéma de photosynthèse;
- ⇒ Le  $CO_2$  atmosphérique imposé ne varie ni dans le temps ni dans l'espace;

### 2.3.2.2 Évaporation du sol nu

Comme pour le problème GPP/transpiration, la surestimation de l'évaporation du sol nu pourrait s'expliquer par l'utilisation d'une variable d'état non adaptée. Comme expliqué précédemment, le calcul repose sur une prédiction qui est corrigée deux fois par la suite. L'évaporation du sol nu est d'abord imposée comme étant égale à l'ETP (corrigée du facteur de Milly). Si le sol ne peut pas la fournir, elle est corrigée une première fois et réduite à la quantité d'eau maximale que le sol peut fournir. Ensuite, si la somme de l'évaporation du sol nu, de la transpiration et de la perte d'interception est supérieure à l'ETP (non corrigée), la priorité est donnée à la perte de transpiration et d'interception et l'évaporation du sol nu est réduite à l'ETP moins la somme de la transpiration et de la perte d'interception sur les PFT (voir section 2.1.4.2).

Si la maille considérée est composée à 100 % de sol nu, tout est cohérent. Cependant, lorsqu'il y a de la végétation sur la maille, le comportement devrait être légèrement différent. Dans ce cas, le sol nu peut être séparé en deux composantes : le "vrai" sol nu avec une absence totale de végétation et, dans la fraction de la maille occupée par la végétation, le sol non couvert par la végétation. Ce dernier est défini comme la fraction théorique du PFT sur la grille d'ORCHIDEE qui n'est pas couverte par des feuilles. Il est fonction du LAI simulé et d'une paramétrisation des "trous" dans la canopée comme décrit dans Naudts et al. (2015) et donc varie dans le temps. Ce "faux" sol nu ne peut pas être considéré comme en lien direct avec l'atmosphère, mais plutôt directement avec l'air au sein de la canopée. Cependant, dans la version actuelle d'ORCHIDEE, les deux types de sol nu sont traités de la même manière (du point de vue hydrologique, ils partagent la même colonne de sol; du point de vue des échanges avec l'atmosphère, ils traitent directement avec les basses couches atmosphériques). La figure 2.7 présente une vision schématique des deux types de sols nus pouvant apparaître sur un maille d'ORCHIDEE.

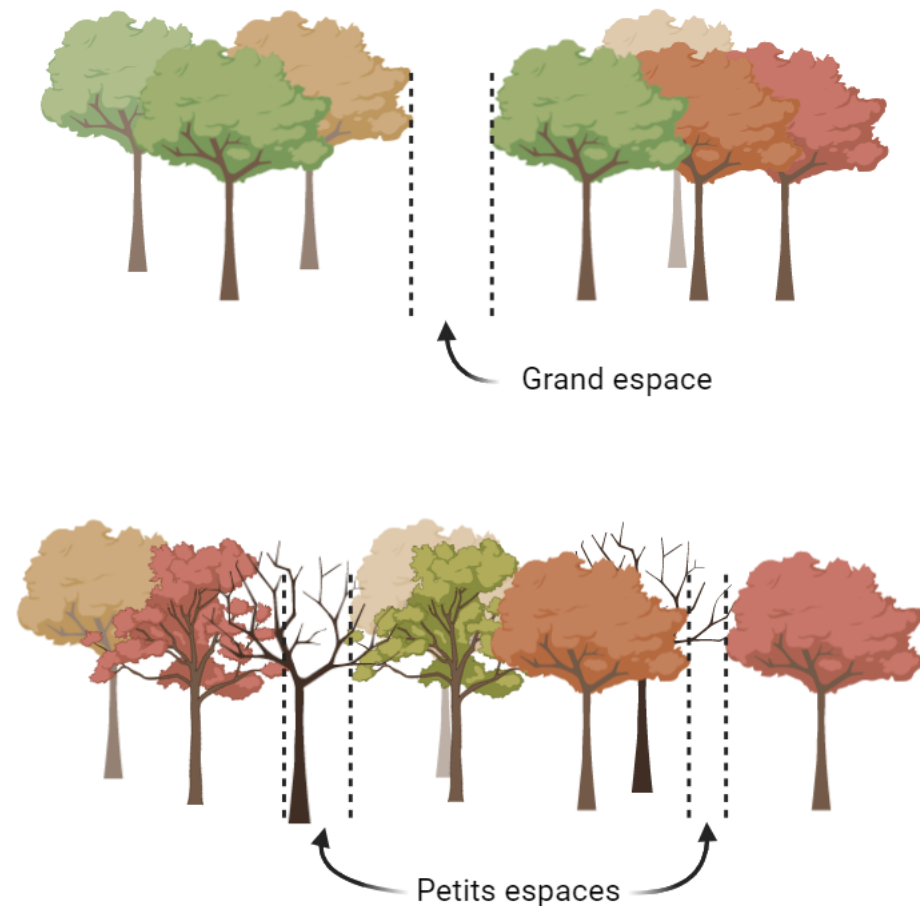


Figure 2.7 – Schéma représentant la différence entre deux types de sol nu. En haut, le sol nu que l'on peut considérer comme une "clairière" et qui être supposé traiter directement avec l'atmosphère de manière indépendante. En bas, le sol nu correspondant à de "petits" trous dans la canopée et qui peut être supposé traiter avec le climat intra-canopée et non l'atmosphère au dessus

La distinction entre ces deux types de sol nu permettrait une meilleure prise en compte du sol nu sous la canopée. En effet, comme ces trous dans la canopée ne devraient pas avoir d'impact sur l'homogénéité de la canopée, le sol sous la canopée devrait échanger de l'eau et de l'énergie avec l'atmosphère de la canopée directement. De l'eau étant libérée par les feuilles, cette atmosphère sous la canopée devrait être d'une humidité supérieure à celle du niveau le plus bas de l'atmosphère et l'évaporation du sol nu devrait être plus faible que celle actuellement modélisée. Sur la base de cette observation, la variable d'état qui pilote l'évaporation du sol nu devrait alors être modifiée et passer de  $q_{atm}$  à  $q_{atm_{below\_canopy}}$ . Résoudre cette incohérence impose une nouvelle fois d'introduire un bilan d'énergie multi-couches ou, au moins, un bilan d'énergie/eau à 2 sources.

#### Incohérences relevées

⇒ Dans le cas de sol nu défini comme de petites parcelles de sol éclairées sous la canopée, l'évaporation du sol nu doit s'effectuer entre ces parcelles et l'humidité de l'air sous la canopée et non au-dessus.

## 2.4 Réflexion sur l'étalonnage et l'évaluation d'ORCHIDEE

Tous les développements présentés ci-dessus et qui vont suivre dans ce manuscrit doivent être étalonnés et évalués. Ces étalonnages et évaluations sont effectués grâce à des observations. Il en existe plusieurs types et les modèles de surface continentale comme ORCHIDEE utilisent essentiellement des mesures sur sites (flux turbulents, micrométéorologie, écophysiologie...) et des observations spatiales relatives au fonctionnement de la surface (température de surface, albedo, LAI, flux de chaleur latente et sensible...). Parmi cet ensemble de données, la base de données sur site FLUXNET a une très grande valeur de par sa couverture relativement grande, ses estimations directes des flux turbulents au dessus des sites, ses observations supplémentaires (notamment météorologiques) permettant de forcer et d'étalonner les modèles et ses méthodes d'acquisition et de post-traitement permettant la création d'une base de données homogènes.

Ces données FLUXNET sont, malheureusement, aussi associées à de potentiels biais pouvant rendre leur utilisation complexe. Dans le cadre de cette thèse, l'utilisation très présente de ces données a amené à passer un temps important dans l'analyse des biais potentiels liés à ces données. C'est notamment le cas des variables associées au bilan d'énergie de la surface, qui occupent une place centrale dans cette thèse. La comparaison des sorties des modèles à ces flux d'énergie est particulièrement sensible pour deux raisons. Premièrement, les mesures de flux par corrélation turbulente (i.e. eddy-covariance) peuvent être sujettes à des erreurs de mesure et ce malgré le respect d'un protocole particulier mis en place pour pouvoir avoir un maximum de confiance dans les données. Dans ce registre, il faut aussi noter des effets potentiels d'advection horizontale (locale) qui peuvent complexifier la représentativité spatiale des mesures. Deuxièmement, le paradigme entre les données mesurées et les modèles de surface continentale est potentiellement différent du fait des simplifications effectuées dans ces modèles. En effet, dans les modèles, à chaque pas de temps, le bilan d'énergie (équation 2.3) impose que la somme des flux de chaleur latente, sensible et de conduction dans le sol soit égale au rayonnement net reçu par la surface. Or, en réalité, du stockage d'énergie peut être observé sur site. Cette différence fondamentale induit un biais dans la comparaison des résultats du modèle aux données FLUXNET. De plus, du côté des mesures on observe généralement une non-fermeture du bilan d'énergie en chaque pas de temps si l'on considère uniquement les flux turbulents, radiatifs et dans le sol. Dans ce contexte, des corrections des flux observés sont proposés par FLUXNET grâce à un algorithme de post-traitement. Ce post-traitement peut néanmoins avoir un impact fort sur la dynamique temporelle des observations au pas de temps initial (i.e., semi-horaire). Cet impact se doit d'être quantifié pour pouvoir analyser proprement les résultats des modèles. Bien qu'ayant requis un effort significatif, cette analyse est présentée dans l'annexe A, car moins directement liée à l'objectif principal de cette thèse.

## 2.5 Conclusions

Le section précédente a permis de faire un état de la modélisation actuelle dans ORCHIDEE, de ses limites et de comment surpasser certaines d'entre elles pour obtenir un schéma cohérent et préparer la modélisation du microclimat intra-canopée. L'ensemble de ces incohérences relevées et l'état actuel de la modélisation dans ORCHIDEE sont résumés dans les tables suivantes et la figure ci-après. Les sections suivantes s'attacheront aux descriptions des intégrations effectuées dans le modèle ORCHIDEE pour permettre la représentation du microclimat intra-canopée.

### Résumé des enjeux

Enjeux	Modèle à implémenter	Etat d'avancement
Améliorer le contrôle des échanges d'eau et d'énergie entre la végétation et l'atmosphère	Introduire une représentation de l'architecture hydraulique de la végétation	A implémenter
Représenter les échanges intra-canopée et le transport de l'eau et de l'énergie dans et au-dessus de la canopée	Introduire un modèle de canopée multi-couche	A implémenter
Améliorer les bilans de chacun des écosystèmes et mieux contraindre les échanges avec l'atmosphère	Introduire une représentation de l'hétérogénéité sous-maille	A implémenter

## Résumé des incohérences

Enjeux	Solution proposée	Section	Etat d'avancement
Schéma de résistance/fractionnement incohérent	Solution partielle : Concomitance des flux de transpiration et d'évaporation de l'eau interceptée	2.2.2.1	Implémenté
Utilisation incohérente de la correction de Milly dans le calcul de l'ETP	-	-	-
Le transport aérodynamique n'est pas pris en compte dans le schéma de photosynthèse	Solution partielle : prise en compte de $R_{aero}$ dans le schéma de photosynthèse	2.2.2.2	Implémenté
Le profil de $CO_2$ dans la canopée n'est pas implémenté	-	-	-
Le schéma de transpiration "big-leaf" est trop simpliste comparé au schéma de photosynthèse	-	-	-
Le $CO_2$ atmosphérique imposé est constant dans le temps et l'espace	Imposer une carte de concentration de $CO_2$ ou une dynamique temporelle mensuelle	Non mentionné	A implémenter
L'humidité atmosphérique imposée au sol nu sous-canopée doit être celle de l'air dans la canopée	-	-	-

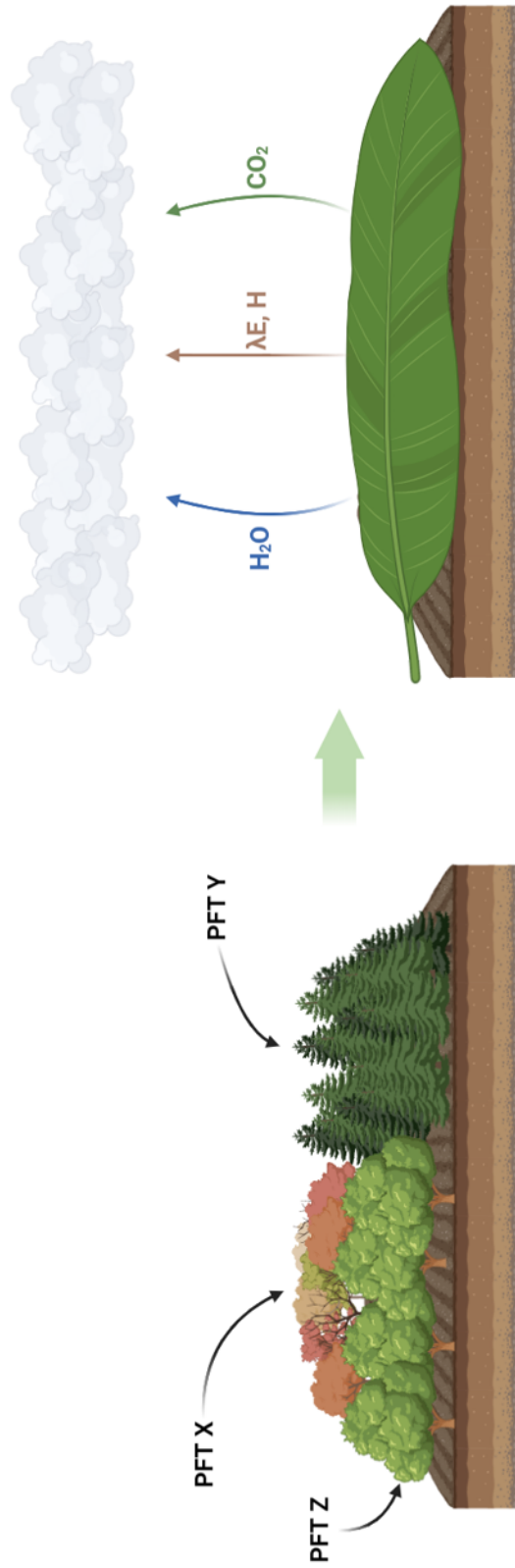


Figure 2.8 – Schéma récapitulatif de l'état d'avancement de la modélisation dans ORCHIDEE après révision du modèle. La maille (composée de plusieurs types de plantes - schéma de gauche) est toujours supposée être de structure homogène et traitée grâce à un modèle big-leaf d'échanges avec l'atmosphère (nuages) mais les résistances appliquées aux flux dans ce modèle big-leaf ont été modifiées (non représenté ici).



## **Chapitre 3**

# **Représenter le transport de l'eau dans la canopée**

## 3.1 Introduction

Le fonctionnement et la dynamique du microclimat intra-canopée ont été décrits dans le chapitre 1. Cette description a permis de souligner que les interactions entre la végétation et l'atmosphère sont partiellement à l'origine du microclimat. D'un point de vue énergétique, les pertes d'eau du sol et de la végétation par évapotranspiration diminuent les températures des différents éléments de la canopée et permettent de créer des gradients d'humidité et de température qui vont impacter la dynamique spatiale et temporelle des échanges. De même, du point de vue des échanges de carbone, l'absorption de carbone à l'intérieur de la canopée et le mélange turbulent relativement faible au sein de la forêt créent un déficit en  $CO_2$  qui influence également les échanges. La bonne représentation de ces échanges d'eau et de carbone semble être un premier point important pour la bonne représentation du microclimat intra-canopée.

Comme présenté en section 1.1.2.1, les lieux d'échanges privilégiés entre la végétation et l'atmosphère sont les stomates. Leur degré d'ouverture, la conductance stomatique est grandement reliée à l'état hydrique de la plante. Représenter le transport de l'eau dans la plante et l'état hydrique de cette dernière dans un modèle de climat apparaît donc comme essentiel pour pouvoir représenter correctement la régulation des échanges végétation-atmosphère par les stomates. Cette représentation, généralement appelée architecture hydraulique de la végétation, consiste généralement à représenter le transport de l'eau via un réseau de résistances et de capacitances sous une forme analogue à un schéma électrique. D'autres modèles se basant sur des résolutions successives d'équations de diffusion existent également mais sont généralement trop complexes pour être introduits dans des modèles de surface continentale.

Ce chapitre vise à décrire l'introduction d'une architecture hydraulique dans ORCHIDEE et à quantifier l'impact de ce transport d'eau au sein de la canopée sur la conductance stomatique, notamment en période de stress hydrique.

L'introduction de cette représentation a fait l'objet d'un article soumis au Journal of Advances in Modeling Earth Systems (JAMES). Il est présenté ci-après (section 3.2). L'introduction de cette représentation permet également l'ouverture de perspectives nouvelles dans ORCHIDEE qui seront décrites dans la section 3.3.

### 3.2 Article : Plant hydraulic architecture for a mechanistic representation of soil-plant-atmosphere water transfers in the ORCHIDEE terrestrial biosphere model

1                    **Plant hydraulic architecture for a mechanistic**  
2                    **representation of soil-plant-atmosphere water transfer**  
3                    **in the land surface model ORCHIDEE (r7881)**

4                    **Julien Alléon<sup>1</sup>, Nicolas Vuichard<sup>1</sup>, Catherine Ottlé<sup>1</sup>, Andrée Tuzet<sup>2</sup>,**  
5                    **Sebastiaan Luyssaert<sup>3</sup>, Matthias Cuntz<sup>4</sup>, Jean-Marc Limousin<sup>5</sup>, Jean Kempf<sup>5</sup>,**  
6                    **Philippe Peylin<sup>1</sup>**

7                    <sup>1</sup>LSCE, CEA-CNRS-UVSQ, Gif-sur-Yvette, France

8                    <sup>2</sup>EcoSys, Université Paris-Saclay, INRAE, AgroParisTech, Palaiseau, France

9                    <sup>3</sup>A-Life, Vrije Universiteit Amsterdam, the Netherlands

10                  <sup>4</sup>Silva, Université de Lorraine, AgroParisTech, INRAE, Nancy, France

11                  <sup>5</sup>CEFE, Univ Montpellier, CNRS, EPHE, IRD, Montpellier, France

12                  **Key Points:**

- 13                  • A new plant hydraulic architecture representation with an adaptive numerical res-  
14                  olution scheme is proposed;
- 15                  • A detailed evaluation at 2 sites and a multi-site evaluation at 135 FLUXNET sites  
16                  showed similar performances between the hydraulic architecture representation  
17                  and the standard configuration, with respect to the energy fluxes exchanged with  
18                  the atmosphere;
- 19                  • Global scale evaluation highlighted the impacts of the site-calibrated hydraulic ar-  
20                  chitecture on the global ORCHIDEE LSM performances.

---

Corresponding author: Julien Alléon, [julien.alleon@lsce.ipsl.fr](mailto:julien.alleon@lsce.ipsl.fr)

## Abstract

Land surface models (LSMs) typically represent soil moisture control on stomatal conductance through an empirical sensitivity function, without considering plant hydrology. This study proposes integrating water transfer representation within the soil-plant-atmosphere continuum in the ORCHIDEE LSM. This new configuration includes vegetation hydraulic architecture and a stomatal control based on leaf water potential ( $\psi_{leaf}$ ), along with a mechanistic representation of water absorption by roots via radial diffusion around the roots. An adaptive numerical scheme is implemented to prevent numerical instabilities during hydric stress, reducing hourly instabilities by a factor of 2. The implementation and the standard configuration of ORCHIDEE are calibrated and evaluated at FLUXNET sites with eddy-covariance flux measurements. A detailed assessment is carried out at two well-documented forest sites (FR-Hes and FR-Pue), where both configurations perform similarly regarding the seasonal dynamics of latent heat flux (RMSEs of  $16.0 \text{ W/m}^2$  for the potential-based configuration and  $15.8 \text{ W/m}^2$  for the standard configuration at FR-Hes). An evaluation of leaf water potential at FR-Pue shows correlations of 0.87 and 0.72 for predawn and midday  $\psi_{leaf}$  respectively. A second evaluation across 135 sites from the FLUXNET2015 database highlights similar performances for both configurations. Finally, a global assessment of the differences between the two schemes emphasizes the good performance of the hydraulic architecture model. Overall, the new hydraulic architecture provides a more mechanistic description of stomatal conductance response to soil water stress and paves the way for incorporating physiological processes controlling tree mortality and using in-situ observations to calibrate plant responses to water stress.

## Plain Language Summary

Land surfaces models (LSMs), which aim at representing the exchanges between the land surfaces and the atmosphere, usually represent the rate of water exchanges between the vegetation and the atmosphere according to soil water stress defined as an empirical function and without considering the plant water status. Here, we propose to represent the water transfers from the soil-root interface towards the leaves via a hydraulic architecture model, accounting for potential water storage in the plant. This model provides a more mechanistic description of the response of stomatal conductance to soil water stress and opens for the representation of important physiological processes such as cavitation. In order to evaluate the model, a detailed analysis has been performed at two forest sites. It enabled to understand the behavior of the new configuration and to verify its capacity to reproduce observations of water exchanges with the atmosphere. An extended analysis over 135 FLUXNET sites illustrated the overall good performances of the model. Finally, a study at global scale highlighted significant differences between the new hydraulic architecture and the standard model with respect to energy, water and carbon fluxes.

## 1 Introduction

The description of water transport in the soil-plant-atmosphere continuum in global land surface models (LSM) is critical to simulate the dynamics of plant transpiration and  $\text{CO}_2$  uptake and in particular their response to drought (Trugman et al., 2018; Lemordant et al., 2018). In this context, the regulation of stomatal aperture by the plant, in order to maximize  $\text{CO}_2$  uptake from the atmosphere and minimize water loss by transpiration, is a key process that bridges energy, water and carbon transfers (Liu et al., 2020). The regulation of stomatal conductance is driven by several physiological and physical processes that control the turgor pressure difference between the leaf epidermis and the guard cells surrounding the pores (Franks et al., 1998; Buckley, 2005). Among these processes, the extraction of water from the soil matrix and its transfer to the leaf, the sensitivity to atmospheric vapor pressure, and the response to leaf sugar concentration

71 are considered essential (Damour et al., 2010). This study focuses on modeling the wa-  
72 ter transfers from the soil to the leaf, which is called plant hydraulic architecture.

73 Different formalisms have been used to model stomatal conductance. One of the  
74 earliest and most used is the model of Ball et al. (1987) which is common to most LSMs,  
75 with several updates as described for instance in Medlyn et al. (2001); Verhoef and Egea  
76 (2014) and Damour et al. (2010). As the Ball and Berry model does not account for a  
77 control of the soil drying on stomatal closure, up to recently, most LSMs added and em-  
78 ployed a simple empirical function to describe the decrease of stomatal conductance due  
79 to soil moisture limitation (Mencuccini et al., 2019; Fatichi et al., 2016). Various func-  
80 tions have been used from a linear dependence on soil moisture content (i.e., usually de-  
81 fined between the two key thresholds: wilting point and field capacity) up to more com-  
82 plex functions (i.e., exponential function as in Meridja (2011) or more complex as in Trugman  
83 et al. (2018)).

84 More recently, ecophysiological modeling intended to account for physically-based  
85 water plant transport in LSMs, with an explicit simulation of water transport across the  
86 soil, root, stem, leaves and the atmosphere continuum, following a gradient of water po-  
87 tentials and organ-specific conductivity parameters (Y. P. Wang & Leuning, 1998; Sperry,  
88 2000; Dewar, 2002; Hickler et al., 2012). These process-based hydraulic architectures of-  
89 fer numerous advantages compared to the standard empirical function. First, the com-  
90 putation of water potential along this continuum can be evaluated against measurements  
91 of the water potential of plant organs as well as the soil and are expressed in potential  
92 energy per unit of volume (see for instance, Scholander et al. (1965) and Novick et al.  
93 (2022)). Such formalism thus offers the possibility to evaluate more directly the key vari-  
94 ables driving the water transfer from the roots to the leaves (namely the water poten-  
95 tial), especially during drought events. The hydraulic architecture representation also  
96 facilitates the comparison to sapflow measurements (Poyatos et al., 2016). Second, it al-  
97 lows the inclusion of water reservoirs in the plant (root, trunk, stem) in a straightfor-  
98 ward way using the concept of capacitance (i.e. an analog to electric circuits). Dynamic  
99 plant water storage is key to simulate diurnal effects linked to the rehydration of plants  
100 at night (Tuzet et al., 2003) or seasonal effects (Wright et al., 2017; Tian et al., 2018).  
101 Third, it is well suited to account for the impact of plant growth on plant hydraulics,  
102 especially trees, where organ conductivities vary with plant height and the overall plant  
103 physiology (Phillips et al., 2003). Finally, such formalism opens the door for a more process-  
104 based description of specific tree mortality causes, such as those related to cavitation fol-  
105 lowing severe drought, also known as embolism (Cochard et al., 2013; de Kauwe et al.,  
106 2022; Yao et al., 2022).

107 Given the additional complexities linked to this formalism, only a few global LSMs  
108 explicitly use a process-based description of the plant hydraulic architecture, among oth-  
109 ers CLM v5 (Kennedy et al., 2019), following developments from Bonan et al. (2014) in  
110 CLM4.5, ORCHIDEE-CAN (Naudts et al., 2015), and CABLE (de Kauwe et al., 2020,  
111 2022). These models implemented different numerical approaches. In a first simple ap-  
112 proach, stomatal conductance can be decoupled from plant hydraulics which only act  
113 as a correction term when plant water supply cannot match the atmospheric demand  
114 during periods of drought. This leads to an iteration of the energy budget in those pe-  
115 riods (Bonan et al., 2014; Naudts et al., 2015). With a more complex coupled approach,  
116 stomatal conductance is directly linked to plant water status and the potential oscilla-  
117 tions introduced by the coupling can be circumvented using an iterative scheme (Tuzet  
118 et al., 2003) or shorter time steps such as in the explicit configuration of the model SurEau  
119 described in Ruffault et al. (2022). However, these solutions potentially lead to an in-  
120 crease in computational cost that may decrease their suitability for a global LSM.

121 In this context, this study proposes a new implementation of a hydraulic architec-  
122 ture in the ORCHIDEE LSM. The proposed scheme follows previous work that included  
123 a plant hydraulic architecture in the specific model branch ORCHIDEE-CAN (Naudts

124 et al., 2015), almost ten years ago. In this initial scheme, stomatal conductance was de-  
 125 coupled from the hydraulic architecture. The scheme was further updated in Joetzjer  
 126 et al. (2022) and Yao et al. (2022) for a specific application for tropical forest, but was  
 127 still not addressing all the challenges mentioned above. For details on these previous OR-  
 128 CHIDEE versions see section 2.3.

129 The presented study thus expands on these initiatives with the aim to develop a  
 130 more dynamic hydraulic architecture in a recent version (r7881) of the main version of  
 131 the ORCHIDEE code. This study aims to i) fully couple the computation of plant water  
 132 potential to stomatal conductance and transpiration, accounting also for plant water  
 133 storage, ii) implement a new numerical scheme that avoids, as much as possible, it-  
 134 erations to save computing time, iii) include a mechanistic description of the soil-to-root  
 135 water absorption, and iv) implement and calibrate the proposed hydraulic architecture  
 136 for all plant functional types (PFTs), following a statistical calibration of key model pa-  
 137 rameters using local flux measurements such as those provided in the FLUXNET database  
 138 (Pastorello et al., 2020), and v) assess the potential of the new hydraulic architecture  
 139 to simulate the impact of soil water stress especially during drought periods on transpi-  
 140 ration by comparing it against the current standard in ORCHIDEE, i.e., an empirical  
 141 representation of the impact of soil water stress on stomatal conductance.

142 The paper first describes the two stomatal conductance models implemented in OR-  
 143 CHIDEE, the standard approach with the empirical dependency of stomatal conductance  
 144 to soil water content and the new approach with an interactive hydraulic architecture  
 145 representation (Section 2). The results of the two modeling approaches are compared  
 146 to in-situ observations at two well-documented forest sites (Section 4.2) and a larger en-  
 147 semble of sites representative of a wider set of PFTs (Section 4.3). Last, global simula-  
 148 tions with the two stomatal conductance models are compared regarding their skill at  
 149 simulating water, energy and carbon fluxes (Section 4.4).

## 150 **2 ORCHIDEE and model developments**

### 151 **2.1 ORCHIDEE general description**

#### 152 *Model overview and forcing data*

153 ORCHIDEE is a land surface model developed for studying energy, water, carbon,  
 154 and nitrogen fluxes in the soil-plant-atmosphere continuum and their interactions (Krinner  
 155 et al., 2005; Vuichard et al., 2019). It is used for impact studies from the site level to the  
 156 global scale in a stand-alone mode, driven by meteorological forcings. ORCHIDEE can  
 157 also be coupled to the atmospheric general circulation model (LMDZ) (which, further  
 158 coupled with an ocean and an ice-sheet models, makes up the IPSL Earth System Model  
 159 (ESM) (Boucher et al., 2020; Cheruy et al., 2020) dedicated to climate studies). In both  
 160 configurations, the meteorological fields that drive ORCHIDEE consist of the incoming  
 161 short-wave and long-wave radiations, precipitation, near-surface air humidity and tem-  
 162 perature, and wind speed. At local scales, the meteorological forcing is usually based on  
 163 in-situ measurements (see Section 3.1). At the global scale, atmospheric reanalyses are  
 164 generally used. In this study, the CRU-JRA 2.4 meteorological forcing (Sitch et al., 2024)  
 165 was used. ORCHIDEE also uses information on atmospheric CO<sub>2</sub> concentration (Dlugokencky  
 166 & Tans, 2020) and atmospheric nitrogen deposition (Hegglin et al., 2016)).

#### 167 *Vegetation and soil representations*

168 Vegetation diversity is accounted for through 13 plant functional types (PFTs), in-  
 169 cluding bare soil, that can coexist within a grid cell. When running globally, the infor-  
 170 mation on the PFT distributions within each grid cell is prescribed by a global land cover  
 171 map such as the ESA-CCI-LC vegetation map (Lurton et al., 2020). For site level sim-

172 uations, vegetation distribution can also be derived from global land cover maps or pre-  
 173 scribed. The leaf area index (LAI) is either a prognostic variable computed by the model  
 174 following carbon allocation for each PFT or prescribed from field observations or remote  
 175 sensing. For the site analysis in this study, the soil type and vegetation type were pre-  
 176 scribed according to the site characteristics and the LAI followed a satellite-derived LAI  
 177 product provided by the Copernicus Global Land Service (Baret et al., 2013). LAI ob-  
 178 servations are available at a 1-km resolution with one measurement every 10 days. From  
 179 this product, maximum and minimum LAI values are extracted along with the key phe-  
 180 nological dates (i.e., start and end of growing, maturity and senescence periods) to de-  
 181 rive daily time series at each site.

182 Prescribing LAI requires bypassing some carbon allocation processes simulated by  
 183 ORCHIDEE in order to derive coherent vegetation height and above-ground biomass.  
 184 First, the leaf biomass is derived from LAI using PFT-specific leaf surface-to-mass ra-  
 185 tio formulations. The vegetation height is then imposed to site-specific values and fixed  
 186 in time, permitting the allocation scheme of ORCHIDEE that relates sapwood biomass  
 187 to leaf biomass and height.

188 For the global simulations, the ESA-CCI-LC map is used and LAI and biomass were  
 189 calculated by the model. Soil texture was prescribed according to the global soil map  
 190 provided by (Reynolds et al., 2000) based on the USDA classification that distinguishes  
 191 12 different soil texture classes.

## 192 *Energy and water budgets*

193 The water budget is computed in each grid cell over three hydrological tiles which  
 194 represent different PFTs: one hydrological unit contains the bare soil, one the forest PFTs,  
 195 and one contains both the grasslands and croplands. The soil water dynamics are solved  
 196 using a semi-implicit resolution of Richard’s equation on an 11-layer soil hydrology scheme  
 197 (de Rosnay et al., 2002; d’Orgeval et al., 2008). Soil depth is fixed to 2 meters, bare soil  
 198 evaporation at the top of the column and free drainage at the bottom are calculated by  
 199 accounting for the soil hydrological state and the water uptake by roots to sustain the  
 200 transpiration which are computed for each soil layer.

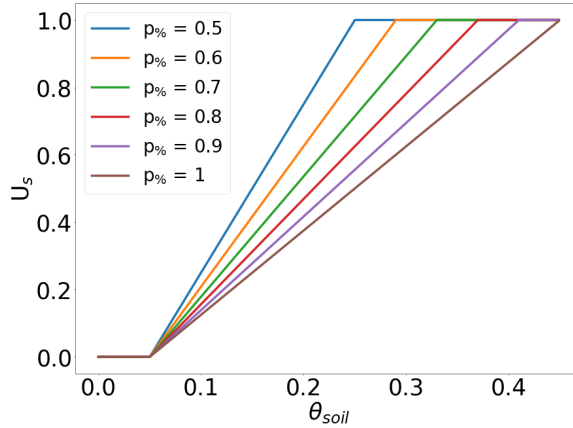
201 This study focuses on the transpiration term and its sensitivity to soil water con-  
 202 tent. In ORCHIDEE r7881 the standard stomatal control on transpiration (detailed in  
 203 section 2.2) was maintained so that the model can still be configured to run the stan-  
 204 dard approach. In the same version the water-potential-based approach in which soil wa-  
 205 ter controls transpiration through plant hydraulics (detailed in section 2.3) was added  
 206 and can be run as an alternative configuration. Such a modeling framework enables a  
 207 simulation experiment in which two model runs, only differing by their control on tran-  
 208 spiration, can be compared and differences between the runs can be assigned to the ap-  
 209 proach used to calculate the stomatal control on transpiration.

## 210 **2.2 Empirical soil moisture control on stomatal conductance**

211 In the standard configuration of ORCHIDEE, the resistance to transpiration is def-  
 212 ined as the inverse of the stomatal conductance for water vapor ( $g_{H_2O}$ ). The compu-  
 213 tation of  $g_{H_2O}$  is based on the original model of Leuning (1995) and Y. P. Wang and Le-  
 214 uning (1998), with further small modification described in Yin and Struik (2009):

$$g_{H_2O} = f_D \cdot \left( g_0 + \frac{A + R_d}{c_i - c_{i*}} \cdot \frac{1}{\frac{1}{a_1 - b_1 \cdot VPD} - 1} \right) \cdot U_s \quad (1)$$

215 Where,  $f_D$  is the ratio of molecular diffusivities for water and  $CO_2$  (equals to 1.6),  
 216  $g_0$  is the residual stomatal conductance ( $\mu\text{mol}(CO_2) \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ),  $A$  is the  $CO_2$  assimila-



**Figure 1.** Impact of the  $p\%$  parameter on the stress function  $U_s$  that controls stomatal conductance in the standard approach to simulate the stomatal control on transpiration.

217 tion rate ( $\mu\text{mol}(\text{CO}_2) \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ),  $R_d$  is the daytime respiration ( $\mu\text{mol}(\text{CO}_2) \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ),  
 218  $c_i$  is the inter-cellular  $\text{CO}_2$  partial pressure ( $\mu\text{mol}.\text{mol}^{-1}$ ) and  $c_{i*}$  is the  $C_i$ -based  $\text{CO}_2$   
 219 compensation point in the absence of daytime respiration ( $\mu\text{mol}.\text{mol}^{-1}$ ).  $VPD$  is the vapour  
 220 pressure deficit of the atmosphere which is an input of the model, and  $a_1$  and  $b_1$  are em-  
 221 pirical parameters that control the sensitivity of  $g_{H_2O}$  to  $VPD$  and the assimilation rate.  
 222  $U_s$  (unitless) is a soil water stress function that modulates  $g_{H_2O}$  by the soil water sta-  
 223 tus. It is defined as

$$U_s = \sum_{i \geq 1} n_{root,i} \cdot \min \left( 1., \frac{\theta_i - \theta_w}{p\% \cdot (\theta_{fc} - \theta_w)} \right) \quad (2)$$

224 where  $n_{root,i}$  is the fraction of the total root mass located in layer  $i$ ,  $\theta_i$  the water  
 225 content ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ ) in layer  $i$ ,  $\theta_w$ , the water content at wilting point,  $\theta_{fc}$ , the water con-  
 226 tent at field capacity, and  $p\%$  (unitless, default value of 0.8), a parameter reflecting the  
 227 sensitivity of the stress function to  $\theta_i$ . The impact of  $p\%$  on the stress function is illus-  
 228 trated in Fig. 1.

### 229 2.3 Water potential-based soil moisture control on stomatal conductance

230 The hydraulic architecture implemented in a previous branch of ORCHIDEE (r2290)  
 231 (Naudts et al., 2015) relied on developments introduced in the LPJ-DGVM following Hickler  
 232 et al. (2006). In this previous ORCHIDEE version, two estimations of the transpiration  
 233 flux were calculated: a first one following the standard configuration of ORCHIDEE as  
 234 presented above which did not account for plant hydraulics, and a second one correspond-  
 235 ing to the maximum transpiration supply derived from soil and plant hydraulics. The  
 236 supply was based on the potential difference between a prescribed minimum leaf water  
 237 potential and the soil water potential and the hydraulic resistances of the roots, stem,  
 238 and leaves. When the supply was lower than the demand, a correction was made on the  
 239 prior demand-based transpiration estimate requiring recalculating the energy budget.  
 240 This approach was not fully process-based as there was no direct control of plant hydraulics  
 241 on stomatal conductance. In addition, the representation of the plant water status was  
 242 strongly simplified by fixing the leaf water potential, and a scaling factor was applied  
 243 to mimic the effect of the soil-to-root hydraulic resistance on the soil water potential.

244 A first improvement of this initial scheme was implemented by Joetzjer et al. (2022)  
 245 to include a dynamic root scheme to calculate, rather than prescribe, the soil-to-root re-  
 246 sistance at each soil layer with a maximum limit to the amount of water that can be taken  
 247 from each layer. This development was implemented and improved in another branch  
 248 of ORCHIDEE (r7236) (Yao et al., 2022). In r7236, the supply calculation accounts for  
 249 (1) water storage in the leaves, stem, and roots, (2) a dependency of stomatal conduc-  
 250 tance to leaf water potential, and (3) a dependency of plant hydraulic resistances to the  
 251 water potential for the calculation of xylem cavitation. However, the scheme still followed  
 252 the same corrective approach as r2290. Moreover, it uses a computationally demanding  
 253 iterative numerical scheme to calculate plant water potentials, given the dependency of  
 254 plant hydraulic conductivity on water potential for each organ. Finally, this scheme was  
 255 developed for tropical forests and evaluated on this type of forests only (Yao et al., 2022).

256 This study presents a new hydraulic scheme that was developed in ORCHIDEE  
 257 to overcome the shortcomings of the previous implementations in r2290 and r7236 by  
 258 i) accounting for the coupling between stomatal conductance and plant water potentials,  
 259 ii) enhancing computing performances and avoiding numerical oscillations, and iii) re-  
 260 vising soil-to-root water absorption with a more mechanistic description.

### 261 **2.3.1 Stomatal conductance as a function of leaf water potential**

262 The main feature of the new water potential-based approach, also referred to as  
 263 “Hydraulic Architecture” in the following, is the coupling of the stomatal conductance,  
 264  $g_{H_2O}$ , with the water potential of the leaf stomatal cavities,  $\psi_{leaf}$  (MPa). Following Tuzet  
 265 et al. (2003), stomatal conductance can be expressed as a function of  $\psi_{leaf}$  ( $f_{\psi_{leaf}}$ , [0-  
 266 1]) and can be written as:

$$g_{H_2O} = f_D \cdot (g_0 + a \cdot \frac{A + R_d}{c_i - c_{i*}}) \cdot f_{\psi_{leaf}} \quad (3)$$

267 and

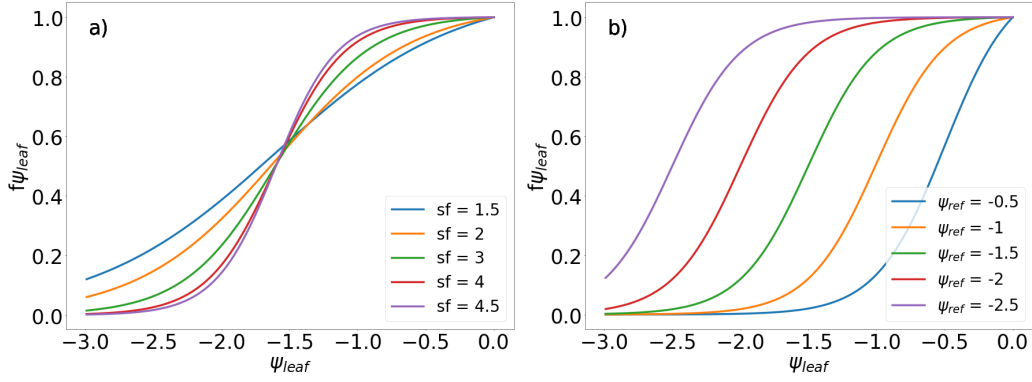
$$f_{\psi_{leaf}} = \frac{1 + \exp(s_f \cdot \psi_{ref})}{1 + \exp(s_f \cdot (\psi_{ref} - \psi_{leaf}))} \quad (4)$$

268 Where,  $s_f$  (MPa<sup>-1</sup>) is a parameter reflecting the sensitivity of the stomatal con-  
 269 ductance to  $\psi_{leaf}$ ,  $\psi_{ref}$  (MPa) is the reference water potential for stomatal conductance  
 270 and  $a$  (unitless) is a parameter reflecting the sensitivity of stomatal conductance to CO<sub>2</sub>.  
 271 The impact of  $\psi_{ref}$  and  $s_f$  on  $f_{\psi_{leaf}}$  is shown on Fig. 2.

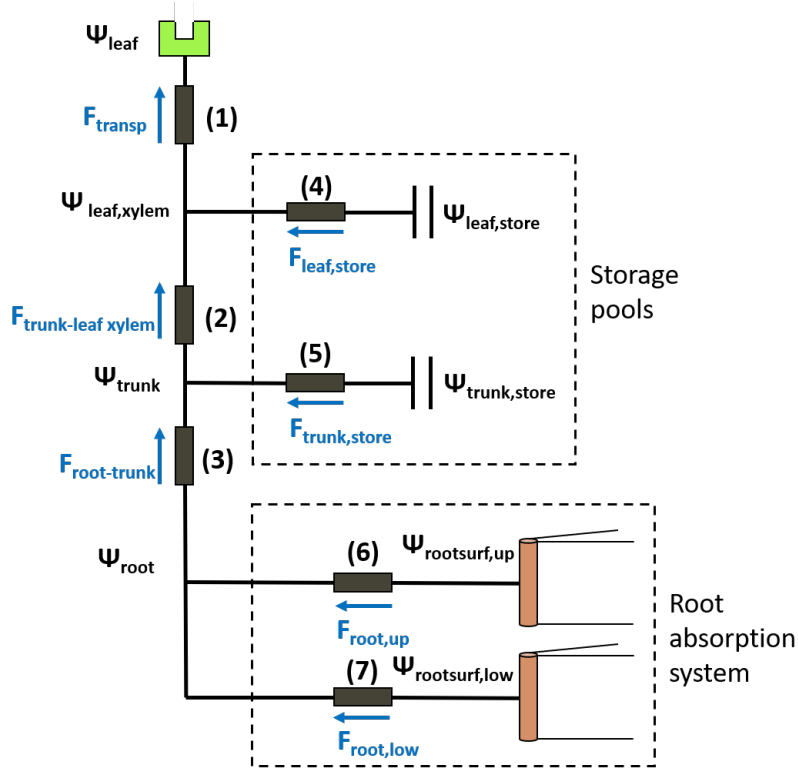
### 272 **2.3.2 Hydraulic Architecture**

273 The computation of  $\psi_{leaf}$  relies on an explicit description of the water transport  
 274 from the soil-root interface to the stomata as defined by a set of resistances and capac-  
 275 itances (Fig. 3). The different pools for which the water potential is calculated are: (a)  
 276 a lower soil layer (soil,low), (b) an upper soil layer (soil,up) (corresponding to averages  
 277 of the 11 layer scheme of ORCHIDEE as explained further in section 2.3.4), (c) the soil-  
 278 root interface in the upper layer (rootsurf,up), (d) the soil-root interface in the lower layer  
 279 (rootsurf,low), (e) the node between roots and trunk (root), (f) the node between trunk  
 280 and the trunk storage pool (trunk), (g) the trunk storage pool (trunk,store), (h) the node  
 281 between leaf xylem and leaves storage pool (leaf,xylem), (i) the leaves storage pool (leaf,store)  
 282 and (j) the leaf stomatal cavity (leaf). As an option, the user can run a simplified scheme  
 283 that omits the storage pools in the trunk and leaves from the calculations.

284 During unstressed periods, at the beginning of the time step,  $g_{H_2O}$  is the first cal-  
 285 culated variable, using Eq. 3 and the leaf water potential from the previous time step.



**Figure 2.** Sensitivity of the stress function  $f_{\psi_{leaf}}$  controlling the stomatal conductance to values of  $s_f$  (a) and  $\psi_{ref}$  (b) parameters. On panel (a),  $\psi_{ref} = -1.6$  MPa, and on panel (b),  $s_f = 4$  MPa $^{-1}$ .



**Figure 3.** Hydraulic Architecture resistance and capacitance network. For the resistances: (1) Mesophyll resistance ( $R_{meso}$ ); (2) Trunk to leaf xylem resistance ( $R_{trunk-leaf}$ ); (3) Root to trunk resistance ( $R_{root-trunk}$ ); (4) Leaf storage resistance ( $R_{leaf,store}$ ); (5) Trunk storage resistance ( $R_{trunk,store}$ ); (6) Upper root system resistance ( $R_{root,up}$ ); (7) Lower root system resistance ( $R_{root,low}$ ).

286 Then, the transpiration flux,  $F_{transp}$  ( $\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$ ) is computed using  $g_{H_2O}$ . The different  
 287 water fluxes within the hydraulic system are computed from the top to the bottom im-  
 288 posing  $F_{transp}$  flux as a boundary condition at the leaf level. The flux between each stor-  
 289 age pool and the nearest node ( $F_{trunk,store}$  or  $F_{leaf,store}$ ) is assessed following a predictor-  
 290 corrector scheme described in the next section. Using Kirchhoff's current law and the  
 291 storage water fluxes ( $F_{trunk,store}$  and  $F_{leaf,store}$ ), all water fluxes can be determined down  
 292 to  $F_{root-trunk}$ , above the two root horizons. At this interface, the two fluxes of water  
 293 uptake by roots,  $F_{root,up}$  and  $F_{root,low}$ , are assessed from  $F_{root-trunk}$  and the root wa-  
 294 ter potentials of the previous time step with Eq. 5.

$$F_{root,low}^{t+1} = \frac{F_{root-trunk}^{t+1} + \frac{\psi_{rootsurf,low}^t - \psi_{rootsurf,up}^t}{R_{root,up}}}{1 + \frac{R_{root,low}}{R_{root,up}}} \quad (5)$$

295 Based on the two root water fluxes, water absorption by roots (presented in sec-  
 296 tion 2.3.4) is solved. The water contents in the two soil layers are updated as well as the  
 297 resulting root water potentials  $\psi_{rootsurf,up}$  and  $\psi_{rootsurf,low}$  (see Section 2.3.4). The other  
 298 water potentials of the hydraulic system are then updated, from the bottom to the top,  
 299 using the previously calculated fluxes and the water potential of the compartment down  
 300 the flux. Thus, the updated water potential at a given level ( $\psi_{upper,level}$ ) is expressed  
 301 as :

$$\psi_{upper,level} = \psi_{lower,level} - F_{level} \cdot R_{level} \quad (6)$$

302 Where  $\psi_{lower,level}$  is the water potential at the level down the flux; and  $F_{level}$  and  
 303  $R_{level}$  are the flux and the resistance between the two levels, respectively.

304 A more detailed description of the computation method implemented in order to  
 305 prevent instabilities during drought periods, when the non-linearity present in Eq. 3 is  
 306 the highest, is provided in appendix Appendix A.

### 307 2.3.3 Water storage

308 The presence of capacitances in the storage branches makes their resolution more  
 309 complicated than the flux division at the trunk-root interface. Water potentials in the  
 310 leaf and trunk storage compartments are calculated outside from the bottom-up calcula-  
 311 tion presented above. The storage compartments water potentials are determined by  
 312 solving the following differential equation (Tuzet et al. (2017)[Eq. 5]):

$$\frac{d\psi_{X,store}}{dt} = \frac{1}{C_{X,store} \cdot (R_{X,store} + R_{low})} \cdot (\psi_{low} - F_{up} \cdot R_{low}) - \frac{1}{C_{X,store} \cdot (R_{X,store} + R_{low})} \cdot \psi_{X,store} \quad (7)$$

313 Where,  $\psi_{X,store}$  is the water potential of the storage pool,  $C_{X,store}$  is the capac-  
 314 itance of the pool, derived from the sapwood and leaf biomass described in section 2.1,  
 315  $R_{X,store}$  is the hydraulic resistance between the pool and the xylem,  $R_{low}$  is the hydraulic  
 316 resistance of the lower stage,  $\psi_{low}$  is the water potential of the lower stage and  $F_{up}$  is  
 317 the water flux in the upper stage. Capacitances are not constant but following water vol-  
 318 ume to water potential relationships after Tuzet et al. (2017)[Eqs. 7 & 8]. They are cal-  
 319 culated with the storage pool water potential of the previous time-step. Moreover, in those  
 320 equations, the maximum amount of water ( $V_{max}$ ) stored in the leaves and trunk corre-  
 321 sponds to leaf and sapwood volumes, respectively. The residual amount of water ( $V_r$ )  
 322 is defined as 40 % of  $V_{max}$  (A. Tuzet, personal communication).

323 The differential equation is solved by using a predictor-corrector scheme (a two step  
 324 resolution where the state variable at time-step  $t + 1$  is firstly predicted with a classi-  
 325 cal explicit resolution and then corrected by a second calculation involving the predic-  
 326 tion). This resolution permits to avoid instabilities when calculating the new value of  
 327 the storage water potential. In this resolution, the predictor term  $\{\psi_{X,store}\}_{predict}^t$  is cal-  
 328 culated and used as follows:

$$\{\psi_{X,store}\}_{predict}^t = \psi_{X,store}^t + \Delta t \cdot f(t, \psi_{X,store}^t) \quad (8)$$

329

$$\psi_{X,store}^{t+1} = \psi_{X,store}^t + \frac{\Delta t}{2} \cdot (f(t, \psi_{X,store}^t) + f(t, \{\psi_{X,store}\}_{predict}^t)) \quad (9)$$

330

Where,  $f(t, \psi_{X,store}^t)$  corresponds to the right-hand side of Eq. 7.

331

332

333

334

Once the water potential of the storage pool is known, the amount of water extracted  
 from or stored in the storage pool is calculated. This corresponds to the calculation of  
 the water fluxes  $F_{leaf,store}$  and  $F_{wood,store}$  that are needed in the bottom-up calculations  
 of the fluxes presented in the previous section.

335

### 2.3.4 Water absorption by roots

336

337

338

339

340

341

342

343

344

345

346

At the level of the root-soil interface, the water absorption by the roots is computed  
 for two soil layers, an upper layer between 0 and 50 cm and a lower layer between 50 and  
 200 cm where the boundaries of these layers are user-defined parameters. Those two lay-  
 ers result from an averaging of the moisture contents of the 11-layer soil hydrology model  
 used in ORCHIDEE (section 2.1). Averaging is only used in the calculation of the hy-  
 draulic architecture, whenever appropriate the other hydrological calculations make use  
 of the 11 layers. The root absorption in the upper and lower soil layers (respectively  $F_{root,up}$   
 and  $F_{root,low}$ ) are calculated based on the flux above the collar  $F_{root-trunk}$  following Eq.  
 5. After the calculation of hydraulic architecture, these two fluxes are distributed in the  
 11-layer soil hydrology scheme according to the root biomass in each layer and correspond  
 to the soil water uptake through the roots in each soil layer.

347

348

The hydraulic scheme provides two options regarding the soil resistance to water  
 uptake by roots:

349

350

351

352

353

354

355

356

357

358

359

360

361

- In the first and more mechanistic approach, the water potential at the soil-root  
 interface is explicitly computed following Tuzet et al. (2003). This approach is an  
 alternative to the inclusion of a soil-root resistance for water uptake by the roots  
 as was the case in r2290 and r7236. At the soil-root interface, the water flux through  
 soil water uptake by the roots ( $F_{root,up}$  or  $F_{root,low}$ ) creates a gradient of mois-  
 ture content in the soil around the root. It is assumed that the roots can be rep-  
 resented by a cylinder with a fixed radius and their length ( $l_{root}$ ) calculated as a  
 function of the root biomass. In each soil horizon, the soil volume is uniformly dis-  
 tributed as a cylinder of length  $l_{root}$  around the fixed root radius (the roots are  
 assumed to be uniformly distributed throughout the soil layer). The water move-  
 ment in the soil is assumed to occur radially towards the roots. As a consequence,  
 the moisture content profile is computed only along the radial axis of the root sys-  
 tem by solving Richard's equation radially:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial}{\partial r} (r \cdot D(\theta) \cdot \frac{\partial \theta}{\partial r}) \quad (10)$$

362

363

364

365

where  $D(\theta)$  is the soil diffusivity and  $r$ , the distance from the root axis. Richard's  
 equation is solved at a half hourly time step for  $n_{muff}$  nodes along the radial axis.  
 At the soil-root interface ( $i = 0$ ), the absorbed water flux ( $F_{root,up}$  or  $F_{root,low}$ )  
 is applied as a boundary condition.

- A second and simpler approach works with the mean soil moisture of the layer and the corresponding water potential and assumes that the resistance to water absorption by the roots is, among other variables, a function of the soil hydraulic conductivity which in turn is based on the layer-mean water potential. The lower the water potential, the lower the hydraulic conductivity and the higher the soil resistance. This approach is based on the work of Bonan et al. (2014)[Section A4.2, Eqs. A23 & A25]. The results of this approach are, however, not discussed in this paper.

In ORCHIDEE r7881, the conversion between moisture content and soil water potential and the relationship between soil water potential and hydraulic conductivity follows van Genuchten (1980). We found that numerical instabilities of the scheme during drought periods were reduced by following Campbell’s (1986) representation and retained this parametrization following Tuzet et al. (2003)[Eqs. 4a & 4b] for the radial resolution of Richard’s equation.

### 3 Methods

#### 3.1 Datasets

The standard and potential-based configurations were evaluated against two datasets. The first dataset gathers in-situ measurements from two well-documented forest sites in France often labelled as FR-Hes and FR-Pue. The second dataset is the FLUXNET2015 database (Pastorello et al., 2020).

The in-situ data collected at FR-Hes and FR-Pue gathers all meteorological data needed to force the ORCHIDEE model (see section 2.1), as well as carbon, water and energy fluxes, and specific hydrological observations. Both sites are equipped with eddy-covariance towers, which provide carbon dioxide fluxes as well as latent and sensible heat every half-hour. For FR-Hes, the observations used range from 2014 to 2020 and were taken from the "WarmWinter database" (Warm Winter 2020 Team and ICOS Ecosystem Thematic Centre, 2022), while for FR-Pue, the observations cover the period 2000-2014 and were taken from FLUXNET2015 (Pastorello et al., 2020).

FR-Hes site is located in the temperate broadleaf forest of Hesse near Nancy in the northeastern France. This beech forest lays on a 5 m deep soil composed by two main horizons: a horizon with a low clay content in the first 80 cm and a higher clay accumulation starting at 80 cm depth separating from the rest of the soil (Zapater et al., 2013; Granier et al., 2000, 2007). The site experiences a semi-continental climate with a mean annual precipitation of around 820 mm. The root system is mainly allocated in the upper soil layer but some fine roots can reach 1.5 m depth (Betsch et al., 2011). The droughts that occurred during the summers of 2018 and 2019 make this site well-suited for a model evaluation study. Specific data gathered at FR-Hes was soil water content down to a depth of 80 cm measured with a TDR sensors several times (the total soil water content on site is supposed to correspond to the water content on the 0-80 cm soil horizon because of the relative impermeability of the clay accumulation at 80 cm).

FR-Pue is located in Puéchabon near Montpellier in southeastern France, in the Mediterranean climate zone. The experimental station is situated in an evergreen holm oak forest. The forest grows in a hard rocky soil composed of Jurassic limestone; the average volumetric fractional content of stones and rocks is about 0.75 for the top 0–50 cm and 0.90 below. The stone-free fraction of the soil is a homogeneous silty clay loam (USDA texture triangle; 38.8% clay, 35.2% silt, and 26 % sand). The soil water reserve is therefore limited and less than 150 mm of water can accumulate in the 4.5 m deep rooting zone of the trees (Rambal et al., 2003; Ruffault et al., 2022). Most of the roots (90 %) can be found in the first 50 cm but some roots can grow up to 4.5 m deep (Allard et al., 2008).

415 Along with this particular soil properties, the mean annual precipitation is 916 mm with  
 416 a range of 550 to 1549 mm over the past 30 years. It occurs mainly (75 %) from Septem-  
 417 ber to April, making the forest evolve into a dry environment with extended drought pe-  
 418 riods occurring almost every summer. Measurements of leaf water potential at pre-dawn  
 419 and mid-day are available at FR-Pue, which were valuable to evaluate the hydraulic ar-  
 420 chitecture.

421 The second data source used in the evaluation was the FLUXNET2015 dataset which  
 422 contains in-situ data for 212 sites over the globe for a total of 1500 site-years from 1995  
 423 to 2014. In this study, the sites for which less than 1 year of data was available and the  
 424 sites with vegetation that is currently not represented by ORCHIDEE r7881 (e.g., irri-  
 425 gated croplands or wetlands), have been removed. At the end, 135 sites with a total of  
 426 1096 site-years were available for model evaluation.

427 Missing half-hourly climate in-situ data were gap-filled following Vuichard and Pa-  
 428 pale (2015), a prerequisite to be used by land surface models such as ORCHIDEE. The  
 429 energy budget derived from eddy-covariance measurements is rarely closed (Foken, 2008),  
 430 which could be accounted for through correction terms. However, as the correction may  
 431 sometimes result in substantial overestimation of the amplitude of the annual cycle of  
 432 sensible and latent heat fluxes (Alléon, J., unpublished study), it was, contrary to Jung  
 433 et al. (2011), decided to use the data without any correction.

### 434 3.2 Model calibration

435 In recent years, the ORCHIDEE Data Assimilation System (ORCHIDAS) has been  
 436 used to calibrate various model configurations at the local scale (Kuppel et al., 2014; Peylin  
 437 et al., 2016; Bastrikov et al., 2018; MacBean et al., 2018; Raoult et al., 2021). ORCHI-  
 438 DAS relies on a Bayesian framework and assumes that the model and the observation  
 439 errors, as well as the parameter errors, follow Gaussian distributions. A cost function  
 440  $J(x)$  (Eq. 11) is minimized, based on a least square metric (Tarantola, 2005).

$$J(x) = \frac{1}{2} \cdot [(M(x) - y)^T \cdot R^{-1} \cdot (M(x) - y) + (x + x^b)^T \cdot B^{-1} \cdot (x + x^b)] \quad (11)$$

441 where,  $x$  is the vector of parameters to calibrate and  $y$  the observations. The first  
 442 part of Eq. 11 represents the mismatch between the predicted variables and the obser-  
 443 vations while the second part is a regularization term, measuring the mismatch between  
 444 the prior parameter values and the considered set of parameters. The two terms of the  
 445 cost function are weighted by the prior covariance matrices:  $R^{-1}$  for the observation er-  
 446 rors (including model structural error) and  $B^{-1}$  for the parameter errors. Finally, the  
 447 minimization of this cost function is performed with a genetic algorithm that is more ef-  
 448 ficient for in-situ flux data assimilation than a gradient-based approach as discussed in  
 449 Bastrikov et al. (2018).

450 Large parameter errors (and ranges) were imposed to give more weight to the in-  
 451 formation coming from the observations in the calibration process. This choice was made  
 452 to reflect the lack of information for the parameter values used in a first potential-based  
 453 approach of the hydraulic architecture. The cost function was defined by default with  
 454 daily latent and sensible heat fluxes. A few additional tests listed in Table 3.3.2, were  
 455 also performed.

456 A restrictive set of influential parameters was selected based on previous param-  
 457 eter screening studies (Bastrikov et al., 2018; Raoult et al., 2021) for surface fluxes us-  
 458 ing the Morris' approach (Morris, 1991). The calibrated parameters of the potential-based  
 459 configuration include the reference water potential which controls the stomatal conduc-  
 460 tance response to leaf water potential ( $\psi_{ref}$ , MPa), the sensitivity of the stomatal con-

ductance to leaf water potential ( $s_f$ ,  $\text{MP}^{-1}$ ), the xylem hydraulic resistance ( $R_{xylem}$ ,  $\text{MPa}\cdot\text{s}\cdot\text{m}^{-3}$ ) and the slope of stomatal conductance formulation ( $a$ , unitless, see Eq. 3). Moreover, because of the relatively rough estimation of the sapwood and leaf water storage compartments (see section 2.3.3), two scaling factors (*leaf\_sto\_fac* and *wood\_sto\_fac*, unitless) are applied to the volumes of the leaf and wood water storage pools used to calculate the capacitances in Eq. 7. For the standard configuration, the soil water stress function, the slope of the stomatal conductance and its VPD dependency (Eq. 1 and 2) are included in the list of calibrated parameters, i.e.,  $p\%$ ,  $a_1$  and  $b_1$ .

Because ORCHIDEE’s soil depth representation is fixed to 2 m and does not account for coarse materials, it has been decided to include the residual ( $\theta_{res}$ ) and saturated ( $\theta_{sat}$ ) soil water content in the list of calibrated parameters for the standard configuration (*MCR\_imp* and *MCS\_imp*) and potential-based configurations (*MCR\_sup*, *MCS\_sup*, *MCR\_inf* and *MCS\_inf*). This allows us to better represent the soil water holding capacity (defined as  $(\theta_{sat} - \theta_{res}) * h$  where  $h$  is the total soil depth). In addition, in order to get a full control of soil water dynamics, the hydraulic conductivity and soil water retention curves were also calibrated, i.e., *nvan*, *avan* and *kimp* for van Genuchten (1980) parametrization and *kimp*, *b\_muuff* and *psi\_air\_entry* for Campbell (1986) parametrization. A complete list of the parameters calibrated for both model configurations (standard and potential-based), as well as their range of variations, is given in Tables B2 & B3.

### 3.3 Experimental set-up

The experimental set-up (Table 3.3.1) includes different calibration and simulation runs (Table 3.3.2) in order to:

1. Quantify the performance of the new potential-based configuration with respect to the old standard scheme for water and energy fluxes;
2. Estimate the impact of water storage and a mechanistic description of water absorption by roots in the potential-based scheme;
3. Evaluate the impact of the proposed numerical scheme based on iterations during drought periods to avoid numerical oscillations (Appendix A);
4. Evaluate the potential-based configuration on a wide range of sites equipped with eddy-covariance flux measurements as well as at the global scale.

To meet these goals, we evaluated our developments in three different steps described in the next section. This evaluation process justified several calibration strategies described right after.

#### 3.3.1 Evaluation strategy

The new potential-based model was evaluated and compared to the standard version at three different levels:

1. A first evaluation of both configurations was performed at the two intensively monitored sites, FR-Hes and FR-Pue (goal 1), against observations of  $LE$ ,  $H$ , soil water content (at FR-Hes only), and leaf water potential (at FR-Pue only) for a two-year calibration period and a longer evaluation period (see Table 3.3.2). In addition, the diurnal cycles of the turbulent fluxes were evaluated at FR-Pue during drought periods for the potential-based configuration with plant water storage enabled and disabled (goal 2). Drought periods were defined according to simulated soil moisture dynamics simulated, using different thresholds for the two sites. In FR-Hes, drought periods were defined as periods during which the soil water content is lower than 5 % of the soil water reserve during more than 5 consecutive days.

**Table 1.** Configurations used to compare the potential-based and the standard scheme of ORCHIDEE

Short name		Description
Standard		Standard configuration of ORCHIDEE with stomatal conductance directly driven by the soil moisture stress function as described in Section 2.2;
Potential-based	-	Hydraulic architecture configuration including: (1) water absorption by roots modeled with the radial resolution of Richard's equation around the roots; (2) leaves and wood water storage compartments represented as described in Section 2.3.3; (3) iterative scheme to avoid numerical instabilities.
	without water storage	Potential-based configuration with storage compartments disabled
	without numerical iterations	Potential-based configuration with no iteration in the numerical scheme (see Appendix A)

- 508 At FR-Pue, the soil water content had to be lower than 2.5 % of the soil water re-  
509 serve for more than 10 consecutive days. Finally, to evaluate the new potential-  
510 based numerical scheme (goal 3), an additional simulation was performed at FR-  
511 Hes without iterations during drought periods (see Appendix A);
- 512 2. At the FLUXNET2015 sites, both configurations were evaluated over the whole  
513 time series for each site, focusing on daily  $LE$  and  $H$  (goal 4). Model performances  
514 were also evaluated specifically over dry periods, defined uniformly for all sites,  
515 as days where the simulated daily mean soil water content was lower than 25 %  
516 of the total soil water reserve;
  - 517 3. Finally, the standard and potential-based configurations were compared at the global  
518 scale (goal 4). This analysis focused on a few energy-related ( $LE$ ,  $H$ , surface tem-  
519 perature) and carbon-related (water use efficiency,  $LAI$ ) variables.

### 520 3.3.2 Calibration strategy

521 The multi-scale evaluation protocol defined above, required a specific strategy for  
522 the models calibration of each evaluation level.

523 At FR-Hes and FR-Pue, for each model configuration (see first 8 rows in Table 3.3.2),  
524 ten single-site calibrations have been realized, starting from different randomly chosen  
525 prior parameter values to get an estimate of the posterior parameter errors through the  
526 range of calibrated parameter values. This approach accounts for the risk that the cost  
527 function may converge to a local minimum which in turn could indicate parameter equi-  
528 finality. From the ten calibrations, both the one for which the cost function is the low-  
529 est and the range obtained from the ensemble are presented in the result section. Cal-  
530 ibrations were performed over two specific years: 2018-2019 for FR-Hes in order to catch  
531 the drought events that occurred in those years, and 2005-2006 for FR-Pue in order to  
532 capture the summer drought of 2005 and the particularly dry year 2006 as shown in Allard  
533 et al. (2008).

534 At the FLUXNET2015 sites, two types of calibration experiments have been per-  
535 formed at the local scale. In the single-site calibrations, the parameter calibration is done  
536 independently at each site, enabling to highlight the best performances of the model. In  
537 the multi-site calibrations, a unique parameter calibration is done simultaneously for a  
538 set of sites, leading to one model parametrization for all sites. Usually, a multi-site cal-  
539 ibration is performed for an ensemble of sites with similar plant characteristics, under

the assumption that they share the same common parameters. In this study, multi-site calibrations are performed at the PFT level for the sites of the FLUXNET2015 database.

The calibrated parameters that are considered fixed per PFT in the multi-site calibration are provided in Tables B2 and B3; they consist of plant-related parameters. However, for the soil-related parameters, even in these multi-site calibrations, a different parameter is kept for each site (like in the single-site case). This approach was chosen to account for very different soil characteristics and soil water holding capacities between sites of a given PFT.

Both multi-site and single-site calibrations were performed for the same selection of FLUXNET2015 sites for the standard and potential-based model configurations (see Table 3.3.2). The calibration was done for each site over one or two specific years selected to meet the two following criteria: years with more than 80 % available data for latent and sensible heat fluxes and, if possible, years with a drought period (i.e., 2003 in Europe or 2010 to 2013 in the Southern United States).

One multi-site calibration has been performed for eleven PFTs: Tropical Evergreen Broadleaf Forest (TrEF, 2 sites), Tropical Raingreen Broadleaf Forest (TrRF, 5 sites), Temperate Evergreen Needleleaf Forest (TeENF, 19 sites), Temperate Evergreen Broadleaf Forest (TeEBF, 9 sites), Temperate Deciduous Broadleaf Forest (TeDBF, 18 sites), Boreal Evergreen Needleleaf Forest (BoENF, 26 sites), Boreal Deciduous Needleleaf Forest (BoDNF, 7 sites), C3 Grassland (C3G, 17 sites), C4 Grassland (C4G, 18 sites), C3 Cropland (C3C, 12 sites) and C4 Cropland (C4C, 2 sites).

Finally, at global scale, to assess the robustness of the multi-site parameter calibration for the global analysis, two simulations were performed, one for each configuration (standard and potential-based), over the historical period (2000-2010), using the CRU-JRA reanalysis providing the meteorological forcing at  $0.5^\circ$  and a 6-hourly time step (section 2.1). Only plant-specific parameters per PFT were taken from the FLUXNET2015 multi-site calibration, while the soil-specific parameters were kept at their default values following the USDA soil texture map (see Section 2.1). The comparison was performed over the last 3 years of the 10-years simulation.

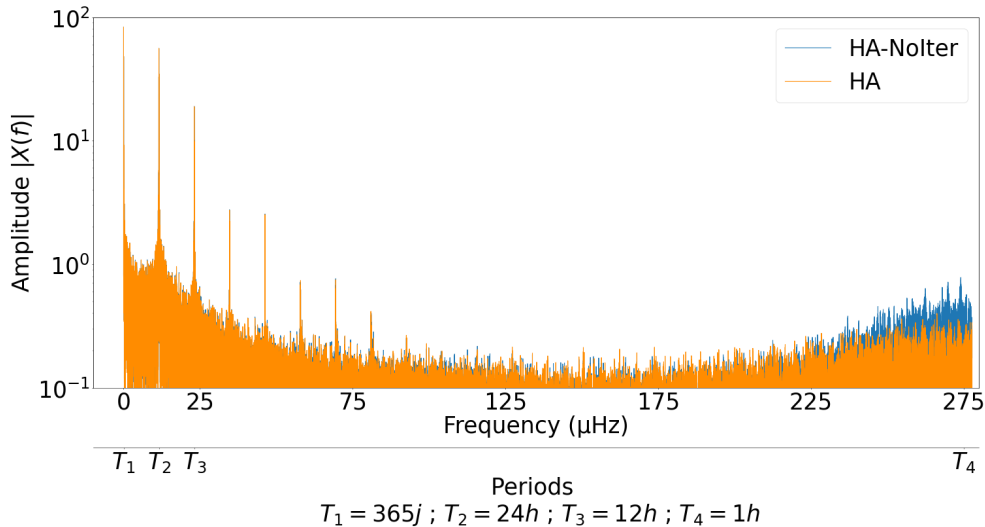
## 4 Results

### 4.1 Impacts of the numerical resolution scheme

The impact of the numerical scheme on the stability of the different simulated fluxes is assessed through a Fourier analysis on the 30 min model output. Fig. 4 presents the amplitude spectrum of the latent heat flux at FR-Hes for the potential-based configuration with the standard numerical resolution scheme presented in Appendix A and for the potential-based configuration using the same scheme but without iterations during drought periods. Each spike in the spectrum represents a periodic signal of the latent heat flux. These can be natural reoccurring phenomena or oscillations introduced by the numerical scheme. The first two peaks are observed at frequency  $f_1 = 0.0315 \mu Hz$  corresponding to a period of  $T_1 \approx 365$  days and at  $f_2 = 11.6 \mu Hz$ , i.e.  $T_2 \approx 24$  h, corresponding to the annual and diurnal cycles, respectively. The Fourier spectrum increases again at the higher end of the spectrum, i.e. around  $270 \mu Hz$  or  $T \approx 1$  h. The spectrum of configuration without iterations presents a strong signal there of the order of 1 % of the diurnal cycle when averaged over the whole simulation period. Its intensity can reach 50-70 % of the diurnal cycle amplitude during periods of soil moisture stress. The intensity of the signal at around  $270 \mu Hz$  decreases strongly by approximately a factor of 2 if iterations are used to find a numerical solution. Iterations avoid large unrealistic oscillations but without completely removing them. A very similar amplitude spectrum was obtained for the simulated leaf water potential (results not shown).

**Table 2.** Description of the different tests used in the paper, including the calibration method, the assimilated data, the periods and the objective of the test

Site	Config. name	Calibration / data	Calibration period	Evaluation period	Objective
<b>Hesse</b>	Potential-based	Single site / $LE$ & $H$ daily	2018-2019	2014-2020	Default calibration of potential-based config.
	Potential-based config. without iterations	Same as initial potential-based			Highlight the impacts of the iteration in the numerical resolution scheme
	Standard	Single site / $LE$ & $H$ daily (different params)			Default calibration of standard config.
<b>Puéchabon</b>	Potential-based	Single site / $LE$ & $H$ daily	2005-2006	2000-2014	Default calibration of potential-based config.
	Potential-based with $\psi_{leaf}$	Single site / $LE$ , $H$ & $\psi_{leaf}$			Highlight the impact of including $\psi_{leaf}$ in the calibration
	Hourly calibrated potential-based config.	Single site / $LE$ & $H$ hourly			Test the benefits of using hourly data instead of daily for the calibration
	Potential-based without water storage	Same as initial potential-based config. (no water storage)			Highlight the impacts of the water storage pools in the potential-based config.
	Standard	Single site / $LE$ & $H$ daily			Default calibration of standard config.
<b>FLUXNET 2015</b>	Single-site calibrated potential-based config.	Single site / $LE$ & $H$ daily	Site specific		Highlight the best results with potential-based config. at each individual site
	Multi-site calibrated potential-based config.	Multi site / $LE$ & $H$ daily			Highlight the impact of calibrating a unique set of plant-specific parameters per PFT
	Single-site calibrated standard config.	Single site / $LE$ & $H$ daily			Highlight the best results with standard config. at each site
	Multi-site calibrated standard config.	Multi site / $LE$ & $H$ daily			Highlight the impact of calibrating a unique set of plant-specific parameters per PFT
	Standard without calibration	None			Reference without calibration
<b>Global</b>	Potential-based	PFT-parameters from FLUXNET2015 multi-site calibration	Simulation period: 2000-2010; Evaluation period: 2008-2010		Assess the robustness and generality of the multi-site calibration performed on FLUXNET2015 database; Highlight the global behavior of the potential-based configuration
	Standard				



**Figure 4.** Amplitude of the spectrum of the Fourier transform of the latent heat flux at FR-Hes for two different numerical implementations: potential-based configuration with iterations during periods of hydric stress (referred as HA) and potential-based configuration without these iterations (referred as HA-NoIter).

## 4.2 Calibration and evaluation at two forest sites

### 4.2.1 Temperate broad-leaf deciduous forest (FR-Hes site)

The two model configurations captured the main variations of the observed mean seasonal cycle of latent and sensible heat fluxes ( $LE$  and  $H$ ) with some systematic biases (Fig. 5). For  $LE$ , both configurations simulated a too-early increase in spring and a subsequent underestimation in early summer. Over the evaluation period (2014-2020), the potential-based configuration provided similar results to the standard configuration for  $LE$  for both the RMSE and the correlation (based on daily mean values; Table 4.2.1). Note that RMSEs for the calibration period (2018-2019), which included a strong drought in 2018, are relatively similar to those for the whole evaluation period (2014-2020) (i.e., 14.2 vs 16.0  $W/m^2$  for  $LE$  for the potential-based configuration).

Model-data discrepancies were larger for sensible heat  $H$  than  $LE$ . The negative  $H$  fluxes measured in winter are not reproduced by the model, which only simulates small and mainly positive fluxes during winter. During summertime, the observations showed fluctuations of up to 20  $W/m^2$  that are not reproduced by the model, although the mean simulated and observed fluxes were similar and close to 30-40  $W/m^2$ . The new potential-based configuration performed similarly as the standard version for  $H$  with no substantial difference in RMSE and correlation of the daily mean values over the calibration and evaluation periods. The ensemble of ten calibrations provided very similar simulations of  $LE$  and  $H$  for both model versions (standard and potential-based) with a resulting model spread far smaller than the model-observation differences.

Compared to the standard configuration, the potential-based configuration better matched the observed seasonal variations of soil water content (Fig. 5). Daily mean RMSE are 0.035  $m^3/m^3$  against 0.040  $m^3/m^3$  for the potential-based and standard configurations, respectively (Table 4.2.1). In particular, the potential-based configuration presents a higher winter soil water content than the standard configuration, explained by a higher soil water holding capacity (418  $kg/m^2$  for the potential-based and 360  $kg/m^2$  for standard configurations, respectively). However, simulated seasonal amplitudes of both con-

**Table 3.** Root Mean Square Error (RMSE) and Pearson correlation coefficient ( $r$ ) between the simulated  $LE$ ,  $H$ ,  $SWC$  (soil water content) and the observations at FR-Hes for both standard and potential-based configurations and both, calibration (2 years) and evaluation periods. Seasonal cycle analysis is based on daily means while diurnal cycle analysis is based on hourly means. The last line provides the calibrated soil water holding capacity (defined as the difference between saturated and residual soil water content integrated over the 2 m soil depth). Bold numbers indicate differences between hydraulic architecture and standard model above 2%.

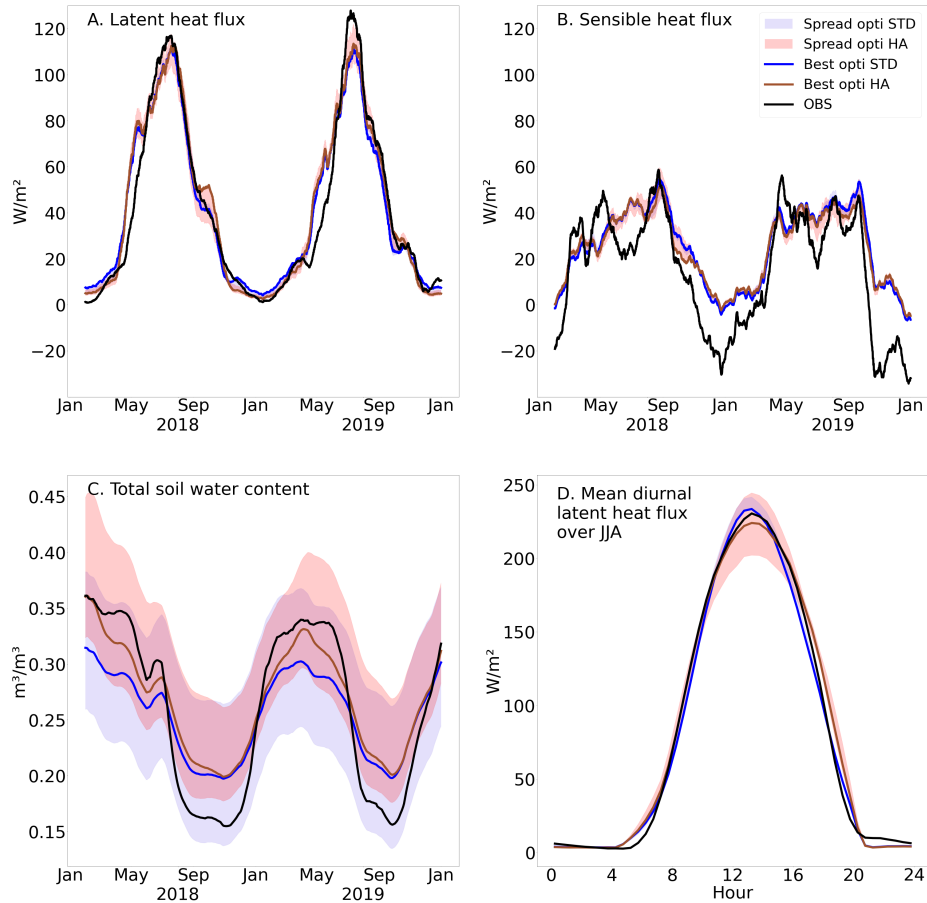
	Potential-based		Standard	
	2018 - 2019	2014 - 2020	2018 - 2019	2014 - 2020
$LE$ seas : RMSE ( $W/m^2$ ) / $r$	14.2 / 0.94	16.0 / 0.92	14.2 / 0.94	15.8 / 0.92
$LE$ diur : RMSE ( $W/m^2$ ) / $r$		<b>7.4</b> / 0.997		<b>6.2</b> / 0.998
$H$ seas : RMSE ( $W/m^2$ ) / $r$	27.1 / 0.78	25.8 / 0.74	26.7 / 0.79	25.6 / 0.75
$SWC$ seas : RMSE ( $m^3/m^3$ ) / $r$	<b>0.032</b> / 0.98	<b>0.038</b> / 0.98	<b>0.035</b> / 0.94	<b>0.040</b> / 0.94
Soil water holding capacity ( $kg/m^2$ )	<b>417.5</b>		<b>360</b>	

617 configurations are lower than the observed amplitudes. On both configurations, the spread  
618 was larger for soil water content compared to  $LE$  and  $H$ , with a spread (around  $0.15 m^3/m^3$ )  
619 reaching 50% of mean soil water content for both configurations.

620 The RMSEs of the mean diurnal cycle of  $LE$  over the summer months (June, July  
621 and August) were 7.4 and  $6.2 W/m^2$  for the potential-based and standard model con-  
622 figurations, respectively (Fig. 5). The observed peak of the diurnal cycle around noon  
623 is included in the spread of both configurations, although the spread in the middle of the  
624 day for the potential-based configuration was 3 times larger than for the standard con-  
625 figuration. The potential-based configuration also sustains more  $LE$  than the standard  
626 configuration in the afternoon.

#### 627 4.2.2 Temperate broadleaf evergreen forest (FR-Pue)

628 The RMSEs of the daily mean  $LE$  simulated for the FR-Pue field site differed by  
629 less than  $0.2 W/m^2$  between the standard and potential-based configurations (see Ta-  
630 ble 4.2.2 and panels A and B on Fig. 6) over the evaluation period (2000-2014). The spread  
631 of the 10-member ensemble obtained with the potential-based configuration for  $LE$  at  
632 FR-Pue was similar to the one at FR-Hes, while it is larger for the standard configura-  
633 tion in particular over the period from May to June 2006. An overestimation of  $LE$  of  
634 nearly  $15 W/m^2$  for both configurations in early summer from May to July is noticeable  
635 compared to the observations. However, the seasonal dynamics, in particular the large  
636 reduction of  $LE$  due to soil water stress during the drying period and the increase of  $LE$   
637 in November, are captured by both configurations, albeit the increase during the 2005  
638 fall is too large. For  $H$ , both configurations performed similarly, with, in particular, an  
639 overestimation of the flux in 2005. The RMSE for  $H$  (daily mean values) differed by only  
640  $0.3 W/m^2$  between the standard and potential-based configurations (Table 4.2.2). As for  
641 the FR-Hes forest, the winter  $H$  fluxes at FR-Pue are not well reproduced as shown by



**Figure 5.** Comparison at Hesse (FR-Hes) between potential-based (referred as HA, red line: best calibration, red spread: range of results obtained for the 10 calibrations), standard (referred as STD, blue line: best calibration, blue spread: range of results obtained for the 10 calibrations) and the observations (black line) for daily mean latent heat (A), daily mean sensible heat (B), daily mean total soil water content (over the 0-80 cm horizon for the observation; over the total 2 m soil depth for the model) (C) and mean diurnal latent heat over summer (June, July and August) (D). The seasonal cycles were smoothed by rolling means with a 1 month window and the diurnal cycles were smoothed with a rolling mean window of 2 time steps, i.e., 1 hour, see Section 4.1.

642 both configurations failing to reach the observed negative sensible heat flux values. Over-  
 643 all, the simulated  $LE$  and  $H$  fluxes are both larger than the observations (over most of  
 644 the year in 2005), which suggests issues with energy balance closure in the observations  
 645 (Foken, 2008).

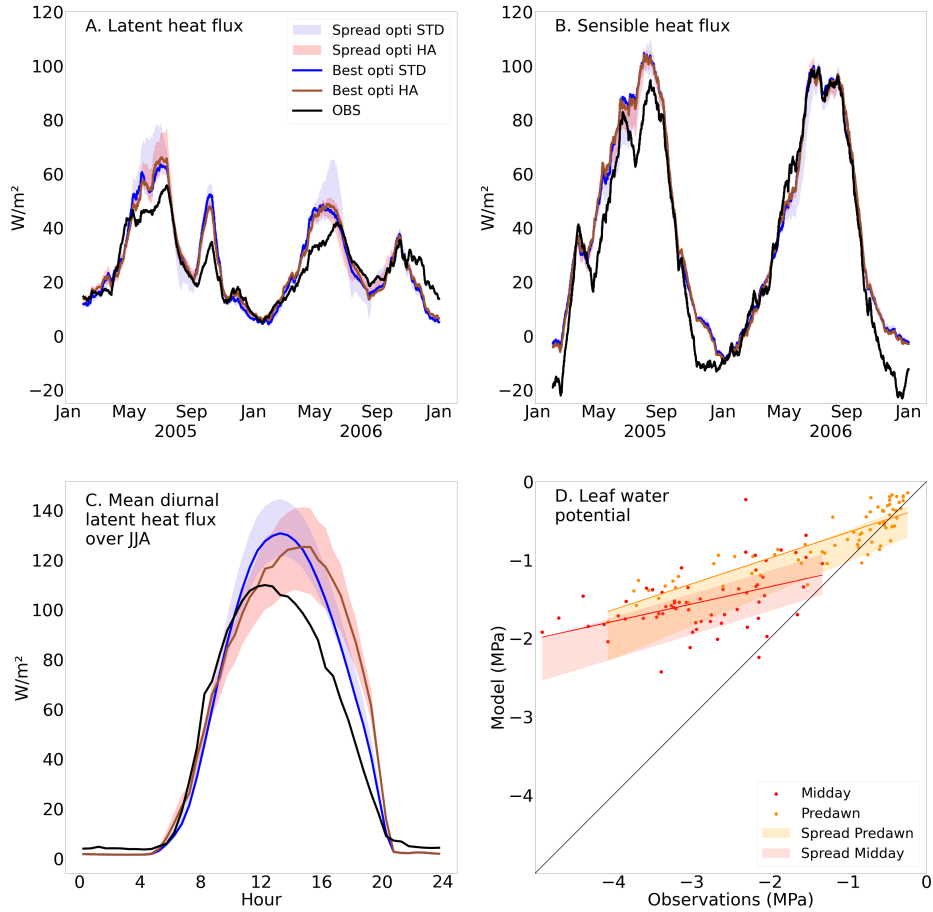
646 Leaf water potential  $\psi_{leaf}$  at pre-dawn and mid-day are available at FR-Pue sev-  
 647 eral times during the growing season. Following calibration of the potential-based con-  
 648 figuration against  $LE$  and  $H$ , the RMSEs for  $\psi_{leaf}$  was 0.96 MPa for the pre-dawn and  
 649 1.51 MPa at mid-day (Table 4.2.2 and panel D on Fig. 6). To reduce the RMSEs, a sec-  
 650 ond calibration of the same set of parameters against  $LE$ ,  $H$  but also  $\psi_{leaf}$  was run over  
 651 the calibration period. Using this alternative calibration, whose results are detailed in  
 652 Fig. B1, decreased RMSEs to 0.61 MPa at pre-dawn and 0.95 MPa at mid-day. However,  
 653 this calibration approach negatively impacted the model performance, with  $LE$  RMSE  
 654 values increasing from  $14.9 \text{ W/m}^2$  to  $16.1 \text{ W/m}^2$  after the account of  $\psi_{leaf}$  in the cal-  
 655 ibration, while  $H$  RMSE remains around  $20.7 \text{ W/m}^2$  for both calibrations (Table 4.2.2).

656 Analyzing the model at simulating the mean diurnal cycle of the  $LE$  flux during  
 657 the summer growing season period (JJA) shows that for both configurations the max-  
 658 imum peak was shifted compared to the observations (15h for the potential-based con-  
 659 figuration, 13h30 for the standard configuration, 12h30 for the observations) with larger  
 660  $LE$  flux compared to the observations (Panel C on Fig. 6). Both configurations being  
 661 calibrated on daily mean fluxes, an additional test was performed with a calibration of  
 662 the potential-based configuration on hourly averaged fluxes. This calibration, whose re-  
 663 sults are detailed on Fig. B2, led to a shift of the  $LE$  peak from 15h (for the potential-  
 664 based configuration calibrated on daily energy fluxes) to 14h30 (for the potential-based  
 665 configuration calibrated over hourly fluxes). However, using the hourly fluxes in the cal-  
 666 ibration slightly increased the RMSE of  $LE$  from  $14.9$  to  $15.1 \text{ W/m}^2$  (Test not reported  
 667 in Table 4.2.2). A third test, whose results are described in Fig. B3, was performed with  
 668 a prescribed decrease of the soil hydraulic conductivity at saturation ( $k_{imp}$ ). It was ar-  
 669 bitrarily decreased after the potential-based configuration calibration from  $3802 \text{ mm/d}$   
 670 to a value of  $20 \text{ mm/d}$  which is more realistic given the silty-clay soil type of FR-Pue.  
 671 This drastic decrease allowed for a shift of the daily maximum  $LE$  to 12h, as in the ob-  
 672 servations. This sequence of three tests highlights the importance of soil hydraulic con-  
 673 ductivity in matching the peak of the diurnal cycle. However, the improvement in sim-  
 674 ulating the diurnal cycle came with an increase of the seasonal RMSEs from  $14.9 \text{ W/m}^2$   
 675 with the default potential-based configuration calibration to  $20.4 \text{ W/m}^2$  when consid-  
 676 ering the decrease of  $k_{imp}$ . These tests highlight the difficulty of calibrating at the same  
 677 the phase of the diurnal cycle and the amplitude of the daily mean seasonal cycle.

678 Finally, Fig. B4 presents the results of the potential-based configuration with and  
 679 without the storage compartments enabled (see Table 3.3.1) during dry events. The con-  
 680 figuration which does not account for water storage showed an asymmetry in its diur-  
 681 nal cycle during drying events. Such asymmetry was not apparent in simulations with  
 682 the account of the water storage. This effect was, however, only noticeable during strong  
 683 dry events but was absent from the mean diurnal cycles over the summer period (Panel  
 684 B on Fig. 6).

### 685 4.3 Calibration and evaluation over FLUXNET2015 sites

686 The multi-site calibration of the two model configurations (Table 3.3.2) slightly re-  
 687 duced the RMSE for  $LE$  for most PFTs compared to the default parametrization with-  
 688 out calibration (Fig. 7). RMSE reduction was of the order of 10% on average for the  
 689 different PFTs with the highest error reduction for tropical evergreen forests (TrEF) and  
 690 temperate evergreen broadleaf forest (TrEBF,  $-15\%$ ). The reductions ranged between  
 691 1 and  $5 \text{ W/m}^2$  depending on PFT. The performances of the standard and potential-based  
 692 configurations at simulating  $LE$  are of the same order of magnitude for most PFTs, in



**Figure 6.** Comparison at Puechabon (FR-Pue) between potential-based configuration (referred as HA, red line: best calibration, red spread: range of results obtained for the 10 calibrations), standard configuration (referred as STD, blue line: best calibration, blue spread: range of results obtained for the 10 calibrations) and the observations (black line) of daily mean latent heat (A), daily mean sensible heat (B), mean diurnal latent heat over summer (June, July and August) (C) and leaf water potential at predawn and midday (D). The seasonal cycles are obtained with rolling averages over 1 month, the diurnal one is obtained by rolling averaging over 2 time steps (see Section 4.1)

**Table 4.** Root Mean Square Error (RMSE) and pearson correlation coefficient (r) between the simulated  $LE$ ,  $H$ ,  $\psi_{leaf}$  (both pre-dawn and mid-day) and the observations for FR-Pue site, for three model configurations (potential-based configuration, potential-based configuration with  $\psi_{leaf}$  included in the calibration procedure, and standard configuration) and both, calibration (2 years) and evaluation periods. Seasonal cycle analysis is based on daily means while diurnal cycle analysis is based on hourly means. Bold numbers indicate differences between hydraulic architecture and standard model above 2%.

	Potential-based		Potential-based with $\psi_{leaf}$ in the calibration		Standard	
	2005-2006	2000-2014	2005-2006	2000-2014	2005-2006	2000-2014
$LE$ seas: RMSE (W/m <sup>2</sup> ) / r	<b>9.8</b> / 0.87	<b>14.9</b> / 0.80	<b>12.1</b> / 0.86	<b>16.1</b> / 0.81	<b>10.5</b> / 0.86	<b>15.1</b> / 0.81
$LE$ diur: RMSE (W/m <sup>2</sup> ) / r	-	<b>18.3</b> / 0.95	-	<b>19.2</b> / 0.96	-	<b>13.5</b> / 0.98
$H$ seas: RMSE (W/m <sup>2</sup> ) / r	17.8 / 0.94	20.7 / 0.89	17.8 / 0.93	20.6 / 0.89	18.3 / 0.93	21.0 / 0.88
$\psi_{leaf}$ pre-dawn: RMSE (MPa) / r	-	<b>0.96</b> / 0.88	-	<b>0.61</b> / 0.87	-	-
$\psi_{leaf}$ mid-day: RMSE (MPa) / r	-	<b>1.51</b> / <b>0.47</b>	-	<b>0.95</b> / <b>0.72</b>	-	-

693 terms of PFT-average RMSE, but also inter-site RMSE distribution within each PFT  
694 (Fig. 7). In particular, the RMSE at sites where the model performed best (resp. the  
695 worst) were similar for the two configurations for each PFT (Fig. 7). The only excep-  
696 tion is for temperate evergreen broadleaf forest (TeEBF) where the standard configura-  
697 tion performed better than the potential-based configuration, with site-average RMSE  
698 of 24.9 and 28.7 W/m<sup>2</sup> for the standard and potential-based configurations, respectively.  
699 This difference is mostly explained by lower RMSE for the standard configuration for  
700 the temperate evergreen broadleaf forest (TeEBF) sites for which the model performed  
701 the least.

702 For C4 crops (C4C) sites, the calibration of both configurations increased the RMSE.  
703 Note that RMSE shown in Fig. 7 corresponds to values over the entire evaluation pe-  
704 riod, i.e. not the calibration period (see discussion, section 5). When computed over the  
705 calibration period, the RMSE of calibrated standard and potential-based configurations  
706 are always, by construction, lower than the default parametrization for any PFTs. Thus,  
707 the RMSE increase after model calibration at C4 crops (C4C) sites is the result of an  
708 overfitting issue during the calibration step.

709 Results of the model calibration for  $H$  over the evaluation period are similar to those  
710 obtained for  $LE$  (Fig. 7), although RMSE reduction due to calibration was lower for  $H$ ,  
711 with a PFT-average RMSE reduction of 7 to 8% (compared to 10% for  $LE$ ). At tem-  
712 perate evergreen needleleaf forest (TeENF) the potential-based configuration (mean RMSE  
713 of 32.0 W/m<sup>2</sup>, error reduction of 10%) performs better than the standard one (mean RMSE  
714 of 34.3 W/m<sup>2</sup>, error reduction of 4%). This higher performance of the potential-based  
715 configuration at the level of the temperate evergreen needleleaf forest (TeENF) PFT is  
716 mainly due to improvement at sites with the highest RMSE for the standard configu-  
717 ration.

718 The single-site calibration had lower RMSEs than the multi site calibration (Fig.  
 719 B6). On average and for all PFTs, the mean RMSE of the single-site calibration was 7 %  
 720 lower than the multi-site calibration for the potential-based configuration and 5 % lower  
 721 for the standard configuration. Temperate evergreen broadleaf forest (TeEBF) sites are  
 722 the PFT for which the RMSE reduction is the highest when moving from a multi-site  
 723 to single-site calibration, with reduction factors of 23 % and 25 % for the standard and  
 724 potential-based configurations, respectively (Fig. B6). These results were expected as  
 725 single-site calibration can adjust several calibrated parameters to site-specific conditions,  
 726 while the value for these parameters has to be shared across all sites of a given PFT in  
 727 the multi-site calibration (section 3.3.2).

728 The calibrated values are well constrained for the same parameters at the PFT level  
 729 across the single-site and multi-site calibration. In particular, this is the case for  $\psi_{ref}$ ,  
 730 the reference water potential, in the multi-site calibration of the potential-based config-  
 731 uration (Table B2). For this parameter, the site-to-site variations obtained by the single-  
 732 site calibrations were limited for any PFT and the value calibrated by the multi-site ap-  
 733 proach fell within the range of values resulting from the single-site calibrations. This was  
 734 also the case but to a lesser extent, for the  $p\%$  parameter of the standard configuration,  
 735 which similarly controls the sensitivity of  $g_{H_2O}$  to the soil water content (Table B3). For  
 736 other parameters, the range of calibrated values resulting from the single-site calibra-  
 737 tion for sites of the same PFT appeared larger, and the values calibrated by the multi-  
 738 site approach often fell out of this single-site range. Nevertheless, parameters have to be  
 739 set at PFT level for performing global simulations with models like ORCHIDEE.

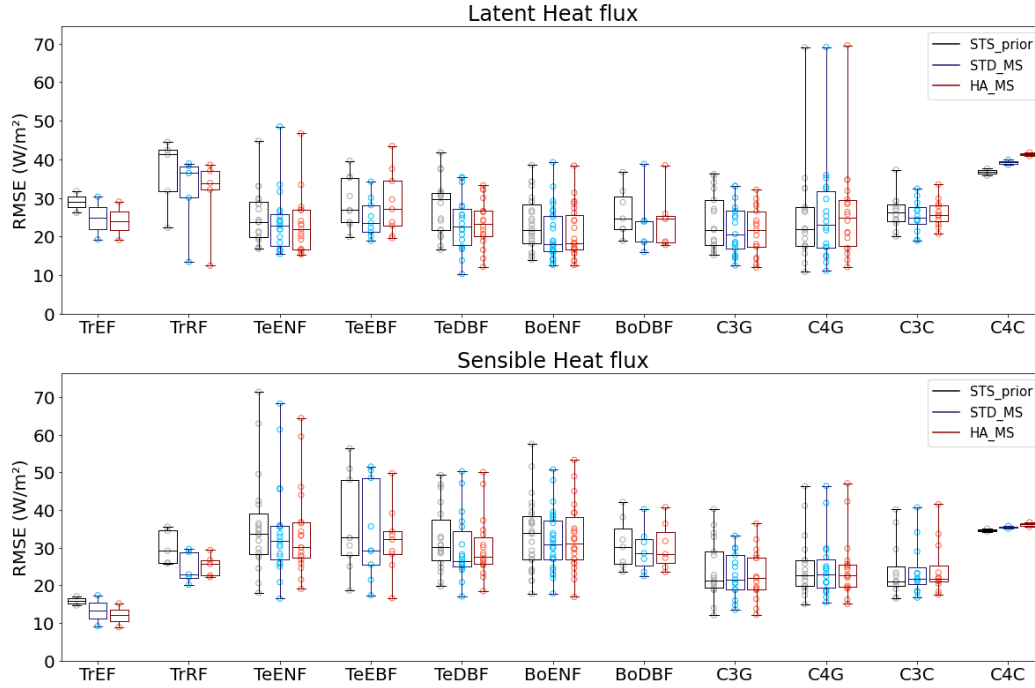
740 Evaluation of the multi-site calibration only over the drought periods led to sim-  
 741 ilar results to those obtained for the entire evaluation period (Fig. B5). For TrRF, TeENF,  
 742 TeEBF, TeDBF, BoENF, and BoDBF (see table B1), the calibration of the two model  
 743 configurations led to lower mean RMSE values compared to the default prior setting. The  
 744 performance of the two model configurations over the drought periods differed more, com-  
 745 pared to the difference in performance over the whole evaluation period: in general, the  
 746 potential-based configuration came with similar to lower RSMEs compared to the stan-  
 747 dard configuration, except for the temperate evergreen broadleaf forests (TeEBF), the  
 748 boreal deciduous broadleaf forests (BoDBF) and the C4 crops (C4C) which presents no-  
 749 ticeable higher RMSEs.

#### 750 4.4 Global simulation

751 The impacts of the representation of the hydraulic architecture in ORCHIDEE on  
 752 the surface energy, water and carbon budgets were analyzed at the global scale by com-  
 753 paring the standard and potential-based configurations. The parameters of both mod-  
 754 els were based on the result of the multi-site calibration presented in section 4.3.

755 Fig. 8 presents the differences between the two simulations (standard minus potential-  
 756 based configurations), calculated for the northern hemisphere summer season (June-July-  
 757 August), for  $LE$ , Evaporative fraction (i.e.,  $LE/(LE+H)$ ),  $GPP$ , mean  $LAI$ , surface  
 758 temperature and water use efficiency ( $WUE$ ) (ratio between  $GPP$  and transpiration flux),  
 759 from the averaged fluxes over the period 2008-2010.

760 The results showed that the use of the potential-based configuration (following the  
 761 multi-site calibration) led to an increase of the latent heat flux of a few tens of  $W/m^2$   
 762 in many regions of the world, especially over Europe, North East America, Amazonia  
 763 and South East Asia (while, in the standard configuration, the latent heat flux ranges  
 764 from, on average on the same period,  $60 W/m^2$  in temperate regions to  $130 W/m^2$  in the  
 765 Amazon forest). The analysis of the differences in the partition of transpiration and soil  
 766 evaporation (not shown) according to dominant PFTs, showed that these differences cor-  
 767 respond to an increase of transpiration for boreal deciduous forest, C3 crops, and C4 crops  
 768 and to a decrease in transpiration for Tropical raingreen forest and C4 grasslands. These



**Figure 7.** Root Mean Square Errors of the standard configuration without calibration (STS\_prior, black), the standard configuration with the multi-site calibration (STD\_MS in blue), the multi-site calibration of the potential-based configuration (HA\_MS in red) for latent heat (top panel) and sensible heat (bottom panel) for all sites over the whole evaluation period. Parameter calibration is performed at multi-site scale and sites are regrouped by Plant Functional Type (see Table B1 for acronyms). Boxplots are over the RMSE at each sites. The boxes represent the inter-quartile range and the median, whiskers represent the minimum and maximum values, outliers are represented with thick open circles.

769 differences are the result of differences in the stomatal conductance of the two config-  
 770 urations, with i) larger slopes of the Ball and Berry function after calibration for the potential-  
 771 based configuration compared to the standard model for most of the PFTs (Tables B2  
 772 & B3), leading to a lower plant water use efficiency and higher transpiration, and ii) a  
 773 shift of the threshold under which the vegetation starts to be stressed and to reduce wa-  
 774 ter losses to a higher soil moisture content for TrRF, BoENF and C3 grasslands. These  
 775 differences in stomatal conductance parametrization also explain the larger discrepan-  
 776 cies in leaf area cover in tropical regions where the LAI difference between configurations  
 777 was up to  $1 \text{ m}^2/\text{m}^2$ . The differences between the standard and potential-based config-  
 778 urations for the evaporative fraction which reflects the partitioning of net radiation at  
 779 the surface, showed consistent patterns with  $LE$  differences with larger evaporative frac-  
 780 tion values in regions where the  $LE$  fluxes were larger. Simulated differences in  $LE$  were  
 781 up to +20% higher with the potential-based configuration compared to the standard con-  
 782 figuration in regions dominated by croplands such as southwestern Siberia, US Central  
 783 Great Plains, Mato Grosso state in Brazil and Central Africa. Between configurations,  
 784 large decreases in  $LE$ , i.e., -20% were seen in the north of Canada, mainly covered by  
 785 boreal grasses for which the soil water stress threshold increased in the potential-based  
 786 configuration.

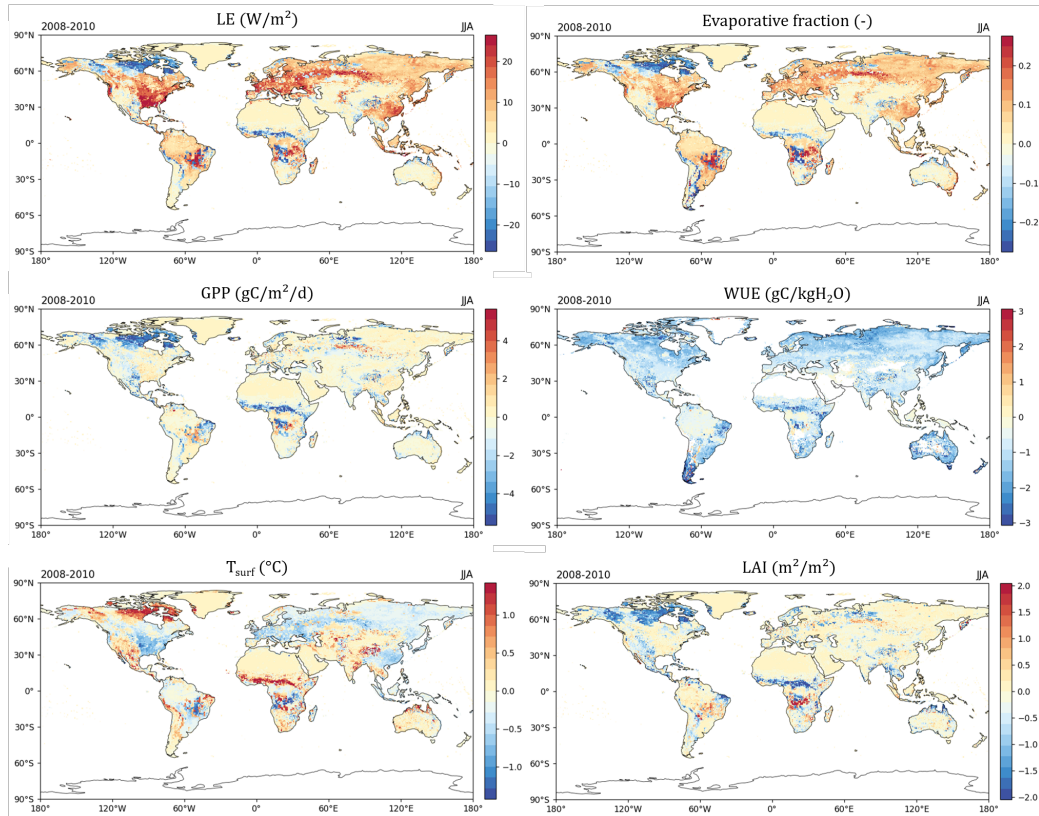
787 As a result of the changes in the turbulent fluxes, the surface temperature differed  
 788 between configurations with up to  $3^\circ\text{C}$  during summer in the tropical zone (e.g., Sahel  
 789 region), which is large enough to potentially lead to substantial impacts on the air tem-  
 790 perature and regional climate when the model is run coupled to an atmospheric general  
 791 circulation model. Finally, concerning the carbon cycle,  $GPP$  differences were mostly  
 792 in line with the differences in stomatal conductance, with lower values where stomatal  
 793 conductances decreased which led to differences of up to  $5 \text{ g[C]}/\text{m}^2/\text{day}$  in the north of  
 794 Canada or the south of Sahel (representing a decrease of nearly 50%). Such large dif-  
 795 ferences were enabled by an increase in LAI of up to  $2 \text{ m}^2/\text{m}^2$ . However, a very slight  
 796 increase of  $GPP$  is observed in regions where stomatal conductance increased (e.g., in  
 797 the eastern US and over the Eurasian continent), suggesting that water is not the main  
 798 limiting factor in these areas. The consequence of these changes was an overall decrease  
 799 of the water use efficiency up to  $3 \text{ g[C]}/\text{kg}[\text{H}_2\text{O}]$  over semi-arid regions such as the south-  
 800 ern Sahel or north Chili and south Argentina.

## 801 5 Discussion and conclusion

### 802 5.1 Hydraulic architecture

803 This study explores the benefits of a fully coupled hydraulic architecture scheme  
 804 into the ORCHIDEE LSM. The scheme enables a complete representation of the water  
 805 transport from the soil-root interface to the stomatal cavities which directly constrains  
 806 the stomatal conductance. This new configuration has been evaluated against the stan-  
 807 dard configuration at different scales: (1) a detailed (although less detailed than Kennedy  
 808 et al. (2019)) evaluation at two intensively monitored forest sites, i.e. FR-Hes and FR-  
 809 Pue, (2) an overall calibration and evaluation over 135 eddy-covariance sites included  
 810 in the FLUXNET2015 dataset, and (3) global comparison of the two model configura-  
 811 tions. Across scales and PFTs, the calibrated standard configuration of ORCHIDEE, in  
 812 which water control on stomatal conductance is represented with a simple soil moisture  
 813 stress function, performs similarly to the calibrated potential-based configuration. The  
 814 potential-based configuration makes ORCHIDEE r7881 more process-based and thus more  
 815 realistic than previous revisions with a similar level of accuracy (Prentice et al., 2015).

816 The hydraulic architecture implementation enabled, at the temperate broadleaf forest  
 817 of Hesse (FR-Hes), a simulation of the seasonal latent and sensible heat flux varia-  
 818 tions as good as the standard model over dry and normal years ( $r$  of 0.92 for  $LE$  for both  
 819 configurations, and  $r$  of 0.74 and 0.75 for  $H$  for the potential-based and the standard con-



**Figure 8.** Maps of the differences obtained between the two ORCHIDEE simulations (standard – potential-based) for: A) Latent heat Flux (in  $\text{W/m}^2$ ), B) Evaporative fraction ( $EF = LE/(LE + H)$ ), C) GPP ( $\text{gC}/\text{m}^2/\text{day}$ ), D) Water Use Efficiency ( $WUE = GPP/ET$ ) ( $\text{gC}/\text{kg}[\text{H}_2\text{O}]$ ), Surface temperature  $T_{\text{surf}}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) and Leaf Area Index LAI ( $\text{m}^2/\text{m}^2$ ). Differences are averaged over the northern hemispheric summer season (JJA) for 2008-2010.

820 configurations respectively in Table 4.2.1). Furthermore, the hydraulic architecture captured  
 821 the dynamics of the soil water content (Fig. 4.2.1). The radial diffusion of water through  
 822 Richards' equation around the roots in the potential-based configuration, allows a higher  
 823 soil water holding capacity than in the standard configuration (Table 4.2.1). The higher  
 824 soil water holding capacity of the potential-based configuration is close to the observa-  
 825 tions (Fig. 5).

826 At the Mediterranean forest site of Puéchabon (FR-Pue), both model configura-  
 827 tions performed similarly in terms of seasonal dynamics of  $LE$  and  $H$  and the simula-  
 828 tions are in good agreement with the observations, with, however, an overestimation of  
 829 the  $LE$  flux in early summer (Fig. 6). The overestimation in early summer may be partly  
 830 due to an overestimation of the leaf area index (which was prescribed in these simula-  
 831 tions) which in turn resulted in higher transpiration. This hypothesis likely played a role  
 832 in 2005, when a caterpillar attack defoliated the trees in spring (Allard et al., 2008), pos-  
 833 sibly increasing the difference between the model and the observations during this year  
 834 (Fig. 6). The discrepancy between the modeled and observed  $LE$  in early summer may  
 835 also be due to a bias in the observations. Indeed, the energy flux observations used in  
 836 this study were not corrected which resulted in a non-closure of the energy budget (Maayar  
 837 et al., 2008; Ingwersen et al., 2015). The overestimation of  $LE$  and  $H$  fluxes with both  
 838 configurations in 2005 could be in part assigned to the observed energy budget that was  
 839 not closed at FR-Pue for this year (confirmed but not shown here).

840 Further analysis of the simulated leaf water potential dynamics showed that the  
 841 potential-based configuration, calibrated only with daily-averaged latent and sensible heat  
 842 fluxes, resulted in a poor representation of  $\psi_{leaf}$ . The strong overestimation of  $\psi_{leaf}$  with  
 843 the potential-based configuration was attributed to the poor calibration of the  $\psi_{ref}$  pa-  
 844 rameter. Indeed, including  $\psi_{leaf}$  in the calibration resulted in a lower reference water  
 845 potential which, in turn, led to a better model-data fit for the leaf water potential (Fig.  
 846 B1). However, the reference water potential resulting from the introduction of leaf wa-  
 847 ter potential in the calibration was still insufficient to completely capture the strong de-  
 848 crease in leaf water potential measured at FR-Pue. This behavior is coherent with the  
 849 results of (Tuzet et al. (2003)[Fig. 6]) which highlight the impact of each parameter of  
 850 Eq. 3 on the resulting leaf water potential, and especially that decreasing the reference  
 851 water potential enables a decrease of the minimum modeled leaf water potential.

852 On average over both sites, the anisohydric behavior (Tuzet et al., 2017; Moreno  
 853 et al., 2024) of the dominant tree species at the sites, i.e., *Fagus sylvatica* for FR-Hes and  
 854 *Quercus ilex* for FR-Pue, is not well captured by the model. The impact of soil parametriza-  
 855 tion on the simulation of plant transpiration has been highlighted (Verhoef & Egea, 2014).  
 856 The relatively simple description of the soil in ORCHIDEE may prevent it from simu-  
 857 lating site-specific soil water dynamics. For example, the shallow rocky soil at FR-Pue,  
 858 is represented by a 2 m deep soil in ORCHIDEE which results in a higher water avail-  
 859 ability for the plants (given that roots cover the 2 m soil depth).

860 The analysis of the diurnal cycle (Fig. B2 & B3) highlights a drawback of the cal-  
 861 ibration. The rocky soil at Puechabon is very specific and, therefore, difficult to repre-  
 862 sent in a global LSM like ORCHIDEE. The calibration compensated the too-deep soil  
 863 in ORCHIDEE compared to the observations, by calibrating soil hydraulic conductiv-  
 864 ity to values that are unrealistic given the soil texture at the site (without considering  
 865 stones). The calibration suggested a soil hydraulic conductivity of 3000 mm/d, which is  
 866 far from the 126 mm/d measured at the FR-Pue site (Schaap et al., 1998). This prob-  
 867 lem has also been documented by other modeling experiments (Ruffault et al. (2023),  
 868 de Marty, JMSC 2022 presentation).

869 The comparison between potential-based configurations with and without water  
 870 storage highlights the impact of water storage on the diurnal cycle. As mentioned in Tuzet  
 871 et al. (2017), the radial resolution of Richards' equation around the roots leads to an early

872 decrease of the  $LE$  flux in the morning due to the drying of the soil near the root. This  
 873 drying effect, is at the origin of a possible asymmetry in the diurnal cycle, but it is damp-  
 874 ened by the tree water storage pools. Diurnal asymmetry can be observed from Fig. B4.  
 875 Compared to other models (Li et al., 2021; Paschalis et al., 2024), the diurnal asymme-  
 876 try in ORCHIDEE was largely dampened because of the high hydraulic conductivity com-  
 877 pared to the other models. As this dampening effect increases with plant water storage  
 878 and is not apparent in the observations, it confirms the need to include dynamic plant  
 879 water storage pools in hydraulic architecture schemes, as already mentioned in Salom3n  
 880 et al. (2017) or Huang et al. (2017).

881 The results obtained at the 135 FLUXNET2015 sites showed that the new potential-  
 882 based configuration can be used for all PFTs, including non-forested sites such as grass-  
 883 lands or croplands. Note that Xie et al. (2023) performed a similar study with a differ-  
 884 ent LSM also including a hydraulic architecture based on Tuzet et al. (2017)). Their single-  
 885 site calibration at 30 sites covering different PFTs, provided better results than their stan-  
 886 dard model version without hydraulic architecture representation. This different behav-  
 887 ior between the calibration of ORCHIDEE and the one of Xie et al. (2023) highlights  
 888 the importance of the overall model structure, especially the soil water dynamic descrip-  
 889 tion, to assess the potential benefit of including a hydraulic architecture.

890 At the global scale, the differences in latent heat between standard and potential-  
 891 based configurations, with primarily an increase of  $LE$  in the potential-based configu-  
 892 ration, are mainly explained by changes in stomatal conductance and the applied soil  
 893 water stress functions. This behavior is, however, not visible at the evaluation step at  
 894 site level. Indeed, site-specific soil water content parameters are calibrated at site level  
 895 and the LAI is prescribed, whereas at the global scale a dynamic LAI and a fixed soil  
 896 depth with generic parameters (from the multi-site calibration) are used. These differ-  
 897 ences highlight the difficulty of calibrating a global LSM with site-specific observations  
 898 when both PFTs and soil types are mixed.

## 899 5.2 Impact of the choice of the calibration strategy

900 This study questions how global land surface models should be calibrated. The simu-  
 901 lations performed at FR-Pue highlighted that a calibration based on daily fluxes im-  
 902 proved the seasonal cycle of  $LE$  fluxes but not the diurnal cycle. The test case where  
 903 calibration was performed with half-hourly fluxes led to a lower soil hydraulic conduc-  
 904 tivity and a higher model performance at the diurnal scale with a slight improvement  
 905 of the early maximum and the asymmetry of the cycle during the day but degraded the  
 906 performances at the seasonal scale. Further work is needed to jointly minimize errors in  
 907 both, the diurnal and the seasonal cycle.

908 Moreover, the standard configuration of ORCHIDEE, which has been calibrated  
 909 for a few model parameters in this study, has already been calibrated during previous  
 910 model developments for a much broader set of parameters (Peylin et al., 2016; MacBean  
 911 et al., 2018; Bacour et al., 2019). As a consequence, the ORCHIDEE standard version  
 912 was already well-calibrated to maximize the performance of the soil water stress func-  
 913 tion. The additional standard calibration performed in this study for a restricted param-  
 914 eter set, can be viewed as an incremental step, aiming at improving a small part of the  
 915 already calibrated model. The calibration of a limited set of parameters of the new hy-  
 916 draulic architecture configuration, gives, however, only a first approximation of the po-  
 917 tential of the new scheme. The larger model spread for total soil water content than for  
 918  $LE$  and  $H$  fluxes at FR-Hes reveals that parameters controlling the soil water content  
 919 are not strongly constrained through the assimilation of  $LE$  and  $H$  fluxes or that equi-  
 920 finality is occurring between several parameters. Implementing the new hydraulic archi-  
 921 tecture justifies a more complete re-calibration of ORCHIDEE. This was, however, out  
 922 of the scope of this study.

923 Plant traits related to plant hydrology can vary widely among plant species (Anderegg  
 924 et al., 2018) and PFTs. Trait variation is in part coherent with the large range of val-  
 925 ues obtained for some parameters after the single-site calibrations in this study and in  
 926 Xie et al. (2023). This observed parameter range calls for alternative descriptions of plant  
 927 trait variability in global LSMs with, for instance, the use of spatially varying param-  
 928 eters.

### 929 **5.3 Potential hydraulic architecture model improvements**

930 The potential-based configuration includes a resolution scheme that prevents two  
 931 common pitfalls associated to the numerical implementation of a hydraulic architecture:  
 932 (1) an iterative scheme over a large number of equations including soil water and energy  
 933 budgets, and (2) an incompletely coupled hydraulic architecture, with plant hydraulics  
 934 that acts only as a correction term when soil-plant water supply is lower than atmospheric  
 935 demand (section 2.3). The iterative scheme implemented in this study is only acting on  
 936 a reduced number of equations and during periods of high instabilities. It relies on an  
 937 estimation of the transpiration at the next time step, which enables a strong reduction  
 938 of the oscillations occurring from one time step to the next, i.e., at half-hourly time scale  
 939 in ORCHIDEE. However, such a numerical scheme could be further improved through  
 940 a better estimate of the predicted transpiration flux. As an example, a machine learn-  
 941 ing algorithm that could estimate the next time step transpiration flux based on the state  
 942 of the model at the current time step would likely decrease the oscillations and the num-  
 943 ber of iterations needed to converge.

944 Other improvements could target the coupling between plant physiological state  
 945 and plant hydraulics. In the present study, the hydraulic resistances are considered fixed  
 946 and only aim at representing the transport inside the plant. However, this transport de-  
 947 pends directly on gravity and on the physiological state of the vessels in the xylem, which  
 948 in turn depends on the water potential. Including a dependency of each resistance on  
 949 the water potential of the stage where they act as it is done in CABLE (de Kauwe et  
 950 al., 2022) and introducing gravity in the equations as it is done in CLM5 (Kennedy et  
 951 al., 2019) would lead to a more physiological and physical representation of the water  
 952 transport. Including dynamic resistances would also open new research fields, such as  
 953 the representation of mortality through embolism (de Kauwe et al., 2020; Yao et al., 2022;  
 954 de Kauwe et al., 2022). In addition, the loss of conductivity during severe drought would  
 955 also impact the dynamics of the leaf area index, which, in turn, feedbacks on the water  
 956 demand and soil water potential.

957 The model being highly dependent on the soil depth, soil properties and root rep-  
 958 resentations, the introduction of this hydraulic architecture in ORCHIDEE also high-  
 959 lights some shortcomings of the LSM on those processes. Indeed, the fixed 2 m-depth of  
 960 the soil columns with homogeneous parametrization in ORCHIDEE does not enable a  
 961 proper representation of the soil water content and dynamics globally (countered here  
 962 by calibrating the soil properties on-site). The introduction of a spatially variable soil  
 963 depth could, therefore, help to prevent this inconvenience (see Brunke et al. (2016) for  
 964 such a study with CLM4.5). The fixed soil root profile (exponential decay in the entire  
 965 soil depth) is also a strong approximation that should be reviewed (Y. Wang et al., 2018).  
 966 A dynamic rooting system depending on plant species and soil physical characteristics,  
 967 would also provide a better representation of the plant water uptake.

968 Finally, the stomatal conductance’s semi-empirical formulation (following Tuzet et  
 969 al. (2003)) used in the potential-based implementation is crucial and can be further im-  
 970 proved. Sabot et al. (2022) presents a comparison of several stomatal conductance for-  
 971 mulations. It highlights that semi-empirical formulations like the one used here can lead  
 972 to different responses between the stomatal closure and leaf water potential under dif-  
 973 ferent environmental conditions. Yang et al. (2019) supports this analysis by showing

974 that the Tuzet et al. (2003) formulation can result in an erroneous representation of the  
 975 stomatal conductance in periods of high VPD. Various feedbacks between all variables  
 976 can further introduce numerical instabilities in the numerical scheme as mentioned in  
 977 this study. Stomatal conductance formulations based on optimality principles, aiming  
 978 at maximizing carbon uptake and minimizing water losses, could potentially bring some  
 979 improvements and add value to the plant hydraulics representation but they remain com-  
 980 plicated to constrain.

#### 981 5.4 Future evaluations

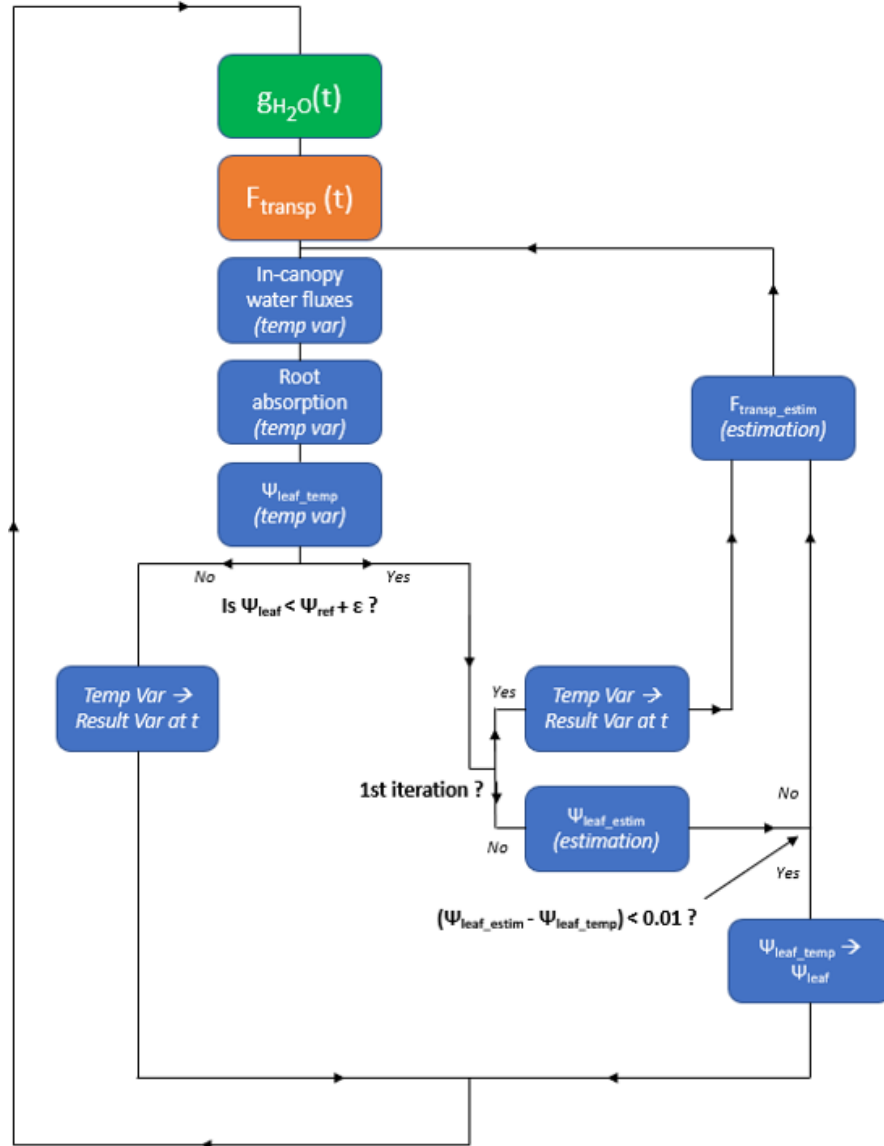
982 This study presents an evaluation of two model configurations at site level and global  
 983 scale, focusing on latent and sensible heat fluxes. Observations used for model evalua-  
 984 tion result from indirect measurements (like eddy covariance) and are subject to biases  
 985 and uncertainties. By representing water potentials, hydraulic architecture-based mod-  
 986 els can also be compared directly to measurements of water potential (Novick et al., 2022;  
 987 Restrepo-Acevedo et al., 2024). One interesting perspective of using the hydraulic architecture-  
 988 based models is the direct link between the modeled flow of water inside the vegetation  
 989 and some measurements from new datasets that are currently being assembled (Poyatos  
 990 et al., 2016). Representing plant hydraulic conductivity as a function of plant water po-  
 991 tentials also enables the comparison to current measurements of water potentials induc-  
 992 ing a 12 %, 50 % and 88 % loss in hydraulic conductivity; these measurements have been  
 993 made for a lot of species (de Kauwe et al., 2022; Xie et al., 2023). Overall, compared to  
 994 the standard statistical soil water stress representation, the hydraulic architecture thus  
 995 opens for the use of a larger set of observations to calibrate the physiological response  
 996 of plants to soil water stress (at least at site level). This should further help reduce the  
 997 uncertainty associated with LSM water and carbon budgets.

## 998 Appendix A Resolution scheme

999 The hydraulic architecture model presented here relies on three main variables: the  
 1000 stomatal conductance,  $g_{H_2O}$ , the transpiration flux,  $E_{transp}$ , and the leaf water poten-  
 1001 tial,  $\psi_{leaf}$ . Each variable depends on the other variables within the presented scheme.  
 1002 Leaf water potential impacts stomatal conductance, which drives transpiration, which  
 1003 in turn impacts leaf water potential. ORCHIDEE being solved implicitly, the whole scheme  
 1004 has to be solved in this way in order to avoid instabilities during drought periods when  
 1005 the relationship between stomatal conductance and leaf water potential is highly non-  
 1006 linear due to the sigmoidal function. Solving this scheme in an implicit way would mean  
 1007 introducing an iterative process in the code such as a Newton method. However, because  
 1008 the three variables above are calculated in three different modules of ORCHIDEE (the  
 1009 first module, *diffuco*, aims at solving the different resistances applied to water exchanges  
 1010 with the atmosphere, among them, the photosynthesis model is solved, resulting in the  
 1011 calculation of the stomatal conductance; the second module, *enerbil*, solves the big-leaf  
 1012 energy balance model and the partitioning of the evapotranspiration flux into its com-  
 1013 ponents (such as transpiration) ; the third module, *hydrol*, solves the soil water budget  
 1014 and the hydraulic architecture presented in this article), implementing such a scheme on  
 1015 several modules would lead to an exploding calculation time.

1016 To bypass this problem, a revisited numerical scheme that mimics an implicit scheme  
 1017 over several equations only and during drought periods only has been implemented. The  
 1018 scheme is presented in Fig. A1.

1019 During non-drought periods, when the leaf water potential is not lower than the  
 1020 reference water potential ( $\psi_{ref}$ ) plus a threshold, the model behaves like a purely explicit  
 1021 scheme. The stomatal conductance relies on the leaf water potential at the previous time  
 1022 step. It permits the calculation of the transpiration which leads to the calculation of the  
 1023 new leaf water potential. During drought periods, the resolution of the two first mod-



**Figure A1.** Resolution scheme implemented for the hydraulic architecture. The colors represent the different ORCHIDEE modules (green: *diffuco*, orange: *enerbil* and blue: *hydrol*); the temporary variables are either mentioned as "(temporary)" or ".temp"

1024 ules stays the same: the stomatal conductance permits the calculation of the transpi-  
 1025 ration flux which is given to the third module to calculate the leaf water potential of the  
 1026 time step. However, once this calculation is finished, the value of  $\psi_{leaf}$  is not directly  
 1027 sent to the first module to calculate the stomatal conductance at the next time step. In  
 1028 this case, a second calculation is started, still in the third module. The objective is to  
 1029 estimate the transpiration of the next time step in order to calculate a leaf water poten-  
 1030 tial for the next time step which would be closer to the real one.

1031 The transpiration equation can be summarized as:

$$F_{transp} = \frac{\rho \cdot \Delta t \cdot \Delta q}{R_a + R_g} \quad (A1)$$

1032 where  $\rho$  is the air density,  $\Delta t$  is the time step length,  $\Delta q$  is the difference of humidity  
 1033 between the surface and the atmosphere,  $R_a = \frac{1}{|\vec{V}|C_d}$  is the aerodynamic resistance  
 1034 and  $R_g = 1/g_{H_2O}$  is the stomatal resistance. This equation can be simplified to:

$$F_{transp} = \frac{A}{B + \frac{1}{C \cdot f_\psi}} \quad (A2)$$

1035 The transpiration at time step  $t$  and at time step  $t + 1$  can be expressed as:

$$F_{transp}^t = \frac{A^t}{B^t + \frac{1}{C^t \cdot f(\psi_{leaf}^t)}} = \frac{A^t}{B^t + \frac{1}{C^t \cdot f_\psi^t}} \quad (A3)$$

1036

$$F_{transp}^{t+1} = \frac{A^{t+1}}{B^{t+1} + \frac{1}{C^{t+1} \cdot f(\psi_{leaf}^{t+1})}} = \frac{A^{t+1}}{B^{t+1} + \frac{1}{C^{t+1} \cdot f_\psi^{t+1}}} \quad (A4)$$

1037 We try to estimate  $F_{transp}^{t+1}$  from  $F_{transp}^t$ . Looking at the components of the trans-  
 1038 spiration:

- 1039 •  $A^t$  and  $A^{t+1}$  represent the evolution of  $\Delta q$  over the day;
- 1040 •  $B^t$  and  $B^{t+1}$  represent the evolution of the aerodynamic resistance;
- 1041 •  $C^t$  and  $C^{t+1}$  represent the evolution of the components of  $g_{H_2O}$  that are not di-  
 1042 rectly linked to  $f_\psi$ .

1043 The following assumptions are made:

- 1044 •  $A^{t+1} = A^t \cdot \delta$ ;
- 1045 •  $C^{t+1} = C^t \cdot \delta$ ;
- 1046 •  $B^{t+1} = B^t$ ;
- 1047 •  $\delta$  can be estimated by a sinusoidal function centered on solar noon.

1048 The assumption is hence that in the absence of water stress, transpiration and stomatal  
 1049 conductance will follow a sinusoidal function centered on the solar noon, starting at sun-  
 1050 rise and ending at sunset. Following this assumption,  $\delta$  can be expressed as the ratio be-  
 1051 tween the values of the sinusoidal function at time step  $t$  and  $t + 1$ . The amplitude of  
 1052 the sine function cancels out in the ratio.

1053 Consequently, the ratio between  $F_{transp}^{t+1}$  and  $F_{transp}^t$  can be estimated as:

$$\frac{F_{transp}^{t+1}}{F_{transp}^t} = \frac{\frac{A^{t+1}}{B^{t+1} + \frac{1}{C^{t+1} \cdot f_\psi^{t+1}}}}{\frac{A^t}{B^t + \frac{1}{C^t \cdot f_\psi^t}}} = \delta \cdot \frac{1 + \frac{|\vec{V}| \cdot C_d}{g_{H_2O}^t}}{1 + \frac{|\vec{V}| \cdot C_d \cdot f_\psi^t}{\delta g_{H_2O}^t f_\psi^t}} \quad (A5)$$

**Table B1.** Plant functional types acronyms

Acronym	Long name	Number
BS	Bare soil	1
TrEF	Tropical Broadleaf Evergreen Forest	2
TrRF	Tropical Broadleaf Raingreen Forest	3
TeENF	Temperate Evergreen Needleleaf Forest	4
TeEBF	Temperate Evergreen Broadleaf Forest	5
TeDBF	Temperate Deciduous Broadleaf Forest	6
BoENF	Boreal Evergreen Needleleaf Forest	7
BoDBF	Boreal Deciduous Broadleaf Forest	8
BoDNF	Boreal Deciduous Needleleaf Forest	9
C3G	C3 Grassland	10
C4G	C4 Grassland	11
C3C	C3 Crop	12
C4C	C4 Crop	13

1054 This ratio, multiplied by  $F_{transp}^t$ , permits to have a prediction of  $F_{transp}^{t+1}$  only with  
 1055 variables from the previous time step. This approximation enables the solving of the it-  
 1056 erative process.

1057 Coming back to the iterative process, the value of the leaf water potential at the  
 1058 previous time step enables an estimation of the transpiration at the next time step. This  
 1059 approximation is used to calculate the value of the leaf water potential at the next time  
 1060 step and iterate until the solution converges towards a single solution. This scheme en-  
 1061 ables a good approximation of the leaf water potential at the next time step, which is  
 1062 then sent to the first module which calculates the value of the new stomatal conductance.  
 1063 One can note that the scheme can be improved by improving the transpiration flux es-  
 1064 timation.

## 1065 Appendix B Supplementary tables and Figures

**Table B2.** Result of the parameters calibration for the potential-based configuration

Potential-based	Description	Def	Min	Max	FR-Hes (BEST)	FR-Pue (BEST NOPSI)	FR-Pue (BEST PSI)	Multisite F2015	Single site F2015
$\psi_{ref}$ (Eq. 4)	Reference water potential at which $g_{H_2O}$ is decreased by 50%	-1.6	-0.8	-2.0	-0.81	-0.86	-1.4	TrEF TrRF TeENF TeEBF TeDBF BoENF BoDBF C3G C4G C3C C4C	-1.72 +/- 0.12 -1.09 +/- 0.28 -1.16 +/- 0.3 -1.34 +/- 0.4 -1.21 +/- 0.36 -1.13 +/- 0.3 -1.3 +/- 0.33 -1.3 +/- 0.4 -1.29 +/- 0.33 -1.52 +/- 0.33 -1.13 +/- 0.15
$R_{root-trunk}$ and $R_{trunk-leaf,xylem}$ ( $*10^6$ ) (Hydraulic architecture resolution)	Xylem water resistance	4	0.5	10	2.92	9.25	9.03	TrEF TrRF TeENF TeEBF TeDBF BoENF BoDBF C3G C4G C3C C4C	5.67 +/- 1.67 7.55 +/- 2.51 6.74 +/- 2.08 7.10 +/- 1.73 5.90 +/- 2.32 6.72 +/- 2.18 6.46 +/- 1.64 5.22 +/- 2.16 4.92 +/- 2.79 5.36 +/- 3.31 5.06 +/- 1.68
$s_f$ (Eq. 4)	Sensitivity of $g_{H_2O}$ to leaf water potential	4.3	2.5	4.5	2.92	2.98	2.02	TrEF TrRF TeENF TeEBF TeDBF BoENF BoDBF C3G C4G C3C C4C	3.56 +/- 0.55 3.22 +/- 0.6 3.37 +/- 0.65 3.46 +/- 0.55 3.06 +/- 0.44 3.23 +/- 0.52 3.19 +/- 0.49 3.25 +/- 0.55 3.3 +/- 0.59 3.85 +/- 0.43 3.56 +/- 0.85

Potential-based	Description	Def	Min	Max	FR-Hes (BEST)	FR-Pue (BEST NOPSIS)	FR-Pue (BEST PSI)	Multisite F2015	Single site F2015								
$a_{fpsi}$ (Eq. 3)	Ball & Berry slope	5.66	2	10	2.48	7.85	7.02	TrEF	9.44 +/- 0.28								
								TrRF	4.8 +/- 1.87								
								TeENF	6.24 +/- 2.57								
								TeEBF	7.28 +/- 2.73								
								TeDBF	4.12 +/- 2.22								
								BoENF	5.02 +/- 2.55								
								BoDBF	5.14 +/- 2.71								
								C3G	6.42 +/- 3.06								
								C4G	5.11 +/- 2.4								
								C3C	7.13 +/- 2.55								
								C4C	8.79 +/- 0.69								
								$Wood_{sto\_fac}$ (im- pact $V_{max}$ and, thus, $C_{X,store}$ in Eq. 7)	Scaling factor to correct wood water storage	5	0.5	10	9.38	4.10	4.88	TrEF	5.69 +/- 1.78
																TrRF	6.33 +/- 1.12
																TeENF	5.72 +/- 2.59
TeEBF	4.71 +/- 3.3																
TeDBF	4.6 +/- 2.67																
BoENF	5.29 +/- 3.05																
BoDBF	6.31 +/- 1.16																
C3G	4.93 +/- 2.85																
C4G	3.73 +/- 2.56																
C3C	6.11 +/- 2.44																
C4C	4.5 +/- 3.8																
$Leaf_{sto\_fac}$ (im- pact $V_{max}$ and, thus, $C_{X,store}$ in Eq. 7)	Scaling factor to correct leaf water storage	6	0.5	10	2.70	1.53	1.65									TrEF	4.44 +/- 1.56
																TrRF	5.04 +/- 3.51
																TeENF	2.66 +/- 2.43
								TeEBF	3.0 +/- 2.3								
								TeDBF	5.57 +/- 2.79								
								BoENF	3.7 +/- 2.73								
								BoDBF	5.63 +/- 2.02								
								C3G	4.82 +/- 3.0								
								C4G	4.4 +/- 2.82								
								C3C	5.61 +/- 3.08								
								C4C	6.83 +/- 0.22								

<b>Potential-based</b>	Description	Def	Min	Max	FR-Hes (BEST)	FR-P <sub>ue</sub> (BEST NOPSI)	FR-P <sub>ue</sub> (BEST PSI)	Multisite F2015	Single site F2015
<i>MCR<sub>sup</sub></i> (Root water absorption resolution in Eq. 10)	Residual moisture content in the superficial soil layer	0.08	0.05	0.25	0.057	0.091	0.13	Calibrated site by site	Calibrated site by site
<i>MCS<sub>sup</sub></i> (Root water absorption resolution in Eq. 10)	Saturated moisture content in the inferior soil layer	0.43	0.3	0.65	0.525	0.362	0.438	Calibrated site by site	Calibrated site by site
<i>MCR<sub>inf</sub></i> (Root water absorption resolution in Eq. 10)	Residual moisture content in the superficial soil layer	0.08	0.05	0.25	0.180	0.0715	0.0876	Calibrated site by site	Calibrated site by site
<i>MCS<sub>inf</sub></i> (Root water absorption resolution in Eq. 10)	Saturated moisture content in the inferior soil layer	0.43	0.3	0.65	0.460	0.388	0.469	Calibrated site by site	Calibrated site by site
<i>k<sub>imp</sub></i> (Root water absorption resolution in Eq. 10)	Soil hydraulic conductivity at saturation in Campbell (1986)	249.6	150	7000	1682	3802	6353	Calibrated site by site	Calibrated site by site
<i>b<sub>muff</sub></i> (Root water absorption resolution in Eq. 10)	Empirical parameter in Campbell (1986)	2.708	2.5	3.5	2.99	3.17	3.14	Calibrated site by site	Calibrated site by site
$\psi_{air\_entry}$ (Root water absorption resolution in Eq. 10)	Air entry water potential of the soil in Campbell (1986)	-0.015	-0.07	-0.001	-0.0043	-0.0209	-0.030	Calibrated site by site	Calibrated site by site

**Table B3.** Result of the parameters calibration for the standard configuration

Standard configuration	Description	Def	Min	Max	FR-Hes (BEST)	FR-P <sub>ue</sub> (BEST)	Multisite F2015	Single site F2015
$a_1$ (Eq. 1)	Empirical parameter in Yin and Struik (2009) $(1/(1/a_1 - 1))$ being the Ball & Berry slope)	0.85	0.66	0.91	0.712	0.888	TrEF	0.9 +/- 0.0
							TrRF	0.72 +/- 0.09
							TeENF	0.77 +/- 0.1
							TeEBF	0.77 +/- 0.09
							TeDBF	0.73 +/- 0.08
							BoENF	0.78 +/- 0.08
							BoDBF	0.71 +/- 0.07
							C3G	0.8 +/- 0.1
							C4G	0.8 +/- 0.08
							C3C	0.81 +/- 0.08
C4C	0.84 +/- 0.01							
$b_1$ (Eq. 1)	Empirical parameter in Yin and Struik (2009)	0.14	0.06	0.22	0.173	0.207	TrEF	0.14 +/- 0.06
							TrRF	0.2 +/- 0.01
							TeENF	0.19 +/- 0.03
							TeEBF	0.2 +/- 0.04
							TeDBF	0.18 +/- 0.03
							BoENF	0.19 +/- 0.03
							BoDBF	0.19 +/- 0.04
							C3G	0.14 +/- 0.05
							C4G	0.16 +/- 0.04
							C3C	0.18 +/- 0.05
C4C	0.21 +/- 0.0							
$p\%$ (Eq. 2)	Percentage of soil water reserve at which stomatal conductance starts to decrease	0.8	0.55	0.95	0.909	0.870	TrEF	0.82 +/- 0.01
							TrRF	0.74 +/- 0.09
							TeENF	0.75 +/- 0.14
							TeEBF	0.8 +/- 0.13
							TeDBF	0.73 +/- 0.11
							BoENF	0.77 +/- 0.12
							BoDBF	0.79 +/- 0.12
							C3G	0.78 +/- 0.1
							C4G	0.77 +/- 0.11
							C3C	0.75 +/- 0.11
C4C	0.6 +/- 0.02							

<b>Standard configuration</b>	Description	Def	Min	Max	FR-Hes (BEST)	FR-P <sub>ue</sub> (BEST)	Multisite F2015	Single site F2015
<i>MCR_imp</i> (Soil water transport resolution)	Residual moisture content	0.08	0.05	0.25	0.173	0.171	Calibrated site by site	Calibrated site by site
<i>MCS_imp</i> (Soil water transport resolution)	Saturated moisture content	0.43	0.3	0.65	0.353	0.433	Calibrated site by site	Calibrated site by site
<i>kimp</i> (Soil water transport resolution)	Soil hydraulic conductivity at saturation in van Genuchten (1980)	249.6	150	7000	1154	2882	Calibrated site by site	Calibrated site by site
<i>avan</i> (Soil water transport resolution)	Empirical parameter in van Genuchten (1980)	0.078	0.0005	0.1	0.0139	0.000784	Calibrated site by site	Calibrated site by site
<i>bean</i> (Soil water transport resolution)	Empirical parameter in van Genuchten (1980)	1.56	1.3	2.3	1.32	2.13	Calibrated site by site	Calibrated site by site

**Table B4.** RMSE for each calibrations of the 10 members ensemble for **FR-Hes** (HA refers at the potential-based configuration; STD refers at the standard configuration)

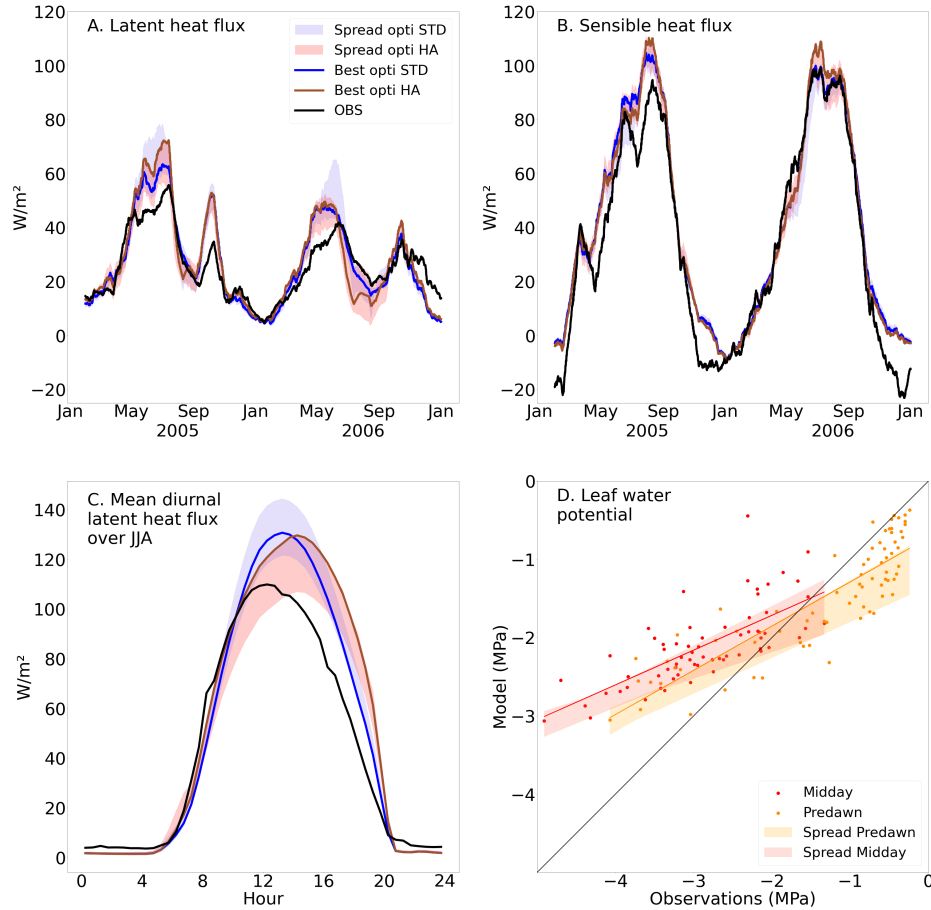
	Variable	Member 1	Member 2	Member 3	Member 4	Member 5	Member 6	Member 7	Member 8	Member 9	Member 10	Mean +/- standard deviation
HA	<i>LE</i>	15.4	17.3	17.4	17.1	16.7	16.0	16.3	15.4	16.0	16.5	16.41 +/- 0.69
	<i>H</i>	26.3	25.3	26.2	25.7	25.9	25.8	25.9	26.0	26.1	25.5	25.87 +/- 0.29
	<i>H + LE</i>	41.7	42.6	43.6	42.8	42.6	41.8	42.2	41.4	42.1	42.0	42.28 +/- 0.61
STD	<i>LE</i>	15.8	15.8	15.8	16.3	15.8	16.3	16.1	15.4	15.7	15.7	15.87 +/- 0.27
	<i>H</i>	25.8	26.2	25.6	25.5	25.9	25.5	25.4	26.3	25.7	26.0	25.79 +/- 0.29
	<i>H + LE</i>	41.6	42.0	41.4	41.8	41.8	41.9	41.5	41.7	41.4	41.7	41.68 +/- 0.19

**Table B5.** RMSE for each calibrations of the 10 members ensemble for **FR-Pue without  $\psi_{leaf}$  in the calibration (HA)** STD refers at the standard configuration)

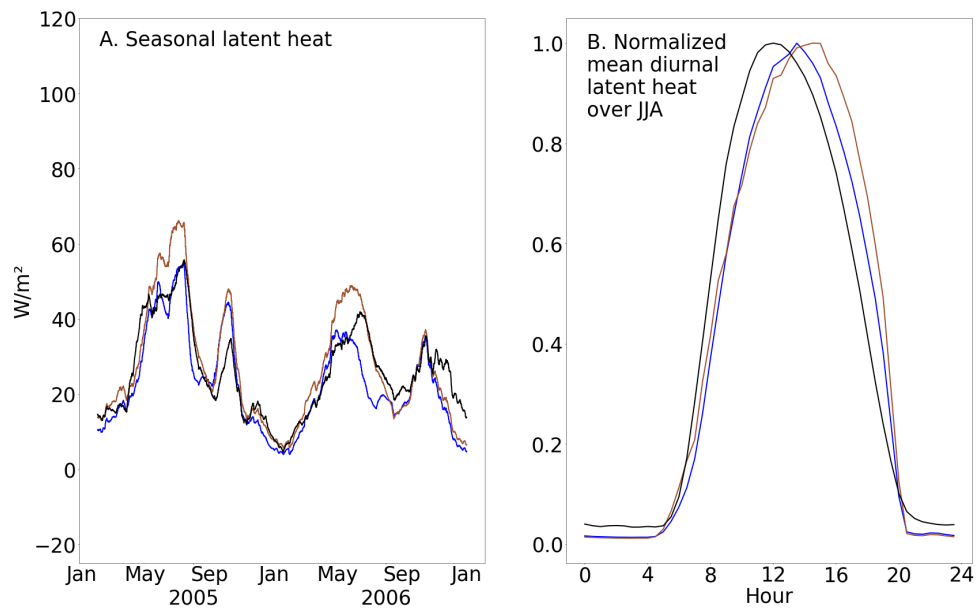
	Variable	Member 1	Member 2	Member 3	Member 4	Member 5	Member 6	Member 7	Member 8	Member 9	Member 10	Mean +/- standard deviation
HA	<i>LE</i>	14.4	14.1	14.2	14.9	14.3	14.9	14.3	16.7	14.1	14.4	14.63 +/- 0.74
	<i>H</i>	21.1	21.2	21.3	21.2	21.7	20.7	21.5	21.9	21.3	21.3	21.32 +/- 0.31
	<i>H + LE</i>	35.5	35.3	35.5	36.1	36.0	35.6	35.8	35.6	35.4	36.0	35.68 +/- 0.26
STD	<i>LE</i>	14.9	15.1	14.5	15.2	15.7	14.9	17.5	14.8	15.1	14.8	15.25 +/- 0.81
	<i>H</i>	21.4	21.4	22.0	21.3	20.8	21.4	22.7	21.4	21.0	21.2	21.46 +/- 0.51
	<i>H + LE</i>	36.3	36.5	36.5	36.5	36.5	36.3	40.2	36.2	36.1	36.0	36.71 +/- 1.18

**Table B6.** RMSE for each calibrations of the 10 members ensemble for **FR-Pue** with  $\psi_{leaf}$  in the calibration (**HA-psi**) (STD refers at the standard configuration)

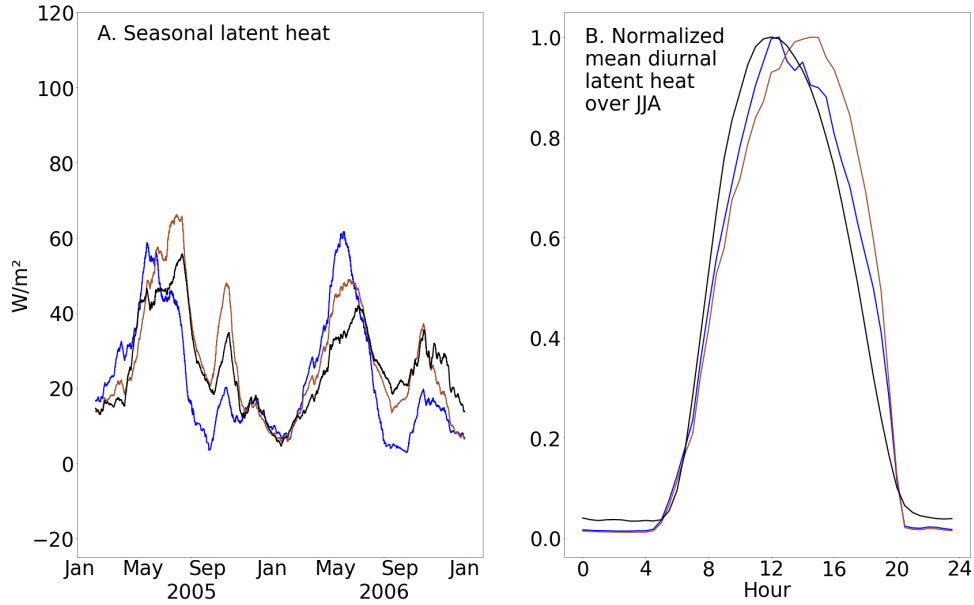
	Variable	Member 1	Member 2	Member 3	Member 4	Member 5	Member 6	Member 7	Member 8	Member 9	Member 10	Mean +/- standard deviation
HA-psi	LE	14.6	15.2	14.1	14.8	14.8	16.1	15.0	15.8	14.8	15.7	15.09 +/- 0.58
	H	22.2	21.9	21.0	21.8	21.2	20.6	21.6	21.9	21.0	22.2	21.54 +/- 0.53
	H + LE	36.8	37.1	35.1	36.6	36.0	36.7	36.6	37.7	37.7	35.8	36.63 +/- 0.8
STD	LE	14.9	15.1	14.5	15.2	15.7	14.9	17.5	14.8	15.1	14.8	15.25 +/- 0.81
	H	21.4	21.4	22.0	21.3	20.8	21.4	22.7	21.4	21.0	21.2	21.46 +/- 0.51
	H + LE	36.3	36.5	36.5	36.5	36.5	36.3	40.2	36.2	36.1	36.0	36.71 +/- 1.18



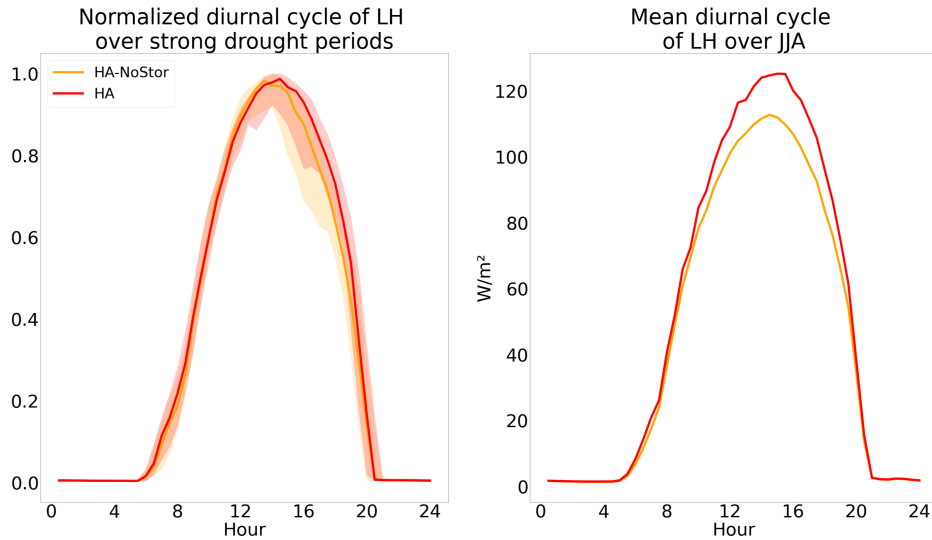
**Figure B1.** Comparison between the potential-based configuration (red line (HA): best calibration, red spread: range of results obtained for the 10 calibrations), the standard configuration (blue line (STD): best calibration, blue spread: range of results obtained for the 10 calibrations) and the Observations (black line) for seasonal latent heat flux (panel A), seasonal sensible heat flux (panel B), mean daily latent heat flux over the summer (June, July and August) (panel C) and leaf water potential representation at mid-day and pre-dawn (panel D) at Puéchabon forest (FR-Pue) when leaf water potential measurements are used in the parameter calibration. The seasonal cycles are obtained with rolling averages over 1 month, the diurnal one is obtained by rolling averaging over 2 time steps (see Section 4.1)



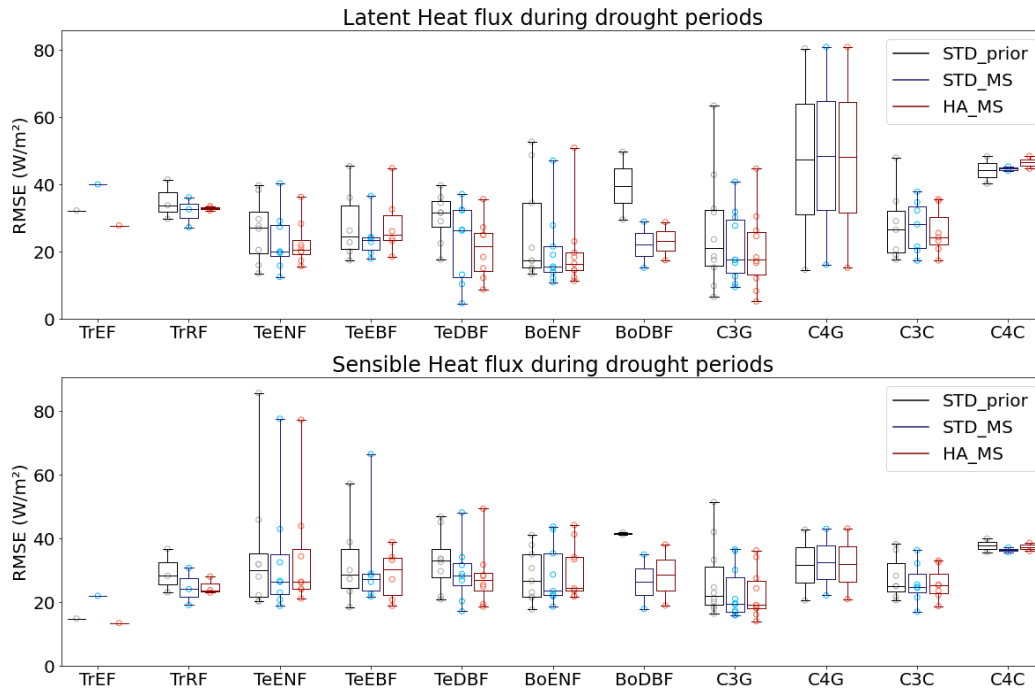
**Figure B2.** Comparison between the classical calibration of the potential-based calibration over daily fluxes (red line), a calibration of the potential-based calibration over hourly fluxes (blue line) and the Observations (black line) for seasonal latent heat flux (panel A) and mean normalized daily latent heat flux over the summer (June, July and August) (panel B) at Puech-abon forest (FR-Pue). The seasonal cycles are obtained with rolling averages over 1 month, the diurnal one is obtained by rolling averaging over 2 time steps (see Section 4.1) The diurnal cycles have been normalized by their maximum value in the left panel to facilitate the comparison.



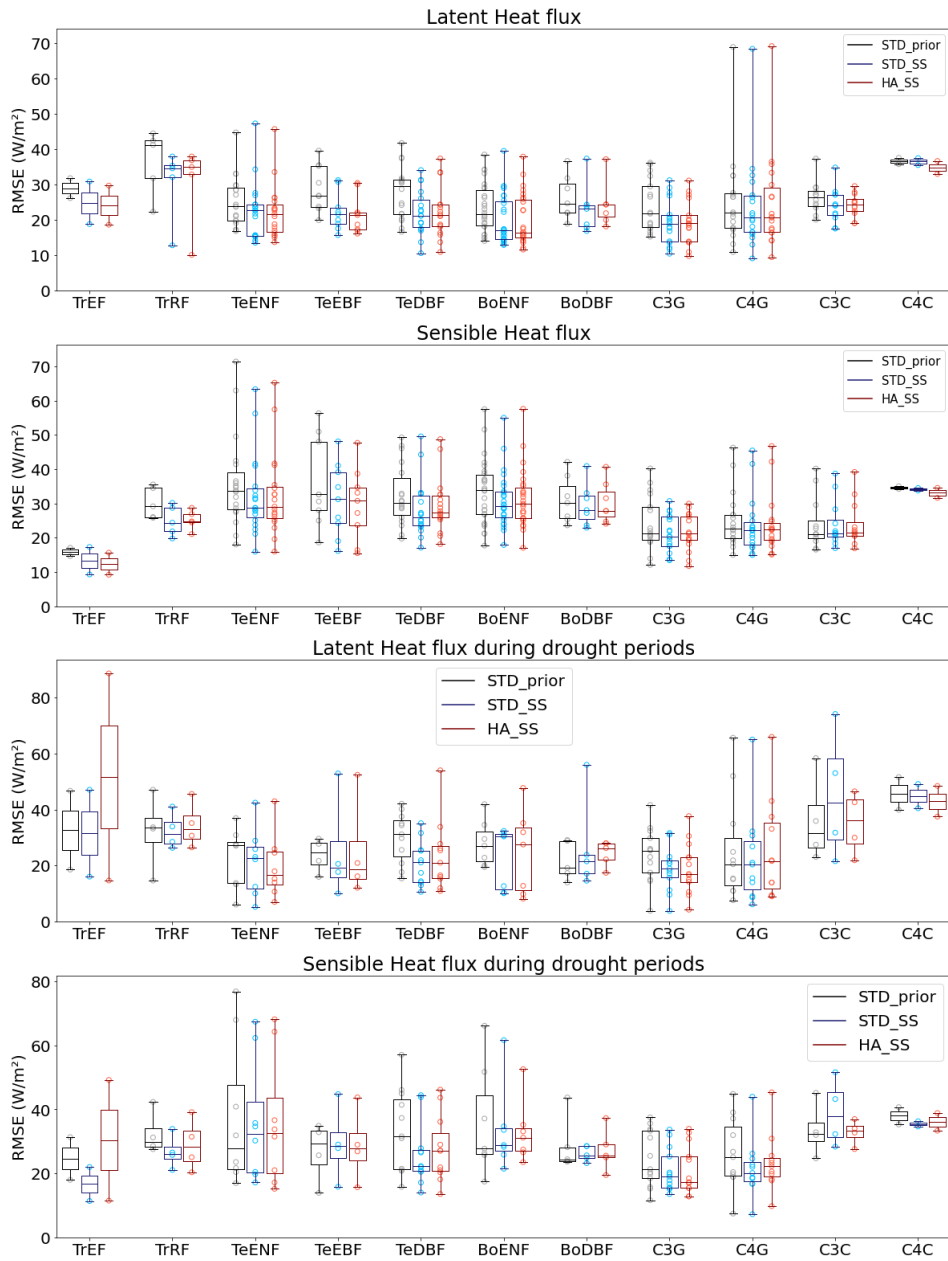
**Figure B3.** Comparison between HA (red line), HA with the same parameter set as Best opti HA except a decreased hydraulic conductivity at saturation (blue line) and the Observations (black line) for seasonal latent heat flux (panel A) and mean daily latent heat flux over the summer (June, July and August) (panel B) at Puechabon forest (FR-Pue). The seasonal cycles are obtained with rolling averages over 1 month, the diurnal one is obtained by rolling averaging over 2 time steps (see Section 4.1). The diurnal cycles have been normalized by their maximum value in the left panel to facilitate the comparison.



**Figure B4.** Comparison between mean diurnal cycles over strongly drought periods (left panel) and summer periods (right panel) at FR-Pue between the complete potential-based scheme (HA in red) and the same scheme without water storage compartments (HA-NoStor in orange). For the left panel, the thick lines correspond to the mean of the latent heat over the periods while the spreads correspond to the 25-75% interval around the mean. Both configurations have been normalized by their maximum value in the left panel to facilitate the comparison.



**Figure B5.** Root Mean Square Errors of the standard configuration without calibration (STD\_prior in black), the standard configuration with multi-site calibration (STD\_MS in blue), the multi-site calibration of the potential-based configuration (HA\_MS in red) for latent heat flux (top panel) and sensible heat flux (bottom panel) for all the sites of the database for the drought periods. For this figure, parameter calibration is performed at multi-site scale. All the sites are regrouped by Plant Functional Type (See Table B1 for the acronyms). The points correspond to the RMSE of the considered variable for each sites. The boxes represent the inter-quartile range and the median, whiskers represent the minimum and maximum values, outliers are represented with thick open circles.



**Figure B6.** Root Mean Square Errors of the standard configuration without calibration (STD\_prior in black), the standard configuration with single-site calibration (STD\_SS in blue), the single-site calibration of the potential-based configuration (HA\_SS in red) for latent heat flux (top panel) and sensible heat flux (bottom panel) for all the sites of the database for the whole period of simulation and drought period. For this figure, parameter calibration is performed at single-site scale. All the sites are regrouped by Plant Functional Type (See Table B1 for the acronyms). The points correspond to the RMSE of the considered variable for each sites. The boxes represent the inter-quartile range and the median, whiskers represent the minimum and maximum values, outliers are represented with thick open circles.

1066 **Open Research Section**1067 **Code availability**

1068 The source code for the ORCHIDEE version used in this study is freely available  
1069 online via the following address [https://doi.org/10.14768/ce78ca4a-1462-4137-a54d-](https://doi.org/10.14768/ce78ca4a-1462-4137-a54d-c6f308376bc5)  
1070 [-c6f308376bc5](https://doi.org/10.14768/ce78ca4a-1462-4137-a54d-c6f308376bc5) (IPSL Data Catalog, 2024). The ORCHIDEE model code is written in  
1071 Fortran 90 and is maintained and developed under a subversion (SVN) control system  
1072 at the Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) in France.

1073 **Data availability**

1074 The vegetation (PFT) maps provided by ESA Land Cover CCI are available at:  
1075 [maps.elie.ucl.ac.be/CCI/viewer/download/ESACCI-LC-Ph2-PUGv2.2.0.pdf](https://maps.elie.ucl.ac.be/CCI/viewer/download/ESACCI-LC-Ph2-PUGv2.2.0.pdf). The  
1076 atmospheric reanalyses used in this study are provided by the CRU-JRA 2.4 meteorolo-  
1077 gical forcing (Sitch et al., 2024) (available at [catalogue.ceda.ac.uk/uuid/aed8e269513f446fb1b5d2512bb387](https://catalogue.ceda.ac.uk/uuid/aed8e269513f446fb1b5d2512bb387))  
1078 Atmospheric CO<sub>2</sub> concentration data is available at [http://www.esrl.noaa.gov/gmd/](http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/global.html)  
1079 [ccgg/trends/global.html](http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/global.html) (Dlugokencky & Tans, 2020). Atmospheric nitrogen depo-  
1080 sition are available at [https://www.wdc-climate.de/ui/cmip6?input=input4MIPs.CMIP6](https://www.wdc-climate.de/ui/cmip6?input=input4MIPs.CMIP6.CMIP.NCAR.NCAR-CCMI-2-0)  
1081 [.CMIP.NCAR.NCAR-CCMI-2-0](https://www.wdc-climate.de/ui/cmip6?input=input4MIPs.CMIP6.CMIP.NCAR.NCAR-CCMI-2-0) (Heggin et al., 2016). The in-situ data at FR-Hes was taken  
1082 from Warm Winter 2020 Team and ICOS Ecosystem Thematic Centre (2022), an davail-  
1083 able at <https://www.icos-cp.eu/data-products/2G60-ZHAK>. For FR-Pue, most of the  
1084 data is taken from FLUXNET2015 database (Pastorello et al., 2020), available at [https://](https://fluxnet.org/data/fluxnet2015-dataset/)  
1085 [fluxnet.org/data/fluxnet2015-dataset/](https://fluxnet.org/data/fluxnet2015-dataset/). The specific water potential measurements  
1086 at FR-Pue have been provided personally by the site PIs.

1087 **Acknowledgments**

1088 This work was partially supported by the French Commissariat à l'énergie atomique et  
1089 aux énergies alternatives (CEA), especially for the computing ressources. The authors  
1090 also acknowledge the ORCHIDEE core team for fruitful discussions.

1091

**References**

- 1092 Allard, V., Ourcival, J. M., Rambal, S., Joffre, R., & Rocheteau, A. (2008). Sea-  
 1093 sonal and annual variation of carbon exchange in an evergreen mediter-  
 1094 ranean forest in southern france. *Global Change Biology*, *14*. doi:  
 1095 10.1111/j.1365-2486.2008.01539.x
- 1096 Anderegg, W. R., Konings, A. G., Trugman, A. T., Yu, K., Bowling, D. R., Gab-  
 1097 bitas, R., ... Zenes, N. (2018). Hydraulic diversity of forests regulates ecosys-  
 1098 tem resilience during drought. *Nature*, *561*. doi: 10.1038/s41586-018-0539-7
- 1099 Bacour, C., Maignan, F., MacBean, N., Porcar-Castell, A., Flexas, J., Frankenberg,  
 1100 C., ... Bastrikov, V. (2019). Improving estimates of gross primary productiv-  
 1101 ity by assimilating solar-induced fluorescence satellite retrievals in a terrestrial  
 1102 biosphere model using a process-based sif model. *Journal of Geophysical Re-  
 1103 search: Biogeosciences*, *124*. doi: 10.1029/2019JG005040
- 1104 Ball, J. T., Woodrow, I. E., & Berry, J. A. (1987). A model predicting stomatal con-  
 1105 ductance and its contribution to the control of photosynthesis under different  
 1106 environmental conditions.. doi: 10.1007/978-94-017-0519-6\_48
- 1107 Baret, F., Weiss, M., Lacaze, R., Camacho, F., Makhmara, H., Pacholczyk, P.,  
 1108 & Smets, B. (2013). Geov1: Lai and fapar essential climate variables and  
 1109 fcover global time series capitalizing over existing products. part1: Principles  
 1110 of development and production. *Remote Sensing of Environment*, *137*. doi:  
 1111 10.1016/j.rse.2012.12.027
- 1112 Bastrikov, V., Macbean, N., Bacour, C., Santaren, D., Kuppel, S., & Peylin, P.  
 1113 (2018). Land surface model parameter optimisation using in situ flux data:  
 1114 Comparison of gradient-based versus random search algorithms (a case  
 1115 study using orchidee v1.9.5.2). *Geoscientific Model Development*, *11*. doi:  
 1116 10.5194/gmd-11-4739-2018
- 1117 Betsch, P., Bonal, D., Breda, N., Montpied, P., Peiffer, M., Tuzet, A., & Granier,  
 1118 A. (2011). Drought effects on water relations in beech: The contribution of  
 1119 exchangeable water reservoirs. *Agricultural and Forest Meteorology*, *151*. doi:  
 1120 10.1016/j.agrformet.2010.12.008
- 1121 Bonan, G. B., Williams, M., Fisher, R. A., & Oleson, K. W. (2014). Modeling  
 1122 stomatal conductance in the earth system: Linking leaf water-use efficiency  
 1123 and water transport along the soil-plant-atmosphere continuum. *Geoscientific  
 1124 Model Development*, *7*. doi: 10.5194/gmd-7-2193-2014
- 1125 Boucher, O., Servonnat, J., Albright, A. L., Aumont, O., Balkanski, Y., Bastrikov,  
 1126 V., ... Vuichard, N. (2020). Presentation and evaluation of the ipsl-cm6a-lr  
 1127 climate model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *12*. doi:  
 1128 10.1029/2019MS002010
- 1129 Brunke, M. A., Broxton, P., Pelletier, J., Gochis, D., Hazenberg, P., Lawrence,  
 1130 D. M., ... Zeng, X. (2016). Implementing and evaluating variable soil thick-  
 1131 ness in the community land model, version 4.5 (clm4.5). *Journal of Climate*,  
 1132 *29*. doi: 10.1175/JCLI-D-15-0307.1
- 1133 Buckley, T. N. (2005). *The control of stomata by water balance* (Vol. 168). doi: 10  
 1134 .1111/j.1469-8137.2005.01543.x
- 1135 Campbell, G. S. (1986). Soil physics with basic. 1986. *Soil Science*, *142*. doi: 10  
 1136 .1097/00010694-198612000-00007
- 1137 Cheruy, F., Ducharne, A., Hourdin, F., Musat, I., Étienne Vignon, Gastineau, G.,  
 1138 ... Zhao, Y. (2020). Improved near-surface continental climate in ipsl-cm6a-lr  
 1139 by combined evolutions of atmospheric and land surface physics. *Journal of  
 1140 Advances in Modeling Earth Systems*, *12*. doi: 10.1029/2019MS002005
- 1141 Cochard, H., Badel, E., Herbette, S., Delzon, S., Choat, B., & Jansen, S. (2013).  
 1142 *Methods for measuring plant vulnerability to cavitation: A critical review*  
 1143 (Vol. 64). doi: 10.1093/jxb/ert193
- 1144 Damour, G., Simonneau, T., Cochard, H., & Urban, L. (2010). *An overview of mod-  
 1145 els of stomatal conductance at the leaf level* (Vol. 33). doi: 10.1111/j.1365-3040

- 1146 .2010.02181.x  
 1147 de Kauwe, M. G., Medlyn, B. E., Ukkola, A. M., Mu, M., Sabot, M. E., Pitman,  
 1148 A. J., ... Briggs, P. R. (2020). Identifying areas at risk of drought-induced  
 1149 tree mortality across south-eastern australia. *Global Change Biology*, 26. doi:  
 1150 10.1111/gcb.15215  
 1151 de Kauwe, M. G., Sabot, M. E., Medlyn, B. E., Pitman, A. J., Meir, P., Cernusak,  
 1152 L. A., ... Choat, B. (2022). Towards species-level forecasts of drought-induced  
 1153 tree mortality risk. *New Phytologist*, 235. doi: 10.1111/nph.18129  
 1154 de Rosnay, P., Polcher, J., Bruen, M., & Laval, K. (2002). Impact of a physically  
 1155 based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling  
 1156 large-scale land surface processes. *Journal of Geophysical Research: Atmo-*  
 1157 *spheres*, 107. doi: 10.1029/2001jd000634  
 1158 Dewar, R. C. (2002). The ball-berry-leuning and tardieu-davies stomatal  
 1159 models: Synthesis and extension within a spatially aggregated picture of  
 1160 guard cell function. *Plant, Cell and Environment*, 25. doi: 10.1046/  
 1161 j.1365-3040.2002.00909.x  
 1162 Dlugokencky, E., & Tans, P. (2020). *Trends in atmospheric carbon dioxide, national*  
 1163 *oceanic and atmospheric administration, earth system research laboratory*.  
 1164 d'Orgeval, T., Polcher, J., & Rosnay, P. D. (2008). Sensitivity of the west african  
 1165 hydrological cycle in orchidee to infiltration processes. *Hydrology and Earth*  
 1166 *System Sciences*, 12. doi: 10.5194/hess-12-1387-2008  
 1167 Fatichi, S., Pappas, C., & Ivanov, V. Y. (2016). *Modeling plant-water interac-*  
 1168 *tions: an ecohydrological overview from the cell to the global scale* (Vol. 3). doi:  
 1169 10.1002/wat2.1125  
 1170 Foken, T. (2008). Eddy flux measurements the energy balance closure problem : an  
 1171 overview. *Ecol. Appl.*, 18.  
 1172 Franks, P. J., Cowan, I. R., & Farquhar, G. D. (1998). A study of stomatal mechan-  
 1173 ics using the cell pressure probe. *Plant, Cell and Environment*, 21. doi: 10  
 1174 .1046/j.1365-3040.1998.00248.x  
 1175 Granier, A., Biron, P., & Lemoine, D. (2000). Water balance, transpiration and  
 1176 canopy conductance in two beech stands. *Agricultural and Forest Meteorology*,  
 1177 100. doi: 10.1016/S0168-1923(99)00151-3  
 1178 Granier, A., Reichstein, M., Bréda, N., Janssens, I. A., Falge, E., Ciais, P., ...  
 1179 Wang, Q. (2007). Evidence for soil water control on carbon and water dy-  
 1180 namics in european forests during the extremely dry year: 2003. *Agricultural*  
 1181 *and Forest Meteorology*, 143. doi: 10.1016/j.agrformet.2006.12.004  
 1182 Hegglin, M., Kinnison, D., & Lamarque, J.-F. (2016). *Ccmi nitrogen surface*  
 1183 *fluxes in support of cmip6 - version 2.0*. Earth System Grid Federation.  
 1184 Retrieved from <https://doi.org/10.22033/ESGF/input4MIPs.1125> doi:  
 1185 10.22033/ESGF/input4MIPs.1125  
 1186 Hickler, T., Prentice, I. C., Smith, B., Sykes, M. T., & Zaehle, S. (2006). Im-  
 1187 plementing plant hydraulic architecture within the lpj dynamic global  
 1188 vegetation model. *Global Ecology and Biogeography*, 15. doi: 10.1111/  
 1189 j.1466-8238.2006.00254.x  
 1190 Hickler, T., Vohland, K., Feehan, J., Miller, P. A., Smith, B., Costa, L., ...  
 1191 Sykes, M. T. (2012). Projecting the future distribution of european po-  
 1192 tential natural vegetation zones with a generalized, tree species-based dy-  
 1193 namic vegetation model. *Global Ecology and Biogeography*, 21. doi:  
 1194 10.1111/j.1466-8238.2010.00613.x  
 1195 Huang, C. W., Domec, J. C., Ward, E. J., Duman, T., Manoli, G., Parolari, A. J., &  
 1196 Katul, G. G. (2017). The effect of plant water storage on water fluxes within  
 1197 the coupled soil-plant system. *New Phytologist*, 213. doi: 10.1111/nph.14273  
 1198 Ingwersen, J., Imukova, K., Högy, P., & Streck, T. (2015). On the use of the  
 1199 post-closure methods uncertainty band to evaluate the performance of land  
 1200 surface models against eddy covariance flux data. *Biogeosciences*, 12. doi:

- 1201 10.5194/bg-12-2311-2015
- 1202 Joetzjer, E., Maignan, F., Chave, J., Goll, D., Poulter, B., Barichivich, J., ... Ciais,  
1203 P. (2022). Effect of tree demography and flexible root water uptake for mod-  
1204 eling the carbon and water cycles of amazonia. *Ecological Modelling*, 469. doi:  
1205 10.1016/j.ecolmodel.2022.109969
- 1206 Jung, M., Reichstein, M., Margolis, H. A., Cescatti, A., Richardson, A. D., Arain,  
1207 M. A., ... Williams, C. (2011). Global patterns of land-atmosphere fluxes of  
1208 carbon dioxide, latent heat, and sensible heat derived from eddy covariance,  
1209 satellite, and meteorological observations. *Journal of Geophysical Research:*  
1210 *Biogeosciences*, 116. doi: 10.1029/2010JG001566
- 1211 Kennedy, D., Swenson, S., Oleson, K. W., Lawrence, D. M., Fisher, R., da Costa,  
1212 A. C. L., & Gentine, P. (2019). Implementing plant hydraulics in the commu-  
1213 nity land model, version 5. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*,  
1214 11. doi: 10.1029/2018MS001500
- 1215 Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogee, J., Polcher, J., Friedling-  
1216 stein, P., ... Prentice, I. C. (2005). *A dynamic global vegetation model*  
1217 *for studies of the coupled atmosphere-biosphere system* (Vol. 19). doi:  
1218 10.1029/2003GB002199
- 1219 Kuppel, S., Peylin, P., Maignan, F., Chevallier, F., Kiely, G., Montagnani, L., &  
1220 Cescatti, A. (2014). Model-data fusion across ecosystems: From multisite  
1221 optimizations to global simulations. *Geoscientific Model Development*, 7. doi:  
1222 10.5194/gmd-7-2581-2014
- 1223 Lemordant, L., Gentine, P., Swann, A. S., Cook, B. I., & Scheff, J. (2018). Critical  
1224 impact of vegetation physiology on the continental hydrologic cycle in response  
1225 to increasing co2. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the*  
1226 *United States of America*, 115. doi: 10.1073/pnas.1720712115
- 1227 Leuning, R. (1995). A critical appraisal of a combined stomatal-photosynthesis  
1228 model for c3 plants. *Plant, Cell Environment*, 18. doi: 10.1111/j.1365-3040  
1229 .1995.tb00370.x
- 1230 Li, L., Yang, Z. L., Matheny, A. M., Zheng, H., Swenson, S. C., Lawrence, D. M.,  
1231 ... Leung, L. R. (2021). Representation of plant hydraulics in the noah-mp  
1232 land surface model: Model development and multiscale evaluation. *Journal of*  
1233 *Advances in Modeling Earth Systems*, 13. doi: 10.1029/2020MS002214
- 1234 Liu, Y., Kumar, M., Katul, G. G., Feng, X., & Konings, A. G. (2020). Plant hy-  
1235 draulics accentuates the effect of atmospheric moisture stress on transpiration.  
1236 *Nature Climate Change*, 10. doi: 10.1038/s41558-020-0781-5
- 1237 Lurton, T., Balkanski, Y., Bastrikov, V., Bekki, S., Bopp, L., Braconnot, P., ...  
1238 Boucher, O. (2020). Implementation of the cmip6 forcing data in the ipsl-  
1239 cm6a-lr model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12. doi:  
1240 10.1029/2019MS001940
- 1241 Maayar, M. E., Chen, J. M., & Price, D. T. (2008). On the use of field measure-  
1242 ments of energy fluxes to evaluate land surface models. *Ecological Modelling*,  
1243 214. doi: 10.1016/j.ecolmodel.2008.02.008
- 1244 MacBean, N., Maignan, F., Bacour, C., Lewis, P., Peylin, P., Guanter, L., ... Dis-  
1245 ney, M. (2018). Strong constraint on modelled global carbon uptake us-  
1246 ing solar-induced chlorophyll fluorescence data. *Scientific Reports*, 8. doi:  
1247 10.1038/s41598-018-20024-w
- 1248 Medlyn, B. E., Barton, C. V., Broadmeadow, M. S., Ceulemans, R., Angelis, P. D.,  
1249 Forstreuter, M., ... Jarvis, P. G. (2001). Stomatal conductance of forest  
1250 species after long-term exposure to elevated co2 concentration: A synthesis.  
1251 *New Phytologist*, 149. doi: 10.1046/j.1469-8137.2001.00028.x
- 1252 Mencuccini, M., Manzoni, S., & Christoffersen, B. (2019). *Modelling water fluxes in*  
1253 *plants: from tissues to biosphere* (Vol. 222). doi: 10.1111/nph.15681
- 1254 Meridja, S. (2011). *Approche biophysique des processus de développement et de*  
1255 *croissance des couverts végétaux : Interaction avec le stress hydrique et op-*

- 1256 *timisation des pratiques culturelles en climat méditerranéen* (Doctoral dis-  
 1257 sertation, AgroParisTech). Retrieved from [https://pastel.hal.science/](https://pastel.hal.science/pastel-00776775)  
 1258 [pastel-00776775](https://pastel.hal.science/pastel-00776775)
- 1259 Moreno, M., Simioni, G., Cochard, H., Doussan, C., Guillemot, J., Decarsin, R., ...  
 1260 Martin-StPaul, N. K. (2024, 8). Isohydraulicity and hydraulic isolation explain  
 1261 reduced hydraulic failure risk in an experimental tree species mixture. *Plant*  
 1262 *Physiology*, *195*, 2668-2682.
- 1263 Morris, M. D. (1991). Factorial sampling plans for preliminary computational exper-  
 1264 iments. *Technometrics*, *33*. doi: 10.1080/00401706.1991.10484804
- 1265 Naudts, K., Ryder, J., McGrath, M. J., Otto, J., Chen, Y., Valade, A., ... Luys-  
 1266 saert, S. (2015). A vertically discretised canopy description for orchidee (svn  
 1267 r2290) and the modifications to the energy, water and carbon fluxes. *Geoscientific Model Development*, *8*. doi: 10.5194/gmd-8-2035-2015
- 1269 Novick, K. A., Ficklin, D. L., Baldocchi, D., Davis, K. J., Ghezzehei, T. A., Konings,  
 1270 A. G., ... Wood, J. D. (2022). Confronting the water potential information  
 1271 gap. *Nature Geoscience*, *15*. doi: 10.1038/s41561-022-00909-2
- 1272 Paschalis, A., De Kauwe, M. G., Sabot, M., & Fatichi, S. (2024). When do plant hy-  
 1273 draulics matter in terrestrial biosphere modelling? *Global Change Biology*, *30*.  
 1274 doi: 10.1111/gcb.17022
- 1275 Pastorello, G., Trotta, C., Canfora, E., Chu, H., Christianson, D., Cheah, Y. W., ...  
 1276 Papale, D. (2020). The fluxnet2015 dataset and the oneflux processing pipeline  
 1277 for eddy covariance data. *Scientific Data*, *7*. doi: 10.1038/s41597-020-0534-3
- 1278 Peylin, P., Bacour, C., MacBean, N., Leonard, S., Rayner, P., Kuppel, S., ...  
 1279 Prunet, P. (2016). A new stepwise carbon cycle data assimilation system  
 1280 using multiple data streams to constrain the simulated land surface carbon  
 1281 cycle. *Geoscientific Model Development*, *9*. doi: 10.5194/gmd-9-3321-2016
- 1282 Phillips, N. G., Ryan, M. G., Bond, B. J., McDowell, N. G., Hinckley, T. M.,  
 1283 & Čermák, J. (2003). Reliance on stored water increases with tree  
 1284 size in three species in the pacific northwest. *Tree Physiology*, *23*. doi:  
 1285 10.1093/treephys/23.4.237
- 1286 Poyatos, R., Granda, V., Molowny-Horas, R., Mencuccini, M., Steppe, K., &  
 1287 Martínez-Vilalta, J. (2016). Sapfluxnet: Towards a global database of sap  
 1288 flow measurements. *Tree Physiology*, *36*. doi: 10.1093/treephys/tpw110
- 1289 Prentice, I. C., Liang, X., Medlyn, B. E., & Wang, Y. P. (2015). Reliable, robust  
 1290 and realistic: The three r's of next-generation land-surface modelling. *Atmo-*  
 1291 *spheric Chemistry and Physics*, *15*. doi: 10.5194/acp-15-5987-2015
- 1292 Rambal, S., Ourcival, J. M., Joffre, R., Mouillot, F., Nouvellon, Y., Reichstein, M.,  
 1293 & Rocheteau, A. (2003). Drought controls over conductance and assimilation  
 1294 of a mediterranean evergreen ecosystem: Scaling from leaf to canopy. *Global*  
 1295 *Change Biology*, *9*. doi: 10.1111/j.1365-2486.2003.00687.x
- 1296 Raoult, N., Ottlé, C., Peylin, P., Bastrikov, V., & Maugis, P. (2021). Evalu-  
 1297 ating and optimizing surface soil moisture drydowns in the orchidee land  
 1298 surface model at in situ locations. *Journal of Hydrometeorology*, *22*. doi:  
 1299 10.1175/JHM-D-20-0115.1
- 1300 Restrepo-Acevedo, A. M., Guo, J. S., Kannenberg, S. A., Benson, M. C., Beverly,  
 1301 D., Diaz, R., ... Novick, K. (2024, 8). Psinet: A new global water potential  
 1302 network. *Tree Physiology*. doi: 10.1093/treephys/tpae110
- 1303 Reynolds, C. A., Jackson, T. J., & Rawls, W. J. (2000). Estimating soil water-  
 1304 holding capacities by linking the food and agriculture organization soil map of  
 1305 the world with global pedon databases and continuous pedotransfer functions.  
 1306 *Water Resources Research*, *36*. doi: 10.1029/2000WR900130
- 1307 Ruffault, J., Limousin, J. M., Pimont, F., Dupuy, J. L., Càceres, M. D., Cochard,  
 1308 H., ... Martin-StPaul, N. (2023). Plant hydraulic modelling of leaf and  
 1309 canopy fuel moisture content reveals increasing vulnerability of a mediter-  
 1310 ranean forest to wildfires under extreme drought. *New Phytologist*, *237*. doi:

- 1311 10.1111/nph.18614
- 1312 Ruffault, J., Pimont, F., Cochard, H., Dupuy, J. L., & Martin-Stpaul, N. (2022).  
 1313 Sureau-ecos v2.0: a trait-based plant hydraulics model for simulations of plant  
 1314 water status and drought-induced mortality at the ecosystem level. *Geoscientific Model Development*, *15*. doi: 10.5194/gmd-15-5593-2022
- 1315
- 1316 Sabot, M. E., Kauwe, M. G. D., Pitman, A. J., Medlyn, B. E., Ellsworth, D. S.,  
 1317 Martin-StPaul, N. K., ... Serbin, S. P. (2022). One stomatal model to rule  
 1318 them all? toward improved representation of carbon and water exchange in  
 1319 global models. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *14*. doi:  
 1320 10.1029/2021MS002761
- 1321 Salomón, R. L., Limousin, J. M., Ourcival, J. M., Rodríguez-Calcerrada, J., &  
 1322 Steppe, K. (2017). Stem hydraulic capacitance decreases with drought stress:  
 1323 implications for modelling tree hydraulics in the mediterranean oak quercus  
 1324 ilex. *Plant Cell and Environment*, *40*. doi: 10.1111/pce.12928
- 1325 Schaap, M. G., Leij, F. J., & van Genuchten, M. T. (1998). Neural network analy-  
 1326 sis for hierarchical prediction of soil hydraulic properties. *Soil Science Society*  
 1327 *of America Journal*, *62*. doi: 10.2136/sssaj1998.03615995006200040001x
- 1328 Scholander, P. F., Hammel, H. T., Bradstreet, E. D., & Hemmingsen, E. A. (1965).  
 1329 Sap pressure in vascular plants. *Science*, *148*. doi: 10.1126/science.148.3668  
 1330 .339
- 1331 Sitch, S., O'Sullivan, M., Robertson, E., Friedlingstein, P., Albergel, C., Anthoni, P.,  
 1332 ... Zaehle, S. (2024, 7). Trends and drivers of terrestrial sources and sinks  
 1333 of carbon dioxide: An overview of the trendy project. *Global Biogeochemical*  
 1334 *Cycles*, *38*. doi: 10.1029/2024GB008102
- 1335 Sperry, J. S. (2000). Hydraulic constraints on plant gas exchange. *Agricultural and*  
 1336 *Forest Meteorology*, *104*. doi: 10.1016/S0168-1923(00)00144-1
- 1337 Tarantola, A. (2005). *Inverse problem theory and methods for model parameter esti-*  
 1338 *mation*. doi: 10.1137/1.9780898717921
- 1339 Tian, F., Wigneron, J. P., Ciais, P., Chave, J., Ogée, J., Peñuelas, J., ... Fen-  
 1340 sholt, R. (2018). Coupling of ecosystem-scale plant water storage and leaf  
 1341 phenology observed by satellite. *Nature Ecology and Evolution*, *2*. doi:  
 1342 10.1038/s41559-018-0630-3
- 1343 Trugman, A. T., Medvigy, D., Mankin, J. S., & Anderegg, W. R. (2018). Soil mois-  
 1344 ture stress as a major driver of carbon cycle uncertainty. *Geophysical Research*  
 1345 *Letters*, *45*. doi: 10.1029/2018GL078131
- 1346 Tuzet, A., Granier, A., Betsch, P., Peiffer, M., & Perrier, A. (2017). Mod-  
 1347 elling hydraulic functioning of an adult beech stand under non-limiting  
 1348 soil water and severe drought condition. *Ecological Modelling*, *348*. doi:  
 1349 10.1016/j.ecolmodel.2017.01.007
- 1350 Tuzet, A., Perrier, A., & Leuning, R. (2003). A coupled model of stomatal conduc-  
 1351 tance, photosynthesis and transpiration. *Plant, Cell and Environment*, *26*. doi:  
 1352 10.1046/j.1365-3040.2003.01035.x
- 1353 van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic  
 1354 conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, *44*.  
 1355 doi: 10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x
- 1356 Verhoef, A., & Egea, G. (2014). Modeling plant transpiration under limited soil  
 1357 water: Comparison of different plant and soil hydraulic parameterizations and  
 1358 preliminary implications for their use in land surface models. *Agricultural and*  
 1359 *Forest Meteorology*, *191*. doi: 10.1016/j.agrformet.2014.02.009
- 1360 Vuichard, N., Messina, P., Luyssaert, S., Guenet, B., Zaehle, S., Ghattas, J., ...  
 1361 Peylin, P. (2019). Accounting for carbon and nitrogen interactions in the  
 1362 global terrestrial ecosystem model orchidee (trunk version, rev 4999): multi-  
 1363 scale evaluation of gross primary production. *Geoscientific Model Develop-*  
 1364 *ment*, *12*. doi: 10.5194/gmd-12-4751-2019
- 1365 Vuichard, N., & Papale, D. (2015). Filling the gaps in meteorological continuous

- 1366 data measured at fluxnet sites with era-interim reanalysis. *Earth System Sci-*  
 1367 *ence Data*, 7. doi: 10.5194/essd-7-157-2015
- 1368 Wang, Y., Jia, B., & Xie, Z. (2018). The effects of dynamic root distribution on  
 1369 land-atmosphere carbon and water fluxes in the community earth system  
 1370 model (cesm1.2.0). *Forests*, 9. doi: 10.3390/f9040172
- 1371 Wang, Y. P., & Leuning, R. (1998). A two-leaf model for canopy conductance,  
 1372 photosynthesis and partitioning of available energy i: Model description and  
 1373 comparison with a multi-layered model. *Agricultural and Forest Meteorology*,  
 1374 91. doi: 10.1016/S0168-1923(98)00061-6
- 1375 Warm Winter 2020 Team and ICOS Ecosystem Thematic Centre. (2022). *Warm*  
 1376 *winter 2020 ecosystem eddy covariance flux product for 73 stations in fluxnet-*  
 1377 *archive format—release 2022-1 (version 1.0)*. ICOS Carbon Portal.
- 1378 Wright, J. S., Fu, R., Worden, J. R., Chakraborty, S., Clinton, N. E., Risi, C., ...  
 1379 Yin, L. (2017). Rainforest-initiated wet season onset over the southern ama-  
 1380 zon. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of*  
 1381 *America*, 114. doi: 10.1073/pnas.1621516114
- 1382 Xie, S., Mo, X., Liu, S., & Hu, S. (2023). Plant hydraulics improves predictions of  
 1383 et and gpp responses to drought. *Water Resources Research*, 59. doi: 10.1029/  
 1384 2022WR033402
- 1385 Yang, J., Duursma, R. A., Kauwe, M. G. D., Kumarathunge, D., Jiang, M., Mah-  
 1386 mud, K., ... Medlyn, B. E. (2019). Incorporating non-stomatal limitation  
 1387 improves the performance of leaf and canopy models at high vapour pressure  
 1388 deficit. *Tree Physiology*, 39. doi: 10.1093/treephys/tpz103
- 1389 Yao, Y., Joetzjer, E., Ciais, P., Viovy, N., Aleina, F. C., Chave, J., ... Luyssaert,  
 1390 S. (2022). Forest fluxes and mortality response to drought: Model description  
 1391 (orchidee-can-nha r7236) and evaluation at the caxiuana drought experiment.  
 1392 *Geoscientific Model Development*, 15. doi: 10.5194/gmd-15-7809-2022
- 1393 Yin, X., & Struik, P. C. (2009). C3 and c4 photosynthesis models: An overview  
 1394 from the perspective of crop modelling. *NJAS - Wageningen Journal of Life*  
 1395 *Sciences*, 57. doi: 10.1016/j.njas.2009.07.001
- 1396 Zapater, M., Bréda, N., Bonal, D., Pardonnet, S., & Granier, A. (2013). Differential  
 1397 response to soil drought among co-occurring broad-leaved tree species grow-  
 1398 ing in a 15- to 25-year-old mixed stand. *Annals of Forest Science*, 70. doi:  
 1399 10.1007/s13595-012-0233-0

## 3.3 Perspectives futures pour ORCHIDEE

Nous venons de présenter les résultats de l'introduction d'une architecture hydraulique de la végétation dans le modèle ORCHIDEE. Étant donné la relative importance d'une telle implémentation dans un modèle de surface continentale, l'article s'est focalisé sur les impacts d'une telle représentation sur les flux de surface simulés par le schéma "big-leaf" actuellement implémenté dans ORCHIDEE. Les perspectives évoquées ci-après découlent donc de l'étude effectuée sur le schéma "big-leaf". Ces perspectives pourront ensuite avoir une influence sur le microclimat intra-canopée et les écosystèmes forestiers qui seront également décrites dans les sections suivantes.

### 3.3.1 Mortalité

Comme explicité plusieurs fois dans l'article présenté précédemment, la représentation usuelle de la mortalité de la végétation dans les modèles de surface est intrinsèquement reliée à la représentation de l'architecture hydraulique de la végétation. En effet, la perte de xylème par embolisme est directement reliée à l'état hydrique des plantes. Une métrique pouvant être directement reliée au dysfonctionnement hydrique est le pourcentage de perte de conductivité (PLC en anglais) (Adams et al. (2017)). Cette métrique rend compte de la baisse de conductivité hydraulique (inverse de la résistance hydraulique d'un organe végétal) par rapport à sa valeur en situation de non-stress hydrique. D'après Liu et al. (2021), le pourcentage de perte de conductivité est directement relié au pourcentage de mortalité des arbres. Ce dernier peut, en conséquence, être calibrée de manière à bien reproduire cette mortalité.

L'introduction d'un contrôle de la mortalité par la PLC a été implémenté dans le modèle ORCHIDEE-MICT et est l'objet de l'étude de Yao et al. (2022). Pour intégrer un tel contrôle dans la version trunk du modèle ORCHIDEE, un premier développement consisterait à remplacer les résistances hydrauliques fixes telles qu'implémentées actuellement, par des résistances hydrauliques dynamiques (remplaçant les résistances à chaque étage de la plante - étages 1 à 7 dans le schéma de la Figure 3 de l'article) comme dans l'étude réalisée par Yao et al. (2022) :

$$k_{stage,t} = \frac{k_{stage,max}}{1 + \exp(a_{stage} * (\psi_{stage,t} - \psi_{50,stage}))} \quad (3.1)$$

Où,  $k_{stage,max}$  est la conductance maximale possible de l'étage ( $mmol.m^{-2}.s^{-1}.MPa^{-1}$ ),  $a_{stage}$  est un paramètre de contrôle (-),  $\psi_{stage}$  est le potentiel hydrique de l'étage ( $MPa$ ) et  $\psi_{50,stage}$  est le potentiel hydrique ( $MPa$ ) à partir duquel la conductivité hydraulique de l'étage est diminuée de moitié.

Une fois ces conductivités hydrauliques calculées, le PLC peut être calculé, tout comme son effet sur la mortalité. Dans l'étude de Yao et al. (2022), 0.3% des arbres sont tués par jour pour les cohortes ayant subi plus de 15 jours avec un  $PLC > 50\%$ . L'effet du PLC sur la mortalité s'arrête lorsque le PLC est inférieur à 50% pendant au moins 5 jours.

Cette approche peut facilement être introduite dans la représentation de notre architecture hydraulique et une première implémentation a été faite et testée dans le cadre de cette thèse. Cependant, les résultats ont été infructueux (oscillations dues à l'instabilité numérique du schéma beaucoup trop importantes) pour plusieurs raisons. La première est liée à la structure du code proposé ci-dessus qui est totalement différente de celle de l'étude de Yao et al. (2022). Comme présenté dans cet article, l'implémentation effectuée dans ORCHIDEE-MICT repose sur un

schéma correctif non complètement couplé au schéma "big-leaf" du bilan d'énergie et d'eau. Ainsi, lors de périodes de fort stress hydrique, la transpiration n'est impactée que par la correction effectuée par l'architecture hydraulique. Il n'y a pas de contrôle direct de la conductance stomatique par l'état hydrique de la plante. A contrario, dans notre modèle, la conductance stomatique est directement impactée par la valeur du potentiel hydrique des feuilles. Cette valeur du potentiel hydrique des feuilles étant déterminée par la valeur des résistances hydrauliques et des potentiels hydriques des étages inférieurs, une augmentation sensible des résistances hydrauliques conduit à une diminution drastique du potentiel hydrique. Comme présenté dans notre article, cette diminution drastique peut provoquer des instabilités qui sont en partie contrées par le schéma de résolution. Dans le cas de l'ajout des résistances dynamiques, les instabilités sont trop fortes pour être contrées par le schéma, ce qui aboutit généralement à l'arrêt de l'exécution du modèle.

Ces trop fortes instabilités proviennent peut-être d'une incompatibilité entre les résistances dynamiques et la résolution radiale de l'équation de Richards. En effet, chacun de ces processus a pour objectif d'augmenter la résistance hydraulique au transfert d'eau à un étage de la plante. Implémenter ces deux processus conjointement peut provoquer la double prise en compte du phénomène d'augmentation de la résistance et peut conduire à surestimer l'impact d'un stress hydrique. Dans tous les cas, ces trop fortes instabilités peuvent en théorie être contrées par un meilleur schéma de résolution et notamment une amélioration de la prédiction dans le schéma de résolution. Des pistes pour une meilleure prédiction sont évoquées dans la section suivante.

Enfin, comme évoqué en Section 1.1.1.4, la diminution de la couverture végétale par sénescence précoce ou par mortalité des arbres est un facteur très important dans la dynamique du microclimat intra-canopée. Une meilleure compréhension et modélisation de la mortalité des arbres permettra donc, in-fine, une meilleure représentation et une meilleure dynamique du microclimat forestier dans le modèle.

### 3.3.2 Meilleure prédiction dans le schéma de résolution

Du fait du couplage qu'elle apporte entre plusieurs variables clés calculées dans plusieurs modules différents, un des points essentiels de l'implémentation d'une architecture hydraulique dans un modèle de surface continentale est sa résolution numérique. Comme mentionné dans l'article, trois options sont généralement possibles : 1) un couplage "explicite" des variables dans lequel une des variables est calculée grâce à la valeur des autres au pas de temps précédent; 2) un couplage "implicite" dans lequel une méthode itérative permet de déterminer la valeur de toutes les variables au nouveau pas de temps ou 3) une action corrective dans laquelle le module d'architecture hydraulique n'est pas complètement couplé au reste du modèle et n'agit que comme un correctif lorsque c'est nécessaire.

Ces trois méthodes de résolution possèdent leurs limites : le couplage "explicite" engendre de fortes instabilités en période de stress hydrique, le couplage "implicite" augmente drastiquement le temps de calcul du fait des itérations sur de nombreuses équations et l'action corrective ne permet pas de contrôle direct de la conductance stomatique du modèle et nécessite, lorsque la correction doit être faite, un re-calcul du bilan d'énergie. Chacune de ces solutions n'est donc pas adaptée à une utilisation dans un modèle de climat et une approche mixte a été utilisée dans notre travail.

Notre approche repose sur un couplage purement explicite en période de non-stress hydrique et sur un mélange de couplage implicite et de prédicteur/correcteur en période de stress hydrique, lorsque les non-linéarités sont les

plus importantes. Elle est décrite dans l'annexe A du papier présenté en section 3.2. Le point clé de l'approche est la prédiction de la transpiration lorsque le processus itératif commence. Cette prédiction, relativement simple, impacte fortement les résultats et les instabilités. Si la prédiction effectuée est mauvaise, la valeur du potentiel hydrique envoyé au pas de temps suivant pour le calcul de la conductance stomatique sera éronnée et la transpiration estimée au pas de temps suivant sera différente, engendrant ensuite des instabilités. Améliorer la prédiction de la transpiration dans le schéma de résolution apparaît donc comme un élément crucial pour éviter les instabilités en période de stress hydrique ou les instabilités supplémentaires apportées par l'introduction de la mortalité comme dans la section précédente.

Une des limites actuelles de la prédiction effectuée est sa simplicité et son découplage des conditions environnementales. En effet, la transpiration est supposée varier sinusoidalement au cours de la journée. Or, une variation d'ensoleillement ou d'humidité peut augmenter ou diminuer fortement le flux de transpiration au pas de temps semi-horaire. Imaginer une prédiction se basant sur des facteurs environnementaux plutôt qu'une simple variation temporelle pourrait améliorer les résultats. Pour répondre à cette attente, deux solutions peuvent être envisagées principalement. La première correspond à l'utilisation d'une équation paramétrique de la transpiration en fonction de certaines variables clés. Cette option permettrait de n'avoir qu'à modifier l'équation de la prédiction de la transpiration. L'étalonnage des paramètres d'une telle équation pourrait cependant s'avérer plus complexe qu'il n'y paraît et pourrait justifier à elle seule le choix de l'autre option. La seconde option consiste en l'introduction d'un modèle de machine learning (régressions linéaires multiples, forêt aléatoire ou réseau de neurones, par exemple) considérant en entrées des variables environnementales (température et humidité atmosphérique, ensoleillement...) et éventuellement des variables propres au type de plante (concentration en nutriment,  $v_{max}$ ...) et en sorties une estimation de la transpiration. La calibration d'un tel modèle peut être faite sur l'ensemble des résultats d'ORCHIDEE ou sur des mesures précises de transpiration. Cette solution permettrait une amélioration importante de la prédiction et une diminution drastique des instabilités dans le schéma numérique.

### 3.3.3 Représenter l'absorption de nutriments et la compétition entre espèces

Un autre point fort de l'intégration proposée précédemment est la représentation de l'absorption racinaire par résolution radiale de l'équation de Richards autour des racines. Cette approche permet de représenter l'assèchement du sol proche des racines qui conduit, entre autres, à l'assymétrie diurne du flux de transpiration comme montré dans l'article. Cette approche peut toutefois être intéressante pour d'autres approches comme la représentation de la compétition entre espèces et l'absorption de nutriments.

En effet, comme l'explique Gregory (1996) dans son article de synthèse sur les méthodes d'absorption d'eau et de nutriments dans les systèmes agroforestiers, l'absorption d'eau par le système racinaire de chacune des différentes espèces, est classiquement représentée par une résolution radiale de l'équation de diffusion comme implémenté dans l'architecture hydraulique. L'aspect compétitif entre les espèces (qui apparaît principalement dans les 50 premiers centimètres de sol selon Gregory (1996)) peut être représenté en répartissant de manière proportionnée le sol autour des racines de chacune des espèces. Le pouvoir absorbant d'une espèce par rapport à l'autre permettra de déterminer le rayon de chacun des cylindres de sol autour des racines. De même, de manière à représenter complètement la compétition entre espèces, un système racinaire dynamique permettrait aux différentes espèces

de s'adapter aux manques d'eau et de nutriments dans certaines couches de sol.

De même, l'approche utilisée pour l'absorption d'eau peut être utilisée pour l'absorption de nutriments. L'absorption autour des racines suit une équation d'absorption comme dans l'équation 3.2.

$$\frac{\partial C_l}{\partial t} = \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial}{\partial r} \cdot (r \cdot D_e \cdot \frac{\partial C_l}{\partial r} + \frac{\nu \cdot a \cdot C_l}{b^*}) \quad (3.2)$$

Où,  $C_l$  est la concentration du nutriment  $l$ ,  $D_e$  est le coefficient de diffusion effectif du nutriment  $l$  dans le sol,  $\nu$  est le flux d'eau vers les racines et  $b^*$  est un coefficient faisant le lien entre le flux d'eau et l'absorption des nutriments. Cette absorption de nutriments dépend de la concentration de nutriments au niveau de la surface de la racine (déterminée par une relation de Michaelis-Menten (équation cinétique classique)). Cependant, cette approche est souvent critiquée car elle entraîne des surestimations d'absorption de nutriments. Premièrement, elle suggère que l'ensemble des racines peuvent absorber des nutriments alors que d'après Robinson et al. (1991), dans le cas du blé, seulement 3.5% à 11% des racines peuvent en absorber. Des approches alternatives ont donc été proposées, notamment basées sur le taux de croissance des plantes qui est intrinsèquement relié à l'absorption des nutriments. La demande est calculée grâce au taux de croissance et la quantité que le sol peut fournir est calculé par l'approche classique de diffusion. Si la demande est inférieure à l'approvisionnement, seul l'approvisionnement est retiré du sol.

Cette approche pour représenter l'absorption racinaire peut donc être adaptée à d'autres processus sous couvert de développements annexes.

## 3.4 Conclusions

*La prise en compte des transferts hydriques dans le continuum sol-plante-atmosphère permet-elle de mieux contraindre la conductance stomatique en période de stress hydrique ?*

Ce chapitre présente une première étape vers la représentation du microclimat pour un écosystème forestier. Dans ce chapitre, les échanges d'eau entre la végétation et l'atmosphère sont déterminés grâce à la représentation du transport hydrique dans la végétation. Si les résultats sur site sont à première vue équivalents au modèle standard, le modèle permet une représentation plus précise de l'état hydrique des différents organes de la plante (racine, tronc, feuille) incluant le stockage d'eau. La prise en compte des transferts dans le continuum sol - plante permet une meilleure représentation de la dynamique temporelle de l'absorption racinaire, ouvre la voie à de nouvelles comparaisons avec des observations et permet de préparer de nouvelles analyses, notamment en période de stress avec la représentation de la mortalité par cavitation.

Dans le chapitre suivant, ce modèle sera couplé au modèle de canopée multi-couches implémenté dans ORCHIDEE de manière à obtenir une représentation précise de l'ensemble des échanges au sein de la forêt.

### Résumé des enjeux

Enjeux	Modèle à implémenter	Etat d'avancement
Améliorer le contrôle des échanges d'eau et d'énergie entre la végétation et l'atmosphère	Introduire une représentation de l'architecture hydraulique de la végétation	Implémenté (Chapitre 3)
Représenter les échanges intra-canopée et le transport de l'eau et de l'énergie dans et au-dessus de la canopée	Introduire un modèle de canopée multi-couche	A implémenter
Améliorer les bilans de chacun des écosystèmes et mieux contraindre les échanges avec l'atmosphère	Introduire une représentation de l'hétérogénéité sous-maille	A implémenter

## Résumé des incohérences

Enjeux	Solution proposée	Section	Etat d'avancement
Schéma de résistance/fractionnement incohérent	Solution partielle : Chevauchement des flux de transpiration et d'évaporation de l'eau interceptée	2.2.2.1	Implémenté
Utilisation incohérente de la correction de Milly dans le calcul de l'ETP	-	-	-
Le transport aérodynamique n'est pas pris en compte dans le schéma de photosynthèse	Solution partielle : prise en compte de $R_{aero}$ dans le schéma de photosynthèse	2.2.2.2	Implémenté
Le profil de $CO_2$ dans la canopée n'est pas implémenté	-	-	-
Le schéma de transpiration "big-leaf" est trop simpliste comparé au schéma de photosynthèse	-	-	-
Le $CO_2$ atmosphérique imposé est constant dans le temps et l'espace	Imposer une carte de concentration de $CO_2$ ou une dynamique temporelle mensuelle	Non mentionné	A implémenter
L'humidité atmosphérique imposée au sol nu sous-canopée doit être celle de l'air dans la canopée	-	-	-

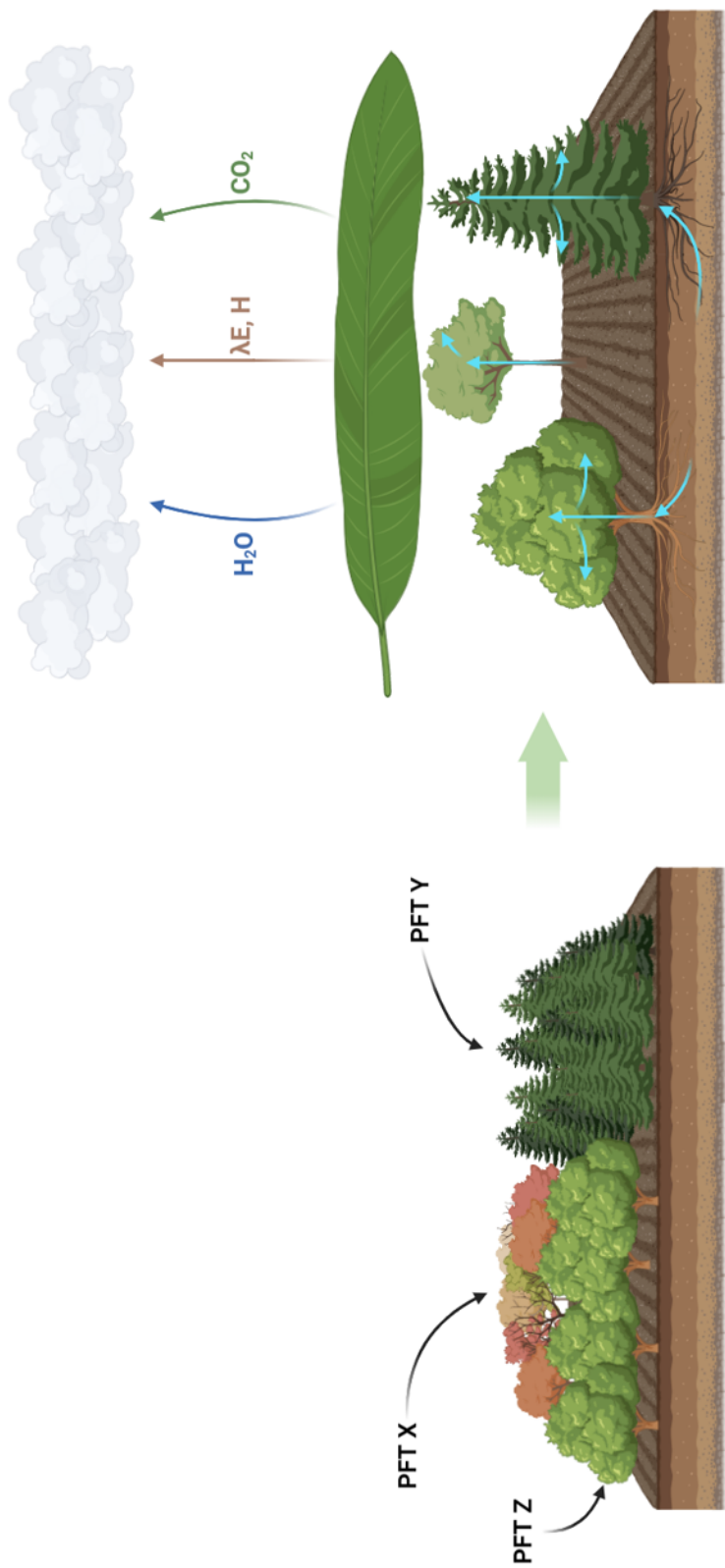


Figure 3.1 - Schéma récapitulatif de l'état d'avancement de la modélisation dans ORCHIDEE après introduction de l'architecture hydraulique. Du point de vue du bilan d'énergie, les PFTs composant la maille (schéma de gauche) sont toujours considérés comme une unique structure homogène verticalement traitée grâce à un modèle big-leaf. Du point de vue des bilans d'eau et de dioxyde de carbone cependant, le transport de l'eau dans la plante est représenté pour chaque PFT de manière à contraindre la conductance stomatique sur l'état hydrique de la plante.



## **Chapitre 4**

# **Représenter le microclimat intra-canopée**

## 4.1 Introduction

Les échanges végétation-atmosphère régulent de manière importante la dynamique temporelle du microclimat. Plus spécifiquement les échanges d'eau via la transpiration dans les différentes couches de la canopée et du sous bois sont cruciaux pour bien modéliser la dynamique des échanges d'énergie intra-canopée. Dans ce sens le chapitre précédent constitue donc une étape importante avec l'inclusion d'une architecture hydraulique permettant de mieux simuler le flux de transpiration de la canopée. Il n'en constitue cependant pas l'essentiel. La représentation des échanges au sein de la canopée, du transport de l'eau et de l'énergie par mélange turbulent ainsi que la représentation des échanges radiatifs au sein de la canopée restent la partie la plus importante du modèle.

Ce second cycle de développements est le sujet de ce chapitre. C'est dans cette section que le coeur de la modélisation du microclimat forestier va être décrite. Le travail présenté ici s'appuie sur des développements antérieurs effectués dans une branche d'ORCHIDEE : ORCHIDEE-CAN. Dans cette branche, une première version du bilan d'énergie multi-couches a été développée par Ryder et al. (2016). Dans le cadre de cette thèse, cette version, a été introduite dans la version trunk d'ORCHIDEE. Comme elle n'avait pas été utilisée depuis la publication de cet article, elle a dû être révisée, améliorée et adaptée de manière à être utilisable dans la version trunk d'ORCHIDEE dans le cadre de cette thèse. La description de ce modèle, des adaptations et améliorations effectuées est décrite dans la section 4.2. Une fois cette version mise à jour, nous l'avons évaluée sur des sites instrumentés et comparée à un modèle forestier local, le modèle MuSICA (Ogée et al. (2003)). Cette comparaison a été menée sur un ensemble de sites après un ensemble de post-traitements des observations (météorologiques, profils verticaux de température et d'humidité etc.) et la génération d'une base de données dédiée. La description de la base de données, de la méthode d'intercomparaison et de la comparaison entre les deux modèles est le sujet des sections présentées dans la partie 4.3. Enfin, de manière à obtenir une cohérence dans les développements effectués dans ORCHIDEE, le bilan d'énergie multi-couches a été couplé à l'architecture hydraulique présentée précédemment. Ce modèle de bilan d'eau et d'énergie intra-canopée complet est décrit et évalué en section 4.4. Les perspectives futures de développements liées à ce modèle sont décrites ensuite, en section 4.5.

## 4.2 Développements précédents, adaptations et améliorations

### 4.2.1 Modèle multi-couches initialement implémenté dans ORCHIDEE-CAN

Le modèle présenté ci-après est la version développée par Ryder et al. (2016) dans la branche ORCHIDEE-CAN (Naudts et al. (2015)) du modèle ORCHIDEE. Ce modèle repose principalement sur 4 sous-modèles présentés ci-après, et sa résolution permet d'obtenir un modèle cohérent sur l'ensemble de la canopée. La canopée est discrétisée en un nombre variable,  $n$ , de couches dans lesquelles les équations du transfert radiatif, du bilan d'énergie et du transport

turbulent sont résolues.

#### 4.2.1.1 Bilan d'énergie de la végétation intra-canopée

Dans chacune des couches, les échanges turbulents végétation-atmosphère se résument aux flux de chaleur sensible et latente entre les feuilles et l'atmosphère. Ces deux flux résultent de deux équations principales : le bilan d'énergie des feuilles, permettant de calculer la température et l'humidité absolue de saturation à la température des feuilles ( $q_{sat}(T_{leaf})$ ) qui réguleront les échanges, et les résistances appliquées à ces flux.

Le bilan d'énergie des feuilles est décrit par l'équation 4.1 (réécrite avec la formulation des flux dans l'équation 4.2).

$$\Delta V_i \cdot C_{p,i}^{leaf} \cdot \rho_v \cdot \frac{dT_{leaf,i}}{dt} = (R_{SW,i} + R_{LW,i} - H_i - \lambda E_i) \cdot \Delta A_i \quad (4.1)$$

$$C_{p,i}^{leaf} \cdot \rho_v \cdot \frac{dT_{leaf,i}}{dt} = (R_{SW,i} + R_{LW,i} - C_p^{air} \cdot \rho_a \cdot \frac{T_{leaf,i} - T_{a,i}}{R_i} - \lambda \cdot \rho_a \frac{q_{sat}(T_{leaf,i}) - q_{a,i}}{R'_i}) \cdot \frac{1}{\Delta h_i} \quad (4.2)$$

où,  $\Delta V_i$  et  $\Delta h_i$  sont le volume ( $m^3$ ) et la hauteur de la couche au niveau  $i$  ( $m$ ),  $\Delta A_i$  est l'aire occupée par la végétation dans la couche (représenté par le Plant Area Density (PAD en  $m^2 \cdot m^{-3}$ )),  $C_{p,i}^{leaf}$  est la capacité calorifique thermique des feuilles considérée égale à celle de l'eau ( $J \cdot K^{-1} \cdot kg^{-1}$ ),  $\rho_v$  est la densité de la végétation ( $kg \cdot m^{-3}$ ),  $C_p^{air}$  est la capacité calorifique thermique de l'air ( $J \cdot K^{-1} \cdot kg^{-1}$ ),  $\rho_a$  est la densité de l'air ( $kg/m^3$ ),  $R_i$  et  $R'_i$  sont les résistances ( $s/m$ ) appliquées aux flux de chaleur sensible ( $H_i$  en  $W/m^2$ ) et latente ( $\lambda E_i$  en  $W/m^2$ ) entre les feuilles et l'atmosphère de la couche  $i$ . Les termes  $R_{SW,i}$  et  $R_{LW,i}$  représentent le rayonnement courtes et grandes longueurs d'ondes absorbé par les feuilles dans la couche  $i$  ( $W/m^2$ ). Les températures et humidités des feuilles et de l'air sont respectivement notées,  $T_{leaf,i}$ ,  $q_{sat}(T_{leaf,i})$ ,  $T_{air,i}$ ,  $q_{air,i}$ . Pour la première couche de résolution, les échanges avec la surface sont également représentés. La température de surface  $T_{surf}$  est déterminée grâce à un bilan d'énergie similaire, prenant également en compte le flux de conduction entre la surface et la première couche de sol.

Les résistances régulant ces échanges sont composées d'une résistance de couche limite représentant le transport au travers de la couche rugueuse autour des feuilles ( $R_{bl,i}^T$  pour le transport de chaleur,  $R_{bl,i}^q$  pour le transport d'eau), et de la résistance stomatique des feuilles dans la couche (correspondant à la quantité  $R_{s,i}$ ). Pour le flux de chaleur sensible, seule  $R_{bl,i}^T$  est appliquée, et pour le flux de chaleur latente, les résistances de couche limite et stomatiques interviennent. Les résistances pour chacun des flux sont exprimées grâce aux équations 4.3 et 4.4.

$$R_i = R_{bl,i}^T = \frac{d_1}{D_{h,air} \cdot Nu} \quad (4.3)$$

$$R'_i = R_{bl,i}^q + R_{s,i} = \frac{d_1}{D_{h,H_2O} \cdot S_h} + R_{s,i} \quad (4.4)$$

Où  $\frac{d_1}{D_{h,H_2O} \cdot S_h}$  et  $\frac{d_1}{D_{h,air} \cdot Nu}$  représentent les résistances de couches limites pour le transport de l'énergie et de l'eau selon Monteith and Unsworth (2013),  $d_1$  est la longueur caractéristique de la feuille ( $m$ ),  $D_{h,H_2O}$  et  $D_{h,air}$  représentent les diffusivités moléculaires de l'eau et thermique de l'air ( $m^2/s$ ) et  $S_h$  et  $Nu$  représentent les nombres de Schmidt et de Nusselt (–), caractérisant respectivement les transferts massiques et thermiques.

La résistance stomatique dans chacune des couches,  $R_{s,i}$ , est calculée grâce au module de photosynthèse classique d'ORCHIDEE selon l'inverse des conductances stomatiques dans chacune des couches calculées par l'équation 2.23.

#### 4.2.1.2 Transport turbulent

La représentation du transport turbulent de l'énergie et de l'eau implémentée par Ryder et al. (2016) ne tient compte que d'une représentation du transport intra-canopée. Couplé au modèle classiquement utilisé dans le schéma "big-leaf" d'ORCHIDEE dérivé de la théorie de la similitude de Monin-Obukhov (MOST décrite en section 1.2.2.1), ORCHIDEE intègre ainsi un modèle de sous-couche inertielle et un modèle de transport intra-canopée (voir sections 1.2.2.1 & 1.2.2.3). La représentation de la sous-couche rugueuse (RSL voir sections 1.2.2.2) est cependant manquante.

Le transport turbulent intra-canopée implémenté par Ryder et al. (2016) correspond à une adaptation du modèle de fermeture du second ordre eulérien développé par Massman and Weil (1999). L'équation du bilan d'énergie de la couche atmosphérique  $i$  peut s'exprimer comme dans l'équation 4.5. La variation de température atmosphérique de la couche est due au bilan des flux de chaleur sensible : un premier terme représente la différence entre les flux de chaleur sensible sortant et entrant dans la couche depuis les couches adjacentes, tandis que le deuxième terme représente le flux échangé avec les feuilles (terme non pris en compte en dehors des couches de canopée).

$$C_p^{air} \cdot \rho_a \cdot \frac{dT_{a,i}}{dt} \cdot \Delta V_i = - \frac{\partial H_{a,i}}{\partial z} \cdot \Delta V_i + \frac{T_{leaf,i} - T_{a,i}}{R_i} \cdot \frac{C_p^{air} \cdot \rho_a}{\Delta h_i} \cdot \Delta V_i \quad (4.5)$$

Le flux de chaleur sensible échangé entre deux couches est directement relié à la différence de température entre ces deux couches et à la diffusivité turbulente dans la couche  $k_i^*$ .

$$H_{a,i} = -\rho_a \cdot C_p^{air} \cdot k_i^* \cdot \frac{\partial T_{a,i}}{\partial z} \quad (4.6)$$

Le coefficient de diffusivité turbulente  $k_i^*$  ( $m^2/s$ ) est calculé grâce à sa formulation "far-field" (i.e., champ lointain) dans le modèle lagrangien de Raupach (1989a) comme  $k_i^* = \sigma_w^2 \cdot T_L$  ou  $\sigma_w$  représente l'écart-type de la vitesse verticale ( $m/s$ ) et  $T_L$  le temps caractéristique lagrangien ( $m$ ) calculé dans Raupach (1989a). Le terme  $\sigma_w$  est déterminé grâce au modèle développé par Massman (1997) puis Massman and Weil (1999). Ce modèle eulérien permet de calculer le profil de vent intra-canopée ainsi que d'autres grandeurs telles que  $\sigma_w$  en fonction du coefficient de traînée des éléments au sein de la canopée  $C_{D,eff}$  (-). La formulation choisie pour le calcul de ce coefficient suit celle de Wohlfahrt and Cernusca (2002) qui le rendent dépendant du LAI grâce à l'équation paramétrique suivante :

$$C_{D,eff} = a_1^{-LAD/a_2} + a_3^{-LAD/a_4} + a_5 \quad (4.7)$$

Où,  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$ ,  $a_4$  et  $a_5$  sont des paramètres impactant la dépendance de  $C_{D,eff}$  au "Leaf Area Density" ( $LAD$ ).

Le coefficient de diffusion turbulente dans le champ lointain étant désormais connu, il reste à calculer le coefficient dans le champ proche. Étant donné la complexité du calcul du coefficient dans le champ proche (dû au fait que la concentration d'un composé dans une couche à l'instant  $t$  est entièrement déterminé par le profil de chacune des sources au même instant, rendant la résolution très complexe), Ryder et al. (2016) contourne le problème en appliquant un terme de correction au coefficient "far-field". Ce terme de correction développé par Makar et al. (1999) est très empirique et ne permet absolument pas de représenter les contre-gradients dûs à la dynamique de transport

dans le champ proche. Son utilisation dans la suite de ce travail est donc limitée.

### Incohérences relevées

- ⇒ Pas de représentation de la sous-couche rugueuse au-dessus de la canopée;
- ⇒ Pas de représentation du champ proche de Raupach (1989a).

## 4.2.1.3 Échanges radiatifs

L'objectif des deux modules de transferts radiatifs implémentés dans ORCHIDEE-CAN est de déterminer la valeur des rayonnements grandes et courtes longueurs d'ondes incidents, transmis et absorbés par les feuilles dans chacune des couches ( $R_{SW,i}$  et  $R_{LW,i}$  dans l'équation 4.2).

### Rayonnement grandes longueurs d'ondes

Le transfert radiatif grandes longueurs d'ondes est résolu grâce à l'introduction de la "Long-Wave Radiation Transfer Matrix" (LRTM) développée par Gu et al. (1999). Cette matrice a pour objectif de modéliser l'émission et l'absorption des rayonnements grandes longueurs d'ondes des feuilles, du sol et de l'atmosphère. Chaque entité émettrice (feuilles ou sol) est considérée comme étant un corps noir (émissivité égale à 1). La dispersion du rayonnement par ces entités étant négligée, elles ne peuvent qu'émettre ou absorber du rayonnement. La résolution du transfert s'effectue en calculant le produit matriciel suivant :

$$\begin{pmatrix} R_{LW,surf} \\ R_{LW,1} \\ \vdots \\ R_{LW,i} \\ \vdots \\ R_{LW,m} \\ R_{LW,above} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \alpha_{0,0}^{LW} & \alpha_{0,1}^{LW} & \cdots & \alpha_{0,m}^{LW} & \alpha_{0,m+1}^{LW} \\ \alpha_{1,0}^{LW} & \alpha_{1,1}^{LW} & \cdots & \alpha_{1,m}^{LW} & \alpha_{1,m+1}^{LW} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \alpha_{i,0}^{LW} & \alpha_{i,1}^{LW} & \cdots & \alpha_{i,m}^{LW} & \alpha_{i,m+1}^{LW} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \alpha_{m,0}^{LW} & \alpha_{m,1}^{LW} & \cdots & \alpha_{m,m}^{LW} & \alpha_{m,m+1}^{LW} \\ \alpha_{m+1,0}^{LW} & \alpha_{m+1,1}^{LW} & \cdots & \alpha_{m+1,m}^{LW} & \alpha_{m+1,m+1}^{LW} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \sigma \cdot (T_{surf}^t)^4 \\ \sigma \cdot (T_{leaf,1}^t)^4 \\ \vdots \\ \sigma \cdot (T_{leaf,i}^t)^4 \\ \vdots \\ \sigma \cdot (T_{leaf,m}^t)^4 \\ R_{LW} \end{pmatrix}$$

Les coefficients d'absorption par la couche  $i$  de l'énergie émise par la couche  $j$ ,  $\alpha_{i,j}^{LW}$  (-), sont calculés grâce à une fonction  $F(l) = 2 \int_0^1 e^{-\frac{l \cdot G_{leaf}(\mu)}{\mu}} \cdot \mu \cdot d\mu$  représentant l'effet de la structure de la canopée sur le passage du rayonnement ( $l$  correspondant au LAI cumulé ( $m^2/m^2$ ) depuis le sol jusqu'à la couche considérée et  $G_{leaf}$  est une fonction représentant l'orientation des feuilles). L'expression des  $\alpha_{i,j}^{LW}$  dépend de la couche considérée :

$$\alpha_{i,j} = \begin{cases} -1 & i=j=0 \\ F(l_t - l_{j-1}) - F(l_t - l_j) & i = 0, j \in \{1, m\} \\ F(l_t) & i = 0, j = m + 1 \\ F(l_j - l_{i-1}) - F(l_{j-1} - l_{i-1}) - F(l_j - l_i) + F(l_{j-1} - l_i) & i \in \{1, m\}, j \in \{1, i-1\} \\ 2.F(\Delta l_i) - 2 & i \in \{1, m\}, i = j \\ F(l_i - l_{j-1}) - F(l_{i-1} - l_{j-1}) - F(l_i - l_j) + F(l_{i-1} - l_j) & i \in \{1, m\}, j \in \{i+1, m\} \\ F(l_t) & i = m + 1, j = 0 \\ F(l_j) - F(l_{j-1}) & i = 0, j \in \{1, m\} \\ -1 & i = m + 1, j = m + 1 \end{cases} \quad (4.8)$$

Grâce à une résolution matricielle et à un développement de Taylor d'ordre 1 permettant d'exprimer le rayonnement émis à la couche  $i$  comme fonction de la température des feuilles de cette couche à l'instant  $t + 1$ , le rayonnement reçu en chaque couche  $i$  peut être exprimé grâce à l'équation 4.9. L'utilisation d'un développement de Taylor permet d'utiliser un schéma implicite en temps pour la résolution de l'ensemble du bilan d'énergie, afin d'assurer une stabilité du schéma dans toutes les conditions.

$$R_{LW,i} = \eta_{1,i}.T_{leaf,i}^{t+1} + \eta_{2,i} \quad (4.9)$$

Avec :

$$\eta_{1,i} = \alpha_{i,i}^{LW} . \sigma . (T_{leaf,i}^t)^3 \quad (4.10)$$

$$\eta_{2,i} = (\alpha_{i,m+1}^{LW} . R_{LW} + \sum_{j=1, j \neq i}^m \alpha_{i,j}^{LW} . \sigma . (T_{leaf,j}^t)^4 + \alpha_{i,0}^{LW} . \sigma . (T_{surf}^t)^4) - 3 . \alpha_{i,i}^{LW} . \sigma . (T_{leaf,i}^t)^4 \quad (4.11)$$

## Rayonnement courtes longueurs d'ondes

Le modèle de transfert radiatif dans les courtes longueurs d'ondes possède une double fonction. La première est directement reliée au bilan d'énergie des feuilles dans la canopée et permet de calculer le terme  $R_{SW,i}$  dans l'équation 4.2. La seconde est la détermination de l'énergie absorbée par les feuilles, disponible pour la photosynthèse et utilisée dans le modèle de Yin and Struik (2009) décrit dans la section 2.1.4.1. L'objectif du module est de calculer l'absorption du rayonnement solaire dans chacune des couches de la canopée et de l'exprimer comme fonction du rayonnement incident grâce à l'équation 4.12.

$$R_{SW,i} = \eta_{3,i} . R_{SW}^{down} \quad (4.12)$$

Pour ce faire, une implémentation du schéma de transfert radiatif 2-flux (direct et diffus) de Pinty et al. (2006) a été effectuée dans ORCHIDEE. Ce modèle considère qu'à un instant  $t$ , le rayonnement incident à une couche peut être :

- Transmis à la couche d'en-dessous sans être intercepté par la végétation (flux direct mentionné comme  $X^{coll}$  pour "collimated"). Cette transmission est notée  $T_{veg,i}^{coll}$  ;

- Transmis à la couche d'en-dessous après avoir été intercepté une ou plusieurs fois par la végétation (flux diffus mentionné comme  $X^{uncoll}$  pour "uncollimated"). Cette transmission est notée  $T_{veg,i}^{uncoll}$  :
- Réfléchi vers la couche du-dessus après avoir intercepté une ou plusieurs fois la végétation. Cette réflexion est notée  $R_{veg,i}^{coll}$  ;
- Ou absorbé par la végétation. L'absorption est notée  $A_{veg,i}$ .

La détermination de l'ensemble de ces flux est effectuée grâce aux albedos de chacune des couches et à l'intensité du flux traversant chacune de ces couches. Un processus itératif permet de résoudre les multiples réflexions/transmissions pendant le pas de temps pour converger vers une solution unique pour laquelle  $A_{veg,i}$  s'exprime comme  $R_{SW,i}$  dans l'équation 4.12.

#### 4.2.1.4 Résolution numérique

L'ensemble des termes des deux équations principales (4.2 et 4.5) est désormais connu. L'objectif est de résoudre l'ensemble de ces équations de manière implicite pour permettre un couplage sans instabilités avec LMDZ. Pour effectuer un tel couplage, les équations précédentes sont développées en suivant une discrétisation temporelle selon un schéma dit implicite (l'ensemble des flux de l'instant  $t+1$  est calculé grâce aux variables d'état à l'instant  $t+1$ ). En manipulant les équations, il est possible d'exprimer les températures et humidités de l'air à la couche  $i$  et à l'instant  $t+1$  comme fonction de la température et humidité de la couche  $i-1$  à l'instant  $t+1$ , de la température/humidité de la feuille de la couche  $i$  et à l'instant  $t+1$  et de coefficients (notés ci-après  $A_{X,i}$ ,  $B_{X,i}$ ,  $C_{X,i}$  et  $D_{X,i}$  avec  $X$  correspondant à la température  $T$  ou l'humidité  $q$ ) dépendant des valeurs de ces variables au pas de temps  $t$  ou des valeurs des mêmes coefficients au pas de temps  $t+1$  dans les couches supérieures comme dans les équations 4.13 & 4.14.

$$T_{a,i}^{t+1} = A_{T,i} \cdot T_{a,i-1}^{t+1} + B_{T,i} + C_{T,i} \cdot T_{leaf,i}^{t+1} + D_{T,i} \cdot q_{a,i-1}^{t+1} \quad (4.13)$$

$$q_{a,i}^{t+1} = A_{q,i} \cdot q_{a,i-1}^{t+1} + B_{q,i} + C_{q,i} \cdot T_{leaf,i}^{t+1} + D_{q,i} \cdot T_{a,i-1}^{t+1} \quad (4.14)$$

La résolution de l'ensemble des équations se fait ensuite grâce à une détermination successive des coefficients depuis le haut de la canopée jusqu'à la surface (chacun de ces coefficients pouvant être calculé grâce au coefficient de la couche supérieure ou aux valeurs au pas de temps précédent). Une fois la température de surface calculée, l'ensemble des températures et humidités peuvent être calculées (car dépendante des valeurs des coefficients et des températures/humidités des couches inférieures).

## 4.2.2 Adaptation et améliorations apportées

### 4.2.2.1 Adaptation du code

Implémenté tel quel, le code développé par Ryder et al. (2016) ne fonctionnait pas dans la version trunk d'ORCHIDEE. Avant cette thèse, aucune mise à niveau n'avait été effectuée, notamment à cause des 7000 lignes que

composent le module! Le travail de remise à niveau du code que nous avons mené, a consisté en plusieurs étapes :

- Révision des équations afin de coller strictement au formalisme proposé dans Ryder et al. (2016) et les publications associées (certaines incohérences / erreurs ont été corrigées);
- Adaptation du code vis a vis de l'évolution de l'architecture du trunk d'ORCHIDEE;
- Nettoyage et ajout de commentaires dans le code pour faciliter son utilisation et les développements additionnels;
- Adaptation du code afin de pouvoir imposer facilement un structure de canopée (profil de LAI).

Bien que très chronophages, l'ensemble de ces tâches constituent la partie cachée de l'iceberg pas forcément visible au premier plan mais cruciale pour la stabilité, la fiabilité et la reproductibilité du modèle. Elles sont donc uniquement listées ici à titre informatif.

#### 4.2.2.2 Introduction d'une sous-couche rugueuse

La section 1.1.2.2 a présenté l'importance de la zone de transition entre la canopée et l'atmosphère dans le transport de quantité de mouvement, d'énergie et de composés. Le principe de modélisation de cette zone de transition, la sous-couche rugueuse, a été présenté en section 1.2.2.2. Cependant, bien qu'ORCHIDEE inclue une représentation de la sous-couche inertielle via son utilisation de la MOST dans son schéma "big-leaf" et, maintenant, une représentation du transport à l'intérieur de la canopée, le modèle n'inclue pas de représentation de la sous-couche rugueuse. Ce manque est d'autant plus important que le module de résolution du bilan d'énergie multi-couches présenté ci-dessus s'applique à 3 zones particulières ayant chacune leur propre discrétisation : une zone sous la canopée, une zone dans la canopée et une zone au-dessus. Chacune de ces zones est représentée par 10 couches dans lesquelles les équations sont résolues. Dans la zone au-dessus de la canopée, le modèle de transport turbulent intra-canopée est utilisé de la même manière qu'à l'intérieur de la canopée. Cette zone, correspondant en réalité à la sous-couche rugueuse devrait être modélisée grâce aux fonctions de correction proposées en section 1.2.2.2.

L'introduction d'une représentation de la sous-couche rugueuse dans le modèle doit donc s'effectuer au niveau de la zone d'interaction avec l'atmosphère. Comme plusieurs modèles de représentation de la RSL existent, il a été décidé d'adapter la méthode développée par Harman and Finnigan (2007) pour le couplage entre le modèle de transport intra-canopée de Massman and Weil (1999) et le modèle de transport intra-RSL de Harman and Finnigan (2007). L'intégration proposée se décompose ici en 5 étapes :

- Calculer la longueur de Monin-Obukhov ( $L$ ) pour déterminer le paramètre de stabilité  $z/L$ ;
- Calculer les fonctions de correction de la RSL pour les couches au-dessus de la canopée en fonction de la stabilité atmosphérique;
- Calculer le profil de vent dans les couches supérieures grâce aux formulations de la RSL;
- Calculer le profil de vent intra-canopée en assurant la continuité au niveau de la canopée;
- Calculer les coefficients de diffusion turbulente pour les flux d'eau et d'énergie en utilisant les fonctions de correction adaptées de la RSL.

La continuité des flux et du profil de vent s'effectue grâce à la méthode de couplage des deux modèles utilisés dans Harman and Finnigan (2007). Pour ce faire, les profils de vent au-dessus et à l'intérieur de la canopée sont déterminés dans un premier temps. Dans la canopée, d'après Massman and Weil (1999), le profil de vent suit l'équation 4.15.

$$u(z) = u(h).e^{-n.(1-\frac{\zeta(z)}{\zeta(h)})} \quad (4.15)$$

Avec  $u(z)$  le profil de vent dans la canopée et au-dessus ( $m/s$ ),  $h$  la hauteur de la canopée ( $m$ ),  $n = \frac{\zeta(h)}{2.u_z^2/u(h)^2}$  (–) et  $\zeta$  une fonction représentant la surface de traînée cumulée dans le couvert (–), définie comme :

$$\zeta(z) = \int_0^z \frac{C_d(z').a(z')}{P_m(z')} .dz' \quad (4.16)$$

Avec  $C_d(z')$  le coefficient de traînée des éléments de feuillage de la couche  $z'$  (–),  $a(z')$  la densité de surface foliaire dans la couche  $z'$  ( $m^2/m$ ) et  $P_m(z')$  un coefficient traduisant les interactions entre éléments de la canopée empêchant une fraction d'entre eux de ressentir les effets du vent et des turbulences ( $m^2$ ).

En dérivant la formulation, on retrouve l'équation différentielle régissant l'évolution de la vitesse du vent :

$$\frac{du}{dz} = \frac{n}{\zeta(h)} . \frac{C_d(z).a(z)}{P_m(z)} .u(z) \quad (4.17)$$

Au niveau de la canopée, cette dérivée peut être évaluée en  $z = h$

$$\frac{du}{dz} \Big|_{z=h} = \frac{n}{\zeta(h)} . \frac{C_d(h).a(h)}{P_m(h)} .u(h) \quad (4.18)$$

Au-dessus de la canopée, le modèle de Harman and Finnigan (2007) est utilisé pour calculer le profil vertical du vent. La hauteur de la RSL est fixée à 2 fois la hauteur de la canopée et l'équation différentielle régissant l'évolution de la vitesse du vent s'écrit comme suit :

$$\frac{du}{dz} = \frac{u_*}{\kappa.(z-d)} .\Phi_M(z) \quad (4.19)$$

Où,  $u_*$  est la vitesse de friction ( $m/s$ ),  $\kappa$ , la constante de von Karman (–) et  $\Phi_M$  la fonction de correction totale appliquée au profil de vent (–). Donc en  $z = h$  :

$$\frac{du}{dz} \Big|_{z=h} = \frac{u_*}{\kappa.(h-d)} .\Phi_M(h) \quad (4.20)$$

La continuité du profil de vent est imposée par la résolution de l'équation différentielle (la vitesse du vent à une hauteur  $z$  est calculée à partir de celle à la hauteur juste au-dessus). Cependant, la dérivée du profil de vent doit également être continue. La continuité de la dérivée est imposée en égalant les formulations 4.18 et 4.20.

$$\frac{u_*}{\kappa.(h-d)} .\Phi_M(h) = \frac{n}{\zeta(h)} . \frac{C_d(h).a(h)}{P_m(h)} .u(h) \quad (4.21)$$

En  $z = h$ ,  $\Phi_M$  doit donc suivre l'équation :

$$\Phi_M(h) = \frac{n}{\zeta(h)} . \frac{C_d(h).a(h)}{P_m(h)} .u(h) . \frac{\kappa.(h-d)}{u_*} \quad (4.22)$$

Or, d'après de Ridder (2008) :

$$\Phi_M(z) = \phi_M\left(\frac{z-d}{L}\right) \cdot \varphi_M\left(\frac{z-d}{L}\right) \quad (4.23)$$

Avec, d'après Hogstrom (1996) :

$$\phi_M(\xi) = \begin{cases} (1 - 16.\xi)^{-\frac{1}{4}} & \text{si } \xi < 0 \\ 1 + 5\xi & \text{si } \xi \geq 0 \end{cases} \quad (4.24)$$

Et d'après Harman and Finnigan (2007),  $\varphi_M$  peut s'exprimer en fonction de deux constantes  $c_1$ , déterminé par continuité de la dérivée ci-après, et  $c_2 = 1/2$  :

$$\frac{1}{1 - \varphi_M} \cdot \frac{d\varphi_M}{dz} = \frac{c_2}{z_*} \quad (4.25)$$

D'où,

$$\varphi_M(z) = 1 - c_1 e^{-c_2 \frac{z-d}{z_*}} \quad (4.26)$$

Ainsi, avec  $\phi_M\left(\frac{z-d}{L}\right)$  suivant 4.24 (et évalué en  $z = h$ ) :

$$\Phi_M(h) = \phi_M\left(\frac{h-d}{L}\right) \cdot (1 - c_1 \cdot e^{-c_2 \cdot \frac{h-d}{z_*}}) = \frac{n}{\zeta(h)} \cdot \frac{C_d(h) \cdot a(h)}{P_m(h)} \cdot u(h) \cdot \frac{\kappa \cdot (h-d)}{u_*} \quad (4.27)$$

D'où,

$$c_1 = \frac{1 - \frac{n}{\zeta(h)} \cdot \frac{C_d(h) \cdot a(h)}{P_m(h)} \cdot u(h) \cdot \frac{\kappa \cdot (h-d)}{u_*}}{\phi_M\left(\frac{h-d}{L}\right) \cdot e^{-c_2 \cdot \frac{h-d}{z_*}}} \quad (4.28)$$

La détermination de cette constante permet la continuité du profil de vent et de sa dérivée. En appliquant la même méthode (non détaillée ici car redondante avec les équations précédentes) au profil des composés (applicable à la masse et à l'énergie), la RSL peut être également introduite dans cette représentation. Pour ce faire, au-dessus de la canopée, l'équation différentielle régissant l'évolution de la concentration en composés est déterminée par l'équation 4.29.

$$F_c = - \frac{\rho \cdot c_p \cdot \kappa \cdot (z-d) \cdot u_*}{\phi_C \cdot \varphi_C} \cdot \frac{dC}{dz} \quad (4.29)$$

Où  $F_c$  est le flux de composés entre les couches et  $\phi_C$  et  $\varphi_C$  sont les fonctions de correction de la MOST et de la RSL respectivement (calculée selon Hogstrom (1996) et Garratt (1980)). Dans la canopée, l'équation du flux suit la formulation de Massman and Weil (1999), elle-même basée sur Raupach (1988) :

$$F_c = -\rho \cdot c_p \cdot \sigma_w^2 \cdot T_L \cdot \frac{dC}{dz} \quad (4.30)$$

En égalant ces deux formulations en  $z = h$ , la continuité est assurée par la continuité des coefficients de diffusion turbulente :

$$\frac{\kappa \cdot (h - d) \cdot u_*}{\phi_C \cdot \varphi_C} = \sigma_w^2 \cdot T_L \quad (4.31)$$

permettant ainsi de déterminer les constantes de la fonction  $\varphi_C$ .

## 4.3 Évaluation et inter-comparaison

L'évaluation du modèle dans ORCHIDEE-CAN avait été réalisée par Ryder et al. (2016) à l'échelle d'un site lors de son développement. Elle avait été étendue à plusieurs sites par (Chen et al. (2016)). L'évaluation proposée dans cette section vise à répondre à deux objectifs principaux. Le premier est la mise à jour de l'évaluation de notre nouvelle version du modèle après son transfert d'ORCHIDEE-CAN vers la version trunk d'ORCHIDEE. La mise à jour du code, son adaptation et les changements effectués peuvent avoir un impact sur le bilan d'énergie multi-couches qui nécessiterait un nouvel étalonnage et une nouvelle évaluation du modèle. La seconde est l'évaluation des performances du modèle en comparaison à d'autres modèles forestiers. Pour répondre à ces objectifs, l'étude présentée ci-après présente une évaluation d'ORCHIDEE sur un ensemble de sites, associée à une inter-comparaison avec le modèle forestier MuSICA (Ogée et al. (2003)). Pour répondre aux besoins de l'inter-comparaison et de manière à encourager l'implication d'autres modèles dans cet exercice, nous avons défini un cadre de travail articulé autour d'une base de données regroupant : des données de flux et de gradients intra-canopée sur une dizaine de sites et des indices d'évaluation de la stabilité atmosphérique et de la fermeture du bilan d'énergie. Nous proposons également une technique d'inter-comparaison applicable à de futures comparaisons entre modèles. Les sections suivantes présentent la base de données et le traitement de ces dernières (section 4.3.1) ainsi qu'une analyse des données récoltées (section 4.3.1.4). Les sections 4.3.3 et 4.3.4 présentent respectivement la méthode et l'inter-comparaison entre la version d'ORCHIDEE que nous avons contribué à développer et le modèle MuSICA (présenté en section 4.3.2).

### 4.3.1 Base de données pour l'inter-comparaison de modèles multi-couches

#### 4.3.1.1 Sélection des sites

La base de données créée regroupe un ensemble de 10 sites forestiers répartis à travers le globe. Ces sites ont été sélectionnés en fonction de leur diversité et de la disponibilité des mesures effectuées sur chacun d'entre eux. La présence de mesures long-terme (au moins une année) de données météorologiques et de flux d'énergie (par covariance des turbulences) ainsi que la présence de données court-terme de gradients intra-canopée (température, humidité et-ou vent) est nécessaire pour l'évaluation et l'inter-comparaison des modèles. Les différents types de végétation composant chacune de ces forêts ainsi que les climats associés permettent une inter-comparaison de modèles sur un panel important d'écosystèmes, qui reflète, dans une moindre mesure, la diversité présente dans les LSMs. La figure 4.1 et le tableau 4.1 résument les sites étudiés, leur localisation, leur type de végétation (PFT) ainsi que les données récoltées.

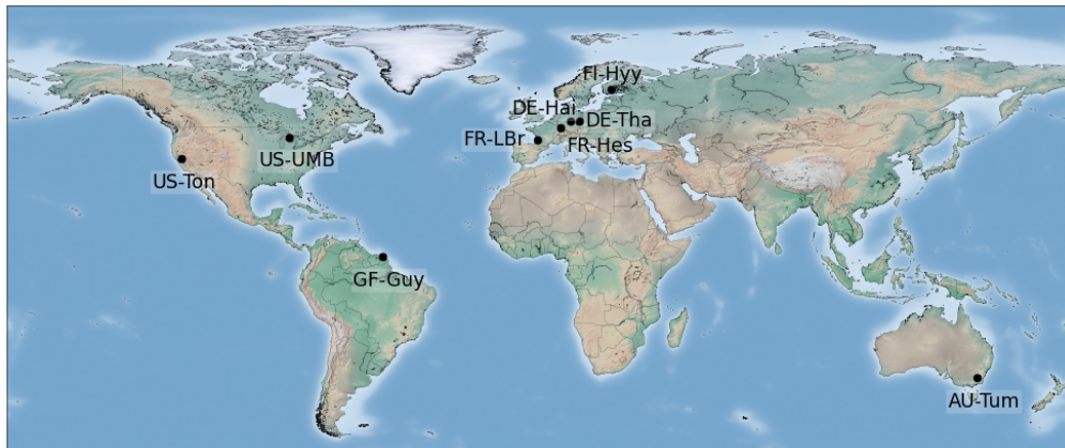


Figure 4.1 – Localisation des sites étudiés dans la base de données utilisée pour l'inter-comparaison d'ORCHIDEE et MuSICA

#### 4.3.1.2 Description des données et de la méthode d'évaluation de leur cohérence

La base de données présentée ici rassemble toutes les données nécessaires au forçage et disponibles pour l'évaluation des modèles de canopée multi-couches. Elle regroupe 3 types de données dont le traitement a été effectué séparément : les données météorologiques et de forçage, les données d'évaluation du modèle et les données servant à l'analyse de la base de données. Les données ont été récupérées auprès des responsables des sites.

#### Données météorologiques et de forçage

Pour leur fonctionnement, les LSMs (ou autres modèles sur site de canopée multi-couches) nécessitent, a minima, une série temporelle complète de données météorologiques (température et humidité de l'air, rayonnements courtes et grandes longueurs d'ondes incidents, précipitations (pluie et neige), pression atmosphérique, intensité du vent et concentration en  $CO_2$  atmosphérique) et de données de dynamique foliaire (généralement via le  $LAI$ ).

L'ensemble des données météorologiques est fourni par les campagnes de mesures sur site. Ces séries de mesures peuvent être discontinues ou biaisées, la méthode de comblement des lacunes (ou gapfilling) présentée par Vuichard and Papale (2015) a été utilisée de manière à obtenir des séries temporelles continues utilisables par les modèles. Pour la concentration en  $CO_2$  de l'atmosphère, le traitement est un peu particulier. L'ensemble des sites ne fournissant pas la concentration atmosphérique annuelle moyenne en  $CO_2$ , cette donnée est fournie, lorsque nécessaire, par les campagnes de mesures du NOAA ESRL (Dlugokencky and Tans (2020)).

Pour la dynamique foliaire, malgré le fait que les modèles la simule, il a été décidé, dans l'étude qui suit, de la fixer de manière à concentrer la comparaison sur les bilans d'eau, d'énergie et de quantité de mouvement au sein de la canopée. Cette dynamique saisonnière du  $LAI$  est parfois fournie par des campagnes de mesure sur site. Lorsque ce n'est pas le cas, la dynamique du  $LAI$  a été déduite des observations effectuées par le Copernicus Global Land Service (Baret et al. (2013)), qui fournit des mesures de  $LAI$  par satellite à une résolution de 1 km tous les 10 jours. Ces observations satellites permettent de déterminer des dates approximatives de phénologie : début de croissance

Site	Description	Meteorology	LAI dynamics	Reference
<b>AU-Tum</b>	<i>Eucalyptus delegatensis</i> - Evergreen Broadleaved forest	Fluxnet 2015	LAI_max + Copernicus	Haverd et al. (2012), Lovell et al. (2012)
<b>DE-Hai</b>	<i>Fagus sylvatica</i> - Deciduous Broadleaved forest	On-site observations	On-site observations	Knohl et al. (2003)
<b>DE-Tha</b>	<i>Picea abies</i> - Evergreen Needleleaved forest	On-site observations	Copernicus	Grünwald and Bernhofer (2007)
<b>FR-Hes</b>	<i>Fagus sylvatica</i> - Deciduous Broadleaved forest	On-site observations	Copernicus	Granier et al. (2008)
<b>FR-LBr</b>	<i>Pinus pinaster</i> - Evergreen Needleleaved forest	On-site observations	Copernicus	Ogée et al. (2003), Porté et al. (2000)
<b>FI-Hyy</b>	<i>Pinus sylvestris</i> - Evergreen Needleleaved forest	On-site observations	Copernicus	Launiainen et al. (2015)
<b>GF-Guy</b>	<i>Caesalpinaceae facies</i> - Evergreen Broadleaved forest	On-site observations	Copernicus	Bonal et al. (2008)
<b>US-Ton</b>	<i>Quercus douglasii</i> - Woody savannah	On-site observations	Copernicus	Baldocchi et al. (2010)
<b>US-UMB</b>	<i>Populus grandidentata</i> - Deciduous Broadleaved forest	On-site observations	Copernicus	Schmid et al. (2003)

Site	Eddy covariance		In-canopy observations			Soil observations	
	Fluxes	Atmospheric stability	Temperature	Humidity	Wind	Temperature	Humidity
<b>AU-Tum</b>	yes (F2015)	no	yes	yes	yes	no	no
<b>DE-Hai</b>	yes	yes	yes	no	yes	yes	no
<b>DE-Tha</b>	yes	yes	yes	no	no	yes	yes
<b>FR-Hes</b>	yes	yes	yes	yes	no	yes	yes
<b>FR-LBr</b>	yes	no	yes	no	no	yes	no
<b>FI-Hyy</b>	yes	yes	yes	yes	yes	yes	yes
<b>GF-Guy</b>	yes (F2015)	no	yes	yes	yes	no	yes
<b>US-Ton</b>	yes	yes	yes	yes	yes	yes	yes
<b>US-UMB</b>	yes	yes	no	no	no	yes	yes

Table 4.1 – Description des caractéristiques des sites et des mesures rassemblées dans la base de données

et fin de sénescence ainsi que les valeurs minimales et maximales du LAI. Cette dynamique approchée du LAI est utilisée dans l'étude qui suit. Cependant, uniquement la valeur maximale du LAI est fournie dans la base de données, laissant ainsi aux utilisateurs, le choix de calculer le LAI par leur propre méthode.

## Données d'évaluation

Les données nécessaires à l'évaluation des bilans d'énergie simulés, regroupent des données issues de mesures de flux par covariance des turbulences, généralement au-dessus de la canopée, ainsi que des mesures directes de variables atmosphériques au-dessus ou au sein de la canopée.

Les mesures par covariance des turbulences regroupent des observations de flux de chaleur latente et sensible au-dessus de la canopée. Un seul site, la forêt de Hainich en Allemagne (DE-Hai), propose des mesures au sein de la canopée permettant d'accéder aux gradients de flux de chaleur latente et sensible au sein de la forêt. Ces données sont utiles à l'évaluation des échanges forêt-atmosphère intra-canopée modélisés. En plus de ces données de flux d'énergie, les mesures par covariance des turbulences permettent d'accéder à des mesures de vitesse de friction qui permettront de déterminer les régimes de stabilité atmosphérique décrits dans la section suivante.

Enfin, les mesures directes effectuées dans le sol et l'atmosphère de la canopée rassemblent des observations des températures et humidités à plusieurs hauteurs dans la canopée et différentes profondeurs dans le sol. Elles vont nous permettre une étude approfondie des gradients intra-canopée et de la représentation des échanges au sein de la canopée. Quelques sites (AU-Tum, DE-Hai, FI-Hyy, GF-Guy et US-Ton), proposent également des mesures de profils de vent au sein de la forêt, permettant d'évaluer la modélisation de la turbulence.

## Données d'analyse

La base de données étant dédiée à la validation de modèles, plusieurs variables sont ajoutées de manière à évaluer la qualité des données fournies sur chaque site et à proposer de nouvelles variables d'évaluation pour les modèles.

### Fermeture du bilan d'énergie

La fermeture du bilan d'énergie est évaluée de la même manière qu'en section A.3, grâce à l'équation 4.32, en calculant la différence entre le rayonnement net absorbé par la surface ( $R_n$ ) et la somme des flux d'énergie (flux de chaleur latente,  $LE$ , sensible,  $H$ , et flux de conduction dans le sol  $G$ ).

$$\Delta E = R_n - (LE + H + G) \quad (4.32)$$

Cette fermeture du bilan d'énergie est évaluée en  $W/m^2$  ( $EBC_{bulk}$ ) ou en pourcentage de rayonnement net ( $EBC_{perc}$ ).

### Stabilité atmosphérique

L'évaluation de la stabilité atmosphérique vise à déterminer comment l'énergie, la masse et la quantité de mouvement sont transportées de la surface vers l'atmosphère libre (au-dessus de la canopée). Comme énoncé précédemment, en conditions stables ou instables, le mouvement est principalement gouverné par des forces de flottabilité dues aux différences de température entre la surface et l'atmosphère. Au contraire, en conditions neutres, le trans-

port est majoritairement effectué par les mécanismes de turbulence. L'évaluation de la stabilité atmosphérique est généralement effectuée en calculant le rapport de 2 quantités représentant respectivement les effets de flottabilité et de turbulence (Voir section 1.2.2.1).

Dans cette base de données, la stabilité atmosphérique est évaluée de deux manières différentes. La première évaluation repose sur les mesures par covariance des turbulences. Plusieurs sites proposent des mesures de la vitesse de friction (directement reliée à la turbulence) et du flux de chaleur sensible (relié aux gradients de température et, donc, aux effets de flottabilité) permettant le calcul du paramètre de stabilité  $\zeta$ , basé sur la longueur de Monin-Obukhov ( $L$ , 1.1), grâce à l'équation 4.33.

$$\zeta = \frac{z}{L} = -\frac{z \cdot g \cdot \kappa \cdot H}{u_*^3 \cdot \theta_0 \cdot \rho \cdot c_p} \quad (4.33)$$

Où  $z$  est la hauteur à laquelle la mesure est effectuée,  $g$  est la constante de gravitation,  $\kappa$  est le coefficient de von Karman,  $u_*$  est la vitesse de friction, et  $\theta_0$  la température potentielle à la hauteur de mesure. Le paramètre  $\zeta = z/L$  est calculé pour l'ensemble des sites présentant les mesures nécessaires à son calcul (noté  $zL\_Calc$  dans la base de données).

La seconde évaluation de la stabilité atmosphérique se base sur les mesures directes de température et de vent effectuées grâce aux thermomètres et anémomètres sur site. Grâce à ces observations, le nombre de Richardson peut être calculé (grâce à la formulation de de Ridder (2010)) à partir de la différence de température potentielle ( $\theta$ ) entre deux hauteurs  $z_2$  et  $z_1$  (représentant les effets de flottabilité) et la différence de vitesse horizontale du vent  $u$  entre deux hauteurs  $z_4$  et  $z_3$  (représentant les effets de turbulence), grâce à l'équation 4.34.

$$Ri_b = -\frac{g \cdot z_1 (\theta(z_2) - \theta(z_1))}{\theta(z_1) \cdot (u(z_4) - u(z_3))} \quad (4.34)$$

Où,  $z_1$  est la hauteur de mesure au sommet de la canopée et  $z_2$ ,  $z_3$  et  $z_4$  sont 4 hauteurs au-dessus de  $z_0$ . Ce paramètre n'est pas directement mesurable sur site. Sa valeur découle des mesures de température et de vent effectuées sur site et du calcul présenté en équation 4.34. La stabilité atmosphérique est catégorisée en 5 régimes en fonction des valeurs des paramètres de stabilité : fortement instable ("Strongly unstable" - SU), faiblement instable ("Weakly unstable" - WU), presque neutre ("Near neutral" - NN), faiblement stable ("Weakly stable" - WS) et fortement stable ("Strongly stable" - SS). Des valeurs de paramètre négatives (resp. positive) traduisent un transfert de quantité de mouvement de la canopée vers l'atmosphère (de l'atmosphère à la canopée), dominé par les effets de flottabilité et classé comme "instable" ("stable"). Des valeurs proches de zéro traduisent une prédominance du transport turbulent et des conditions neutres. Les classes de stabilité de l'atmosphère en fonction du paramètre utilisé sont données dans la Table 4.2. Elle dérivent de l'étude effectuée par Cantero et al. (2022).

	Strongly unstable (SU)	Weakly unstable (WU)	Near Neutral (NN)	Weakly stable (WS)	Strongly stable (SS)	
$z/L$	-5	-0.6	-0.02	0.02	0.6	5
Rib	-5	-0.023	-0.0036	0.0072	0.084	5

Table 4.2 – Classes de stabilité définies à partir de chacun des indices de stabilité atmosphériques d'après Cantero et al. (2022). La valeur des paramètres correspond aux frontières entre deux classes de stabilité

## Traitement des données manquantes

Lorsque des mesures de la vitesse de friction, du flux de chaleur latente, de la température ou du vent au-dessus de la canopée ne sont pas disponibles (empêchant le calcul des paramètres de stabilité), ces lacunes sont comblées en intégrant les paramètres de stabilité calculés par ORCHIDEE ou MuSICA (*zL\_model* et *Rib\_model* en fonction du modèle le plus performant (en termes de corrélation avec les données) pour la représentation de ces paramètres sur les sites instrumentés). L'objectif de cet ajout est plutôt informatif et vise à étendre l'évaluation des modèles sur des périodes de temps plus longues ou sur d'autres sites ne fournissant de telles mesures.

### 4.3.1.3 Méthode d'évaluation de la cohérence des données

La qualité des mesures de flux et des mesures relatives à la stabilité atmosphérique au sein de la canopée est évaluée selon deux critères :

- La fermeture du bilan d'énergie;
- La cohérence des indices de stabilité atmosphérique.

Le premier critère est évalué grâce aux variables *EBC\_perc* et *EBC\_bulk* permettant de déterminer le niveau de fermeture du bilan à chaque pas de temps. Cette fermeture du bilan d'énergie est évaluée sur la valeur des paramètres de stabilité de manière à souligner une possible dépendance entre ces grandeurs. Cette approche est justifiée par les biais pouvant apparaître dans les mesures par covariance des turbulences, en conditions atmosphériques stables.

Nous avons ensuite évalué la cohérence entre les deux critères de stabilité définis précédemment selon la classification présentée dans la table 4.2. Les deux paramètres étant calculés à partir de mesures différentes (mesures directes ou par covariance des turbulences), leur cohérence signifierait que les valeurs des mesures de gradient de température (ou de vent) et de flux de chaleur sensible sont en accord sur cette période (du point de vue de la stabilité atmosphérique). Au contraire, des critères de stabilité incohérents rendraient impossible une comparaison des modèles avec, à la fois, les mesures de flux d'énergie et de gradients car une des deux mesures serait biaisée.

L'analyse des données de stabilité atmosphérique consiste donc en deux étapes. Dans un premier temps, pour les sites fournissant des données de flux, de vitesse de friction ainsi que des mesures de vent et de température au-dessus de la canopée, la cohérence des critères de stabilités  $zL_{Calc} = z/L$  et  $Ri_b$  est évaluée. Dans un second temps, les dynamiques diurnes et saisonnières des classes de stabilité atmosphérique définies dans la Table 4.2 sont étudiées. La dépendance de la stabilité atmosphérique aux conditions de vent est également analysée.

### 4.3.1.4 Analyses des données des différents sites

#### Analyse de la stabilité atmosphérique

Les figures 4.2 et 4.3 présentent les densités de probabilité des paramètres de stabilité et les plages associées à chaque classe de stabilité.

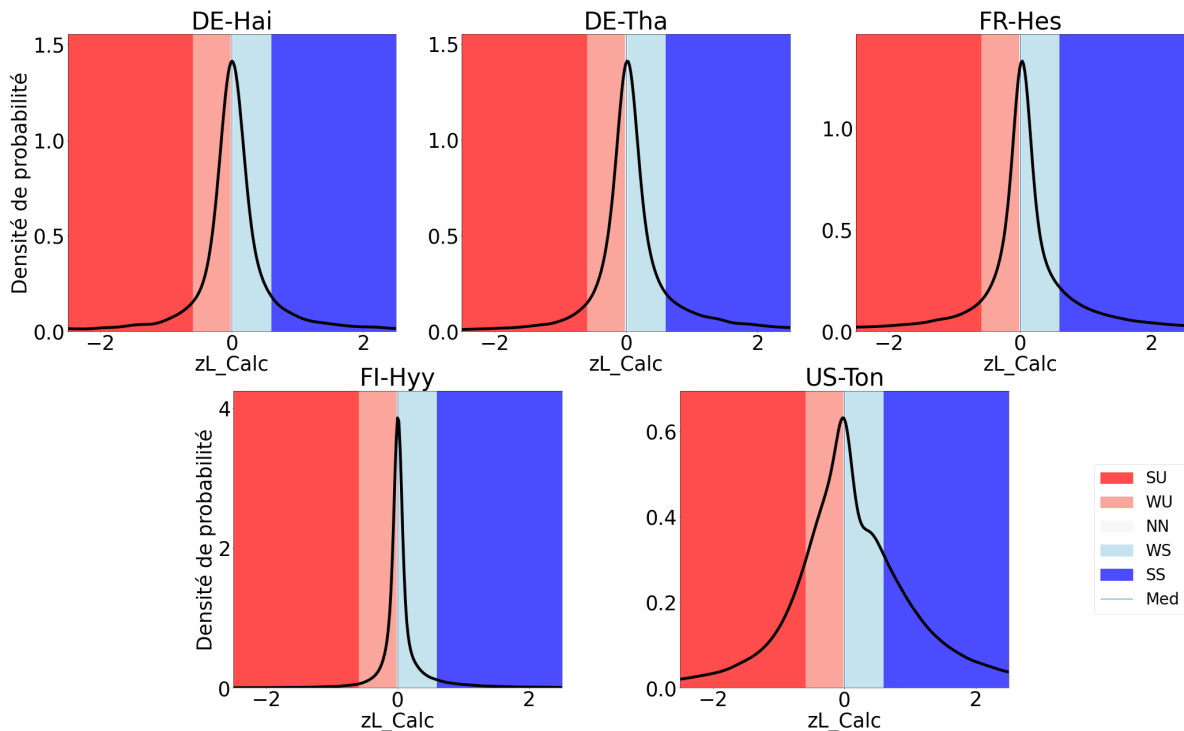


Figure 4.2 – Densité de probabilité du paramètre  $z/L$  (courbe noire) pour les 5 sites proposant des mesures de flux de chaleur sensible et de vitesse de friction. Les classes de stabilités sont exposées en arrière plan (SU = fortement instable, WU = faiblement instable, NN : presque neutre, WS : faiblement stable, SS : fortement stable)

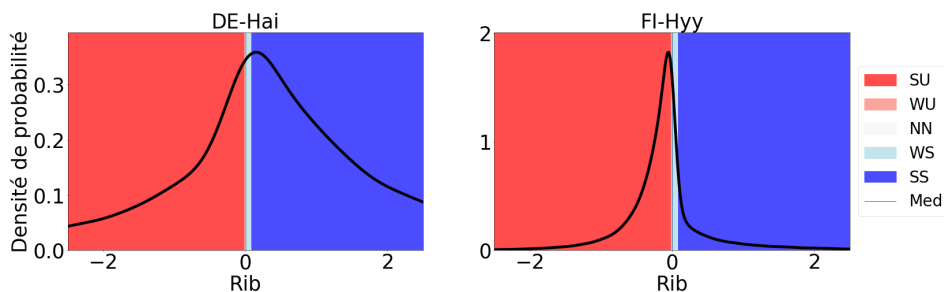


Figure 4.3 – Densité de probabilité du paramètre  $Ri_b$  (courbe noire) pour les 2 sites proposant des mesures de température et de vent au-dessus de la canopée. Les classes de stabilités sont exposées en arrière plan (SU = fortement instable, WU = faiblement instable, NN : presque neutre, WS : faiblement stable, SS : fortement stable)

Plusieurs observations peuvent être effectuées sur ces densités de probabilité. Premièrement, le paramètre de stabilité  $z/L$  permet une représentation plutôt convaincante de la distribution habituelle des régimes de stabilité obtenus sur site. La distribution est centrée autour de 0 (correspondant à un régime de stabilité neutre) et équirépartie sur les deux plages de stabilité stables et instables. Certains sites comme la forêt de Hyttiälä en Finlande (FI-Hyy) présentent des distributions très piquées, avec des régimes de stabilités souvent faiblement stables ou instables. La savane arborée de Tonzi Ranch (US-Ton) présente quant à elle une asymétrie dans sa distribution avec une plus faible présence de régime de stabilité faiblement stables. Cette sous-représentation de cette classe de stabilité peut premièrement s'expliquer par la nature même du jeu de données qui présente une légère sous-représentation des mesures de nuit sur l'ensemble du jeu de données, les conditions atmosphériques stables étant

plus souvent présentes la nuit.

L'analyse des densités de probabilité du nombre de Richardson pose questions. En effet, les deux sites présentant des mesures de vent et de température au-dessus de la canopée, montrent des densités de probabilité de  $Ri_b$  asymétriques, non centrées sur les conditions neutres et très étalées. Une sur-représentation des régimes très stables ou très instables est donc obtenue, limitant les futures analyses sur ce critère de stabilité. Cette mauvaise représentation des classes de stabilité peut être liée à plusieurs facteurs comme le fait d'avoir calculé le nombre de Richardson 4.34 à partir de mesures de vent et de température mesurées à des hauteurs différentes au-dessus de la canopée ( $z_1$ ,  $z_2$ ,  $z_3$  et  $z_4$ ). Ces différences de hauteurs peuvent impacter significativement la valeur de  $Ri_b$  en biaisant le résultat du rapport. De plus, les écarts de hauteurs relativement faibles entre chacune des mesures peuvent également impacter l'évaluation de la stabilité. L'étude effectuée par Cantero et al. (2022) sur un site de mesures en Espagne, montre l'impact de la hauteur choisie sur la distribution du  $Ri_b$ . Dans le cas de mesures de vents espacées de 111 mètres, la distribution du nombre de Richardson est davantage centrée autour de la neutralité que pour des mesures effectuées avec un espacement de 75 mètres. Dans notre étude, les deux mesures sont espacées de 10 mètres pour le vent et 12 mètres pour la températures à la forêt de Hainich (DE-Hai) et de 16.8 mètres pour la forêt de Hyytiälä. Pour cette forêt, une autre limitation peut être la hauteur de la première mesure utilisée qui se situe à la limite de la cime de la forêt et non distinctement au-dessus comme le préconise la formulation de  $Ri_b$ . Enfin, la définition des classes de stabilité peut également être revue. En effet, d'autres études comme celle du modèle CLM-ml définissent les classes de stabilité du  $Ri_b$  sur des intervalles différents (SU : [-5 : -0.1], WU : [-0.1 : -0.01], NN : [-0.01 : 0.01], WS : [0.01 : 0.2], SS : [0.2 : 5]). Ces changements n'auraient tout de même que peu d'impact ici vu l'étalement des densités de probabilité du nombre de Richardson et son décalage vers les valeurs négatives à Hyytiälä.

La mauvaise représentation du critère de stabilité  $Ri_b$  rend la comparaison entre les deux critères relativement pauvre. La Figure 4.4 présente la cohérence des régimes de stabilité calculés selon les deux méthodes. On retrouve sur cette figure l'observation effectuée plus haut : le nombre de Richardson entraîne une sur-représentation très forte des régimes de stabilité fortement stables et instables. Bien que sur-représentés, ces régimes sont toutefois relativement bien corrélés aux régimes de stabilité définis par  $z/L$  dans le cas de la forêt de Hainich. Sur ce site, les deux critères de stabilité sont relativement cohérents : le régime principal de stabilité atmosphérique (stable ou instable) est bien retrouvé, seule l'intensité du régime (faiblement ou fortement stable/instable) est mal perçu par le  $Ri_b$ . Les résultats sont plus contrastés à Hyytiälä où le décalage de la distribution vers des régimes instables sur la Figure 4.3 engendre une incohérence forte pour les régimes associés à de faibles valeurs de  $Ri_b$ . En effet, pour des régimes fortement instables d'après  $Ri_b$ , de nombreux régimes quasi-neutres ou faiblement stables sont calculés avec  $z/L$ . Les deux critères sont ainsi plutôt décorrélés, entraînant un manque de fiabilité dans une des deux approches. A la vue des densités de probabilité de chacune des deux distributions, le nombre de Richardson peut être davantage incriminé. La nature du problème est cependant sujette à caution, le manque de précision du  $Ri_b$  pouvant être dû à des imprécisions sur les mesures de vent ou de température ou à un problème lié aux hauteurs de mesures comme présenté plus haut (dans leur article, Cantero et al. (2022) met en garde sur la précision nécessaire des mesures de température pour le calcul précis du  $Ri_b$ ).

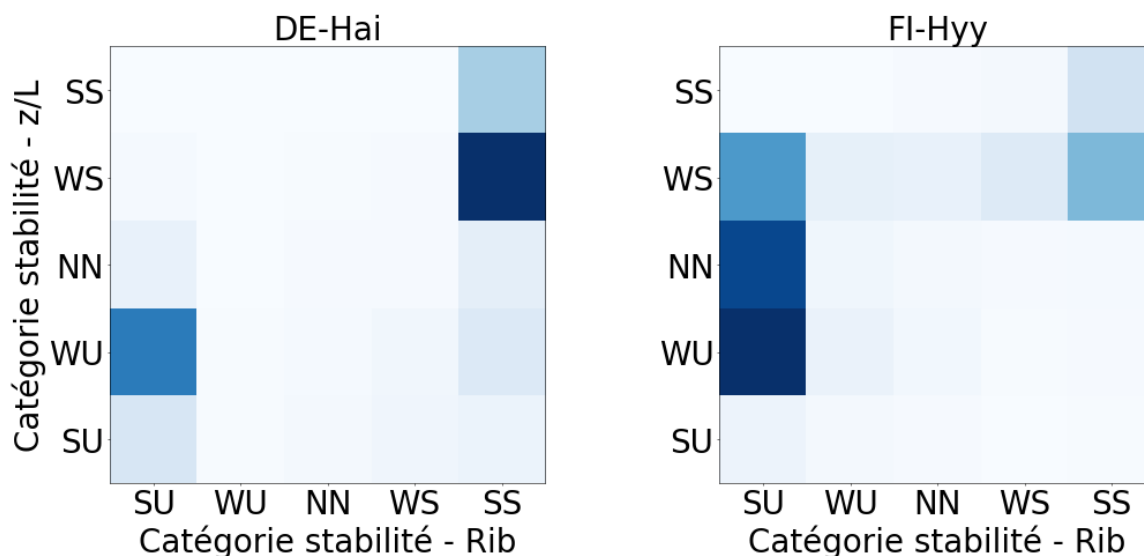


Figure 4.4 – Cohérence des régimes de stabilité définis par  $z/L$  et  $Ri_b$ . Pour chaque pas de temps proposant une mesure de  $Ri_b$  et  $z/L$ , les classes de stabilité sont déterminées et la case correspondante dans la matrice est bleutée. Plus foncée est la case, plus grand est le nombre de pas de temps présentant des classes de stabilité correspondant à celle de la case

L'analyse du cycle diurne des différents régimes de stabilité atmosphérique doit, normalement, associer les régimes stables aux périodes nocturnes et les conditions instables aux milieux de journée. Cette dynamique est vérifiée sur les figures 4.5 et 4.6 qui présentent les probabilités d'occurrence de chaque classe de stabilité en fonction de l'heure de la journée. Pour chacun des sites et chacun des paramètres, on retrouve bien une prévalence des conditions de stabilité instables en journée et inversement la nuit. Plus intéressant, il est remarquable que les régimes très instables sont souvent plus importants (d'après  $z/L$ ) en matinée et ont tendance à diminuer dans l'après-midi. Cette caractéristique reflète la mise en place de la convection liée aux gradients de température horizontaux en matinée pendant l'augmentation du rayonnement solaire, à l'origine d'une instabilité atmosphérique plus forte. A Hyytiälä, la densité de probabilité de  $z/L$  très serrée autour de la neutralité est également visible sur la répartition des classes dans la journée avec des conditions de neutralité atteintes beaucoup plus souvent que pour les autres sites. Pour le nombre de Richardson, on retrouve une nouvelle fois la dichotomie des régimes en fortement stables et instables mais la dynamique diurne est plutôt bien retrouvée sur chacun des deux sites. A Hyytiälä, il est toutefois remarquable que la prévalence des conditions instables est majoritairement due à une sur-représentation de cette classe en conditions nocturnes contrairement aux autres sites.

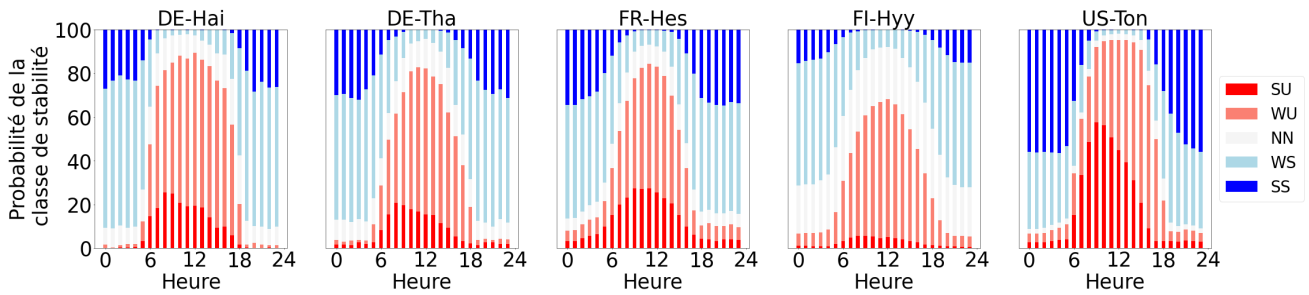


Figure 4.5 – Cycle diurne moyen des probabilités d'apparition des régimes de stabilité d'après  $z/L$ . Pour chaque site, un regroupement semi-horaire de l'ensemble des pas de temps présentant une valeur de  $z/L$  est effectué. La probabilité d'occurrence de chaque classe de stabilité sur la demi-heure considérée est représentée sur la figure

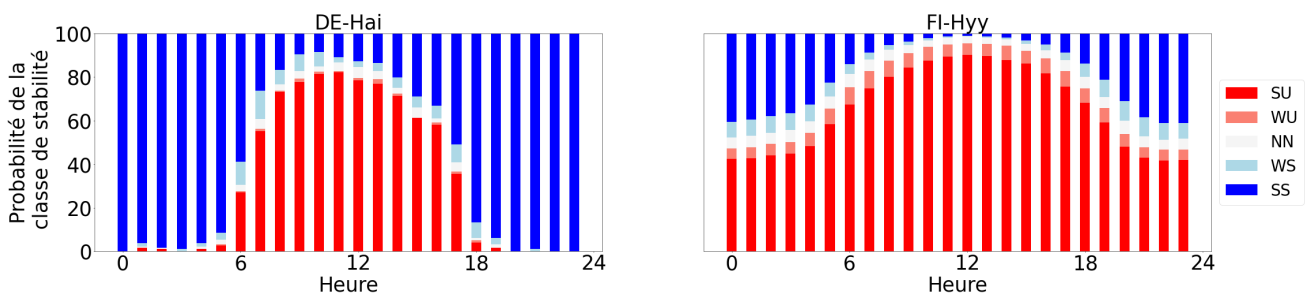


Figure 4.6 – Cycle diurne moyen des probabilités d'apparition des régimes de stabilité d'après  $Ri_b$ . Pour chaque site, un regroupement semi-horaire de l'ensemble des pas de temps présentant une valeur de  $Ri_b$  est effectué. La probabilité d'occurrence de chaque classe de stabilité sur la demi-heure considérée est représentée sur la figure

L'analyse de la saisonnalité sur les Figures 4.7 et 4.8 permet de mettre en exergue la saisonnalité de la durée du jour dans l'hémisphère Nord (le site d'Hainich ne présente malheureusement pas de données en hiver). Pour chacun des sites, d'après  $z/L$ , les régimes instables sont moins fréquents en hiver, lorsque les nuits sont plus longues. Plus intéressant, cette diminution dans l'occurrence des conditions instables ne s'effectue pas au profit des conditions stables qui sont relativement équivalentes en été et en hiver pour chacun des sites (excepté US-Ton). Pour la plupart des sites, une forte augmentation des conditions neutres est notable en hiver. Cette dynamique est d'autant plus marquée sur la forêt de Hyytiälä qui, de par sa localisation proche du cercle polaire, exacerbe la dynamique saisonnière (les nuits pouvant durer jusqu'à 19h au solstice d'hiver). Cette augmentation de la probabilité d'apparition de conditions neutres n'est cependant pas remarquée à US-Ton. Cette sous-représentation des conditions neutres en hiver peut s'expliquer par la latitude du site et la plus forte quantité de rayonnement solaire reçue au cours de la journée pouvant empêcher la mise en place de conditions neutres (durées des jours plus longues en hiver notamment). Cette caractéristique de la saisonnalité de  $z/L$  est également remarquée sur le site d'Alaiz en Espagne dans l'étude Cantero et al. (2022). Sur cette forêt, située au Sud de Pampelune, dans la zone de transition avec la Ribera de Navarre, l'absence de conditions neutres traduit une nouvelle fois l'impact de l'éclairement solaire sur la création de ces conditions. L'analyse des régimes associés au nombre de Richardson est une nouvelle fois très contrastée. Les données recueillies à Hyytiälä montrent une totale décorrélation en hiver avec les résultats obtenus grâce à  $z/L$ . Cette décorrélation hivernale explique la prévalence des conditions atmosphériques instables pour ce site. Cette étude, associée à celle sur le cycle diurne, peut laisser penser que les capteurs de températures ont une plus grande marge d'erreur dans des conditions froides (nuit ou hiver).

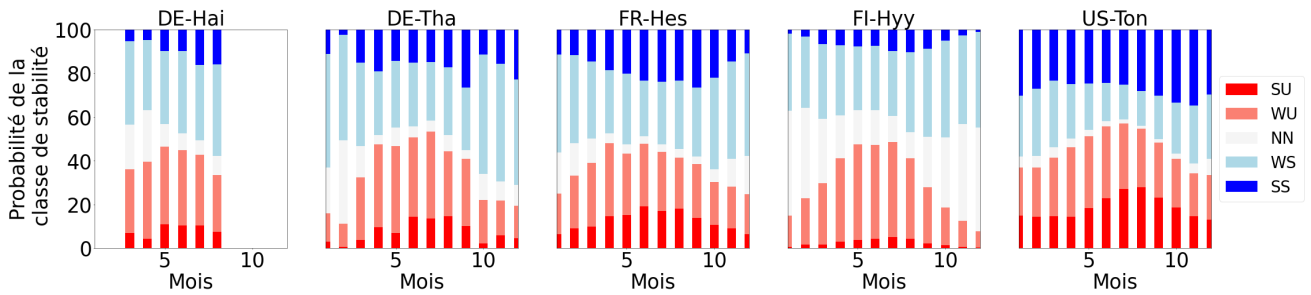


Figure 4.7 – Cycle saisonnier moyen des probabilités d'apparition des régimes de stabilité d'après  $z/L$ . Pour chaque site, un groupement mensuel de l'ensemble des pas de temps présentant une valeur de  $z/L$  est effectué. La probabilité d'occurrence de chaque classe de stabilité sur le mois considéré est représentée sur la figure

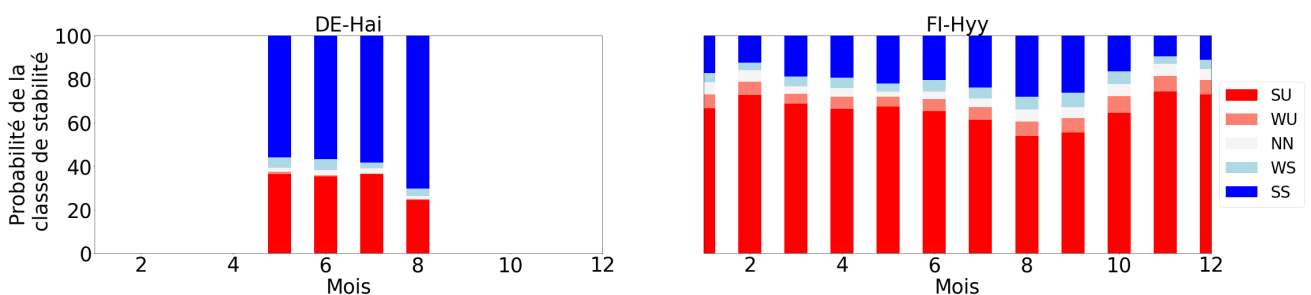


Figure 4.8 – Cycle saisonnier moyen des probabilités d'apparition des régimes de stabilité d'après  $Ri_b$ . Pour chaque site, un regroupement mensuel de l'ensemble des pas de temps présentant une valeur de  $Ri_b$  est effectué. La probabilité d'occurrence de chaque classe de stabilité sur le mois considéré est représentée sur la figure

Enfin, l'impact du vent sur les régimes de stabilité est étudié sur les Figures 4.9 et 4.10. Sur les figures associées au paramètre  $z/L$ , une dépendance des conditions neutres aux fortes valeurs de vent est clairement visible sur les sites allemands (DE-Tha et DE-Hai), les forêts de Hesse (FR-Hes) et d'Hyytiälä. Ce résultat mériterait d'être confirmé sur des séries temporelles plus longues car le nombre de mesures de vent fort est plus faible que les autres régimes de vent dans nos données. Ce résultat est cependant une nouvelle fois cohérent avec l'étude de Cantero et al. (2022) (ou encore Bardal et al. (2018)) qui retrouve cette dépendance. Cette augmentation des conditions de neutralité peut s'expliquer par l'augmentation du mélange turbulent dans la sous-couche rugueuse lors de forts épisodes de vent. Cette augmentation du mélange turbulent peut, dans ces situations, prévaloir sur le transport associé à la flottabilité, entraînant une augmentation des conditions neutres. Une nouvelle fois, cette dynamique n'est pas observable sur l'analyse du  $Ri_b$ .

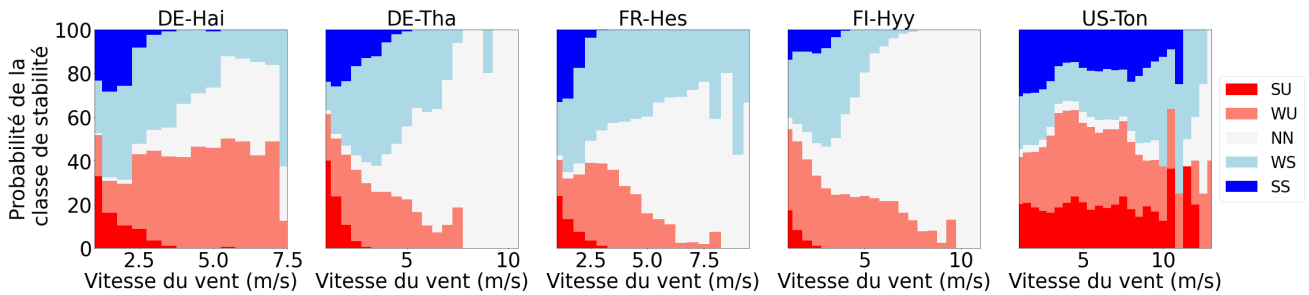


Figure 4.9 – Impact de la vitesse du vent sur la probabilité d’apparition des régimes de stabilité d’après  $z/L$ . Pour chaque site, un regroupement de l’ensemble des pas de temps présentant une valeur de  $z/L$  est effectué pour chaque valeur de vitesse de vent horizontal (par pas de 0.5 m/s). La probabilité d’occurrence de chaque classe de stabilité sur la vitesse de vent considérée est représentée sur la figure

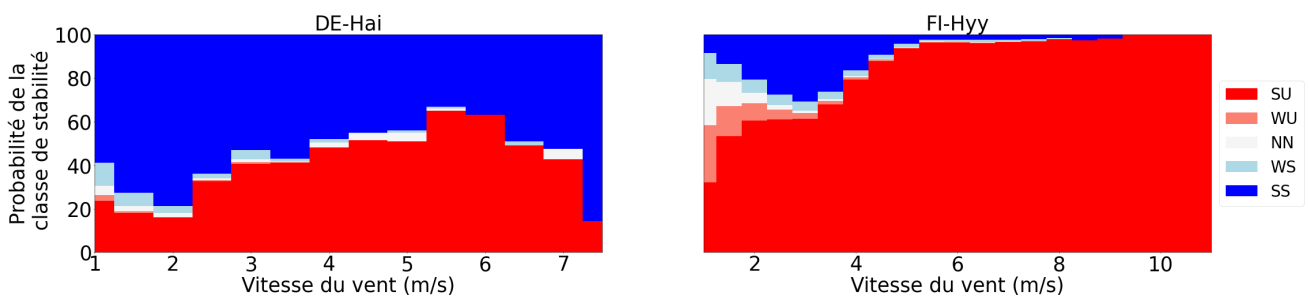


Figure 4.10 – Pour chaque site, un regroupement de l’ensemble des pas de temps présentant une valeur de  $Ri_b$  est effectué pour chaque valeur de vitesse de vent horizontal (par pas de 0.5 m/s). La probabilité d’occurrence de chaque classe de stabilité sur la vitesse de vent considérée est représentée sur la figure

L’analyse des conditions de stabilité précédente a permis de mettre en lumière plusieurs facteurs impactant ces régimes. Premièrement, la quantité de rayonnement reçu au cours de la journée sur site peut impacter la prévalence de conditions atmosphériques neutres, ces dernières ayant tendance à apparaître dans des conditions hivernales assez froides. Deuxièmement, la vitesse du vent, et son impact sur le mélange turbulent, a tendance à augmenter la probabilité d’apparition des conditions neutres. Enfin, la saisonnalité et son impact sur la durée du jour influence grandement la répartition des classes de stabilité sur l’année en fonction du site.

Cette étude a également permis de mettre en évidence la complexité d’une étude basée uniquement sur les valeurs du nombre de Richardson et les seuils des classes définis par Cantero et al. (2022). En effet, les mesures de vent et de température se doivent d’être échantillonnées au même niveau dans l’atmosphère pour obtenir une estimation robuste de  $Ri_b$ , ce qui n’a pas été possible dans notre jeu de données. Une précision accrue des mesures et un protocole précis sont nécessaires pour pouvoir effectuer une étude complète de la cohérence entre les deux paramètres de stabilité. Cette dernière conclusion est, une nouvelle fois, partagée par l’étude de Cantero et al. (2022).

## Analyse de la fermeture du bilan d’énergie

La fermeture du bilan d’énergie a été évaluée en fonction de la stabilité atmosphérique calculée par le paramètre  $z/L$ . Les figures 4.11 et 4.12 présentent la fermeture du bilan d’énergie en fonction du paramètre de stabilité atmosphérique (en  $W/m^2$  et en pourcentage absolu de la valeur de  $R_n$  respectivement). La figure 4.11 montre que les bilans d’énergie sont principalement non fermés en conditions atmosphériques instables, principalement pendant

la journée, quand le rayonnement net est à son maximum. L'intensité de cette non-fermeture varie en fonction des sites étudiés. Sur la forêt de Hesse, elle est en moyenne de 50% de la valeur de  $R_n$ , rendant complexe la comparaison des résultats du modèle aux observations des flux d'énergie. Pour d'autres sites comme Hyttiälä et Hainich, les résultats sont meilleurs avec des non-fermetures moyennes de l'ordre de 10%.

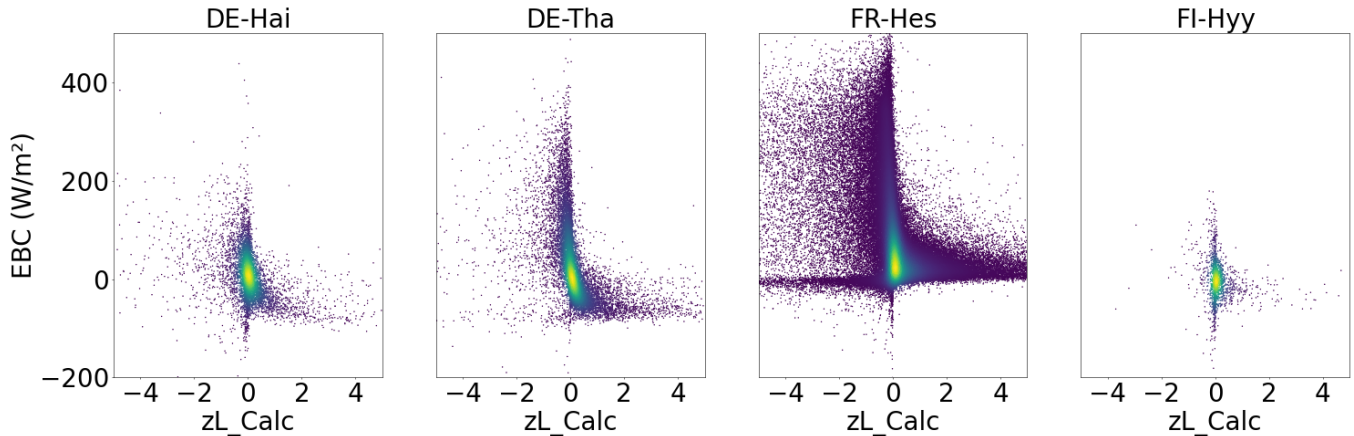


Figure 4.11 – Fermeture du bilan d'énergie ( $\text{W/m}^2$ ) par site en fonction du régime de stabilité. Chaque point représente un pas de temps pour lequel  $z/L$  et  $EBC_{bulk}$  sont calculés. Les couleurs présentent la densité de points sur le graphe (plus la couleur est foncée, moins il y a de mesures et inversement)

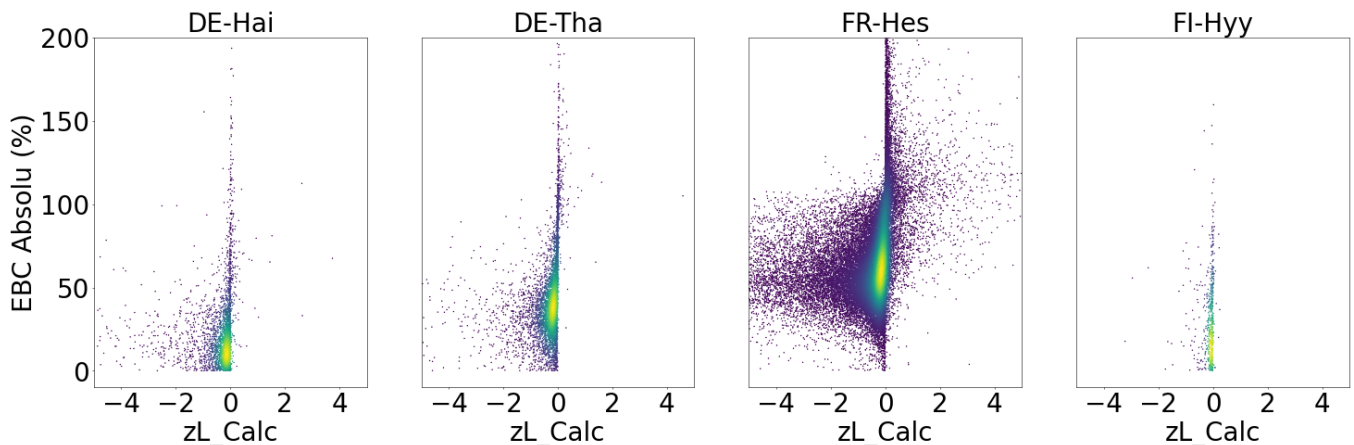


Figure 4.12 – Fermeture du bilan d'énergie (% du rayonnement net) par site en fonction du régime de stabilité. Chaque point représente un pas de temps pour lequel  $z/L$  et  $EBC_{perc}$  sont calculés. Les couleurs présentent la densité de points sur le graphe (plus la couleur est foncée, moins il y a de mesures et inversement)

La non-fermeture du bilan d'énergie présente elle aussi des particularités en termes de saisonnalité et de cycle diurne. La Figure 4.13 renseigne sur l'évolution de la valeur de l'erreur au cours de la journée. Pour chacun des sites étudiés, une plus forte non-fermeture est notable en journée, lors des moments de fort rayonnement net. Ce résultat attendu s'accompagne cependant d'un point intéressant et remarquable sur les sites de Hesse et Hyttiälä qui montrent une asymétrie dans le cycle diurne. Une plus forte non-fermeture étant présente en matinée plutôt qu'en après-midi, en accord avec la plus forte occurrence des conditions fortement instables en matinée.

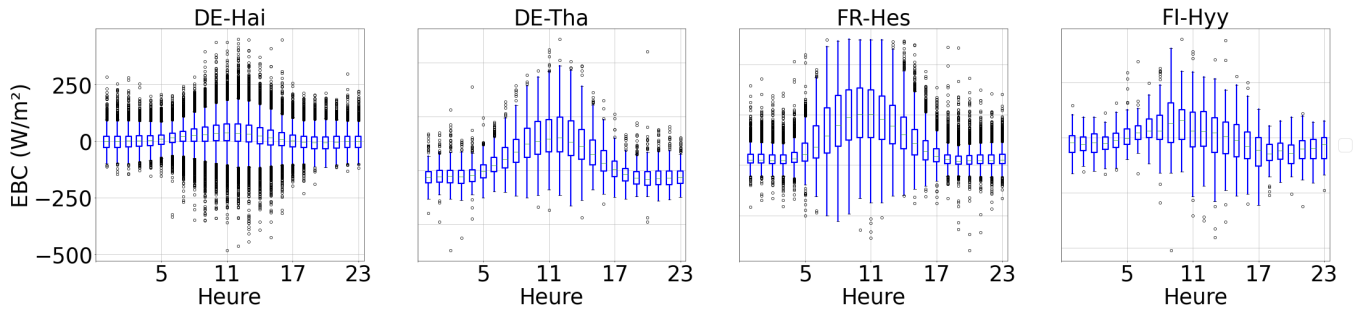


Figure 4.13 – Cycle diurne moyen de la fermeture du bilan d'énergie ( $W/m^2$ ). Un regroupement semi-horaire de chaque pas de temps présentant une mesure de  $EBC_{bulk}$  est effectué, la distribution de la mesure est représentée sous forme de boxplots pour chaque demi-heure

Enfin, l'étude de la saisonnalité en Figure 4.14 présente l'évolution au cours de l'année de la non-fermeture du bilan d'énergie (exprimée ici en pourcentage absolu du rayonnement net). La non-fermeture est relativement stable pour chacun des sites (le site d'Hyytiälä ayant été retiré pour manque de données sur certains mois). Une légère augmentation est notable en hiver sur chacun des sites. Bien que légère, Cette augmentation s'explique par la plus faible intensité du rayonnement net à cette période de l'année, entraînant des flux plus faibles et des erreurs de mesure plus grandes.

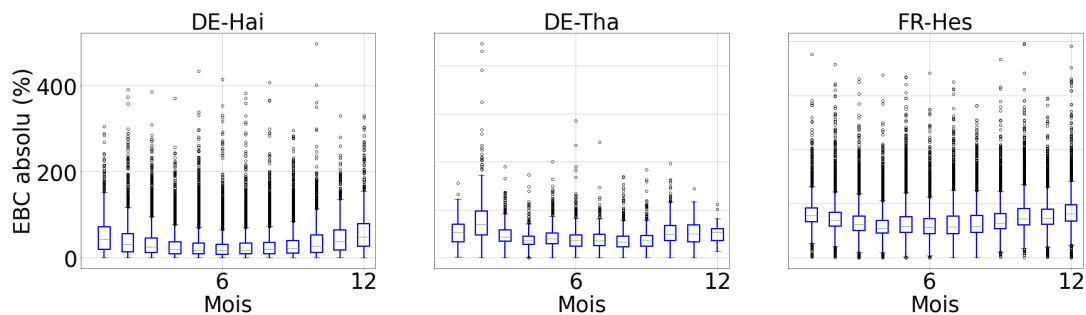


Figure 4.14 – Cycle saisonnier moyen de la fermeture du bilan d'énergie (% du rayonnement net). Un regroupement mensuel de chaque pas de temps présentant une mesure de  $EBC_{perc}$  est effectué, la distribution de la mesure est représentée sous forme de boxplots pour chaque mois

L'étude de la fermeture du bilan d'énergie a permis de mettre en exergue des résultats attendus comme l'augmentation de l'intensité (en  $W/m^2$ ) de la non-fermeture en régime instable (en journée). Cette augmentation, s'expliquant par une augmentation du rayonnement net, est toutefois contenue pour plusieurs sites qui présentent une non-fermeture moyenne de l'ordre de 10% du rayonnement net (contre 50% à Hesse). En conditions stables (nuit et hivernales), pour des valeurs de  $R_n$  faibles à nulles, l'intensité de la non-fermeture est faible mais le pourcentage est plus fort.

## 4.3.2 Le modèle MuSICA

### 4.3.2.1 Description générale

Le modèle *MuSICA*, initialement décrit dans Ogée et al. (2003), est un modèle mécaniste multi-couches et "multi-feuilles", d'échanges de gaz et d'énergie entre la biosphère et l'atmosphère. Le modèle a été développé sur la forêt des Landes, principalement composée de pins maritimes (*Pinus pinaster*) et d'herbacées (*Molinia coerulea*). Dans chacune des couches du modèle étaient donc représentées les aiguilles de pins de la canopée forestière et les feuilles du sous-bois. L'ensemble de ces feuilles et aiguilles est divisé en plusieurs classes selon leur état hydrique (sec ou hydraté), leur exposition (ombragée ou ensoleillée) et, pour la canopée forestière uniquement, leur âge (0, 1 ou 2 ans). Ces distinctions entre classes amènent à représenter plusieurs bilans dans chacune des couches : 12 bilans pour chacune des classes d'aiguilles dans la canopée forestière, et 4 bilans pour chacune des classes de feuilles dans le sous-bois.

Pour chacun de ces bilans, les échanges feuilles/aiguilles-atmosphère d'eau, de carbone et d'énergie sont représentés par un modèle simple prenant en compte la photosynthèse (d'après Farquhar et al. (1980) et le bilan d'énergie de la feuille (d'après Gu et al. (1999)). Les échanges entre les feuilles/aiguilles et l'atmosphère se font au travers d'une résistance de couche limite qui prend en compte les effets d'agglutination des aiguilles et des feuilles (d'après Grant (1984) et Landsberg and Powell (1973)) et une résistance stomatique modélisée soit grâce à une révision de l'équation de Leuning (1995) par Nikolov et al. (1995) permettant de prendre en compte le stress hydrique du sol (grâce au potentiel hydrique du sol à l'aube), soit à l'aide du modèle de Tuzet et al. (2003), présenté plus haut dans ce manuscrit (section 3.2), permettant de prendre en compte l'état hydrique des plantes (modélisé via une architecture hydraulique).

Pour les transferts radiatifs (nécessaires à la résolution des bilans d'énergie dans chacune des couches), *MuSICA* distingue les rayonnements courtes et grandes longueurs d'ondes ainsi que le rayonnement photosynthétiquement actif. Les rayonnements de courtes longueurs d'ondes et photosynthétiquement actifs sont décomposés en deux composantes permettant de distinguer les rayonnements directs et diffus au sein de la canopée. Le rayonnement diffus au sein de la canopée est résolu grâce à l'utilisation du modèle de Sellers (1985). Le rayonnement direct est, quant à lui, supposé décroître exponentiellement dans la canopée en fonction d'une fonction de pénétration définie selon Berbigier and Bonnefond (1995). Les transferts de rayonnement grandes longueurs d'ondes sont quant à eux résolus en suivant le modèle de pénétration du rayonnement grandes longueurs d'ondes de l'atmosphère dans la canopée de Berbigier and Bonnefond (1995) et le modèle de transmission du rayonnement grandes longueurs d'ondes de la végétation de Gu et al. (1999) (en tenant compte du rayonnement du sous-bois). Le partitionnement de ce rayonnement entre les différents types d'aiguilles au sein de chaque couche est effectué en tenant compte des caractéristiques morphologiques de chaque classe d'aiguille. Les fonctions de partitionnement sont décrites dans Ogée et al. (2003).

Une fois ces bilans d'énergie et de rayonnement résolus, le modèle résout le transport de l'énergie, de la quantité de mouvement et de la masse grâce à un modèle de transport turbulent. La décroissance de la vitesse du vent au sein du système est décrite grâce à une représentation de la MOST, de plusieurs modèles de sous-couche rugueuse (au choix, Cellier and Brunet (1992) ou plus récemment Harman and Finnigan (2007)). Au sein de la canopée, le profil de vent décroît exponentiellement selon le modèle de Massman and Weil (1999). Le lien entre la vitesse du vent au sein du couvert et les concentrations d'eau, de  $CO_2$  ou d'énergie est effectué grâce à l'implémentation de la théorie

lagrangienne développée par Raupach (1989a). Sa résolution suit la formulation de Leuning (2000).

Le modèle embarque plusieurs modèles annexes à cette étude comme un modèle d'interception des précipitations multi-couches inspiré de Whitehead and Kelliher (1991) et des modèles multi-couches de transferts d'eau et d'énergie dans le sol.

L'ensemble des équations introduites par chacun de ces modèles est résolu grâce à un schéma itératif permettant d'assurer la convergence du modèle de transfert radiatif grandes longueurs d'onde au sein de la canopée et celle du modèle lagrangien de transport turbulent au sein de la canopée (Ogée (2000)). La convergence de ces modèles, après quelques itérations permet une résolution robuste, du schéma multi-couches, mais augmentent le temps de calcul.

Enfin, bien qu'initialement développé et utilisé pour modéliser la forêt de pins maritimes des Landes, le modèle MuSICA est adaptable de manière à être utilisé sur n'importe quel site forestier. La description de la végétation étant adaptée en fonction du site.

#### 4.3.2.2 Principales différences avec ORCHIDEE

Bien que développés pour être utilisés à des échelles différentes (global pour ORCHIDEE, forestier pour MuSICA), les deux modèles possèdent une structure relativement similaire (pour leur représentation du microclimat intra-canopée) basée sur la représentation des processus suivants :

- Échanges feuilles-atmosphère
- Transferts radiatifs
- Transport turbulent
- Conductance stomatique (stress hydrique)
- Schéma de résolution

Cette structure similaire permet une comparaison simple des représentations implémentées dans chacun des modèles. L'ensemble des différences principales entre chacun des deux modèles est décrit dans le tableau 4.3.

### 4.3.3 Méthode d'inter-comparaison

La méthode présentée ci-après vise à comparer les performances des modèles ORCHIDEE (présenté en section 4.2) et MuSICA (présenté en section 4.3.2).

#### 4.3.3.1 Stratégie d'étalonnage des deux modèles

Nos deux modèles présentent des stratégies d'optimisation des paramètres très différentes.

Le modèle MuSICA est paramétré en utilisant, au choix, des mesures ou estimations indirectes des paramètres sur sites ou, lorsque ces évaluations de paramètres sur sites ne sont pas mesurées ou mesurables, des paramétrisations usuelles de la littérature.

De son côté, le modèle ORCHIDEE est étalonné grâce à l'outil d'étalonnage ORCHIDEE Data Assimilation System (ORCHIDAS) développé et évalué dans plusieurs études (Bastrikov et al. (2018), Kuppel et al. (2014), MacBean et al.

<b>Processus</b>	<b>ORCHIDEE</b>	<b>MUSICA</b>
<b>Echanges feuilles-atmosphère</b>	Un bilan énergétique des feuilles par couche	Plusieurs bilans effectués en fonction des régimes lumineux (feuilles à l'ombre ou ensoleillées) et hydriques des feuilles (et lorsque nécessaire, de leur âge)
<b>Transferts radiatifs</b>	SW : rayonnement direct et diffus résolu par le schéma Pinty et al. (2006) LW : transfert radiatif résolu selon Gu et al. (1999) PAR : Conversion effectuée dans le modèle de Yin and Struik (2009)	SW direct : rayonnement direct décroissant exponentiellement dans la canopée selon la fonction de pénétration de Berbigier and Bonnefond (1995) LW : transfert radiatif résolu selon Gu et al. (1999) SW diffus et PAR : transferts résolu selon Sellers (1985)
<b>Transport de quantité de mouvement</b>	RSL : fonction correctrice de Harman and Finnigan (2007) Intra-canopée : fermeture du second ordre de Massman and Weil (1999)	RSL : fonctions correctives de Harman and Finnigan (2007) ou Cellier and Brunet (1992) Intra-canopée : fermeture du second ordre de Massman and Weil (1999)
<b>Transport de masse et d'énergie intra-canopée</b>	Représentation far-field de Raupach (1989a) corrigée par Makar et al. (1999)	Théorie LNF de Raupach (1989a) résolue par Leuning (2000)
<b>Conductance stomatique (stress hydrique)</b>	Modèle de Yin and Struik (2009) avec fonction de stress empirique	Dépendance de la conductance stomatique sur le potentiel hydrique des feuilles (selon Tuzet et al. (2003))
<b>Schéma de résolution</b>	Résolution principalement implicite avec solution directe sans itération (certains sous-modèles étant explicites ou semi-implicites)	Résolution avec schéma itératif

Table 4.3 – Principales différences entre les modèles MUSICA et ORCHIDEE sur les 5 principaux processus modélisés et sur le schéma de résolution de l'ensemble du modèle

(2018), Peylin et al. (2016), Raoult et al. (2021)). Cet outil repose sur un cadre bayésien qui cherche à minimiser une fonction de coût (qui s'appuie sur des métriques statistiques mesurant les performances du modèle par rapport à des observations) à travers l'étalonnage des paramètres considérés. Les gammes de variations de ces paramètres sont déterminées à l'aide de données rapportées dans la littérature et l'affinage des paramètres est effectué par ORCHIDAS.

Dans cette étude, ORCHIDAS a été utilisé pour étalonner certains paramètres d'ORCHIDEE qui peuvent être regroupés en 3 catégories : les paramètres spécifiques à chaque site, traduisant les spécificités pédologiques de chaque site par exemple, les paramètres dépendant du type de végétation (PFT-dépendant) et les paramètres généraux, considérés communs à chaque site. La liste complète des paramètres que nous avons étalonné, des gammes de variation que nous avons prescrites et des valeurs retenues pour l'étude, est fournie dans le tableau 4.4. L'ensemble des paramètres est étalonné de manière indépendante pour chaque site, permettant de maximiser les performances du modèle. Dans l'objectif d'une utilisation globale, les paramètres PFT-dépendants et génériques peuvent être étalonnés de manière à n'avoir qu'un jeu de paramètres pour l'ensemble des sites (ou pour l'ensemble des sites appartenant à un seul PFT). Cette deuxième stratégie d'optimisation n'a pas été utilisée dans notre travail. Les observations qui ont été utilisées pour l'étalonnage sont les flux de chaleur latente ( $LE$ ) et sensible ( $H$ ), le flux de conduction dans le sol ( $G$ ), le rayonnement net ( $R_n$ ) et les températures au milieu ( $T_{middle}$ ), au bas ( $T_{bottom}$ ) et à la surface ( $T_{surf}$ ) de la canopée.

L'objectif de l'étalonnage est double. Premièrement, compte tenu du caractère empirique des nombreuses équations décrivant les processus biogéochimiques, un grand nombre de paramètres est incertain. La calibration bayésienne permet de les estimer en prenant en compte des informations de plus haut niveau (comme les mesures de flux) et des informations sur nos connaissances a priori de ces paramètres. Deuxièmement, indirectement, elle permet de compenser certains biais dans le modèle ORCHIDEE (dûs à des processus non ou mal représentés) et de permettre une comparaison plus précise entre les bilans d'énergie des deux modèles. Elle permet ainsi de souligner les lacunes du modèle et les futurs développements nécessaires.

### 4.3.3.2 Stratégie d'évaluation

L'objectif de l'inter-comparaison est, lui aussi, double. Premièrement, elle permet d'évaluer la performance de nos deux modèles vis à vis des échanges d'eau de carbone et d'énergie avec l'atmosphère ainsi que de la représentation du micro-climat dans la canopée. Deuxièmement, l'inter-comparaison permet de relier les différences obtenues aux différences de paramétrisations et à leurs implications. Dans ce contexte, la comparaison entre les deux modèles doit s'effectuer sur une large variété d'écosystèmes, évoluant dans des conditions climatiques différentes.

La nécessité d'évaluer en profondeur les différences entre modèles et sur un large panel d'écosystèmes tout en conservant une analyse concise justifie une comparaison des modèles en deux temps. Dans un premier temps, une comparaison détaillée est effectuée sur le site forestier de Hainich (DE-Hai - forêt tempérée à feuilles caduques - Hêtre (*Fagus sylvatica*) - Knohl et al. (2003)), pour lequel on dispose de nombreuses mesures. Dans un second temps, une analyse multi-sites sur une partie des sites de la base de données est effectuée (l'étude sur les autres sites sera faite plus tard), permettant de voir le comportement des modèles dans différents environnements et écosystèmes. Chaque simulation est effectuée sur l'année qui a servi à la calibration, de manière à souligner les meilleures performances du modèle et à permettre une comparaison avec les années présentant le plus d'observations. Une évaluation plus complète sur l'ensemble des années de la base de donnée sera nécessaire dans le futur. Pour chacune de ces analyses, l'étude portera sur la capacité des modèles à représenter les flux d'énergie émanant de la

forêt et les gradients intra-canopée pour toutes les conditions de stabilité atmosphérique.

## 4.3.4 Évaluation des modèles et discussion

Pour les évaluations suivantes, les figures montrant un nuage de points correspondent à des résultats semi-horaire de chacun des modèles comparés aux observations pendant la période d'Avril à Octobre, quand le LAI est à son maximum. Ce pré-traitement permet de limiter les biais pouvant être introduits par la représentation peu précise du LAI vis à vis de la dynamique temporelle spécifique des sites pour le début de cycle et la période de sénescence. Les cycles saisonniers sont, eux, évalués en moyennant les résultats semi-horaires des modèles sur une période glissante de 1 mois. L'analyse de la stabilité est faite sur l'ensemble des périodes simulées par les modèles.

### 4.3.4.1 Analyse détaillée sur la forêt d'Hainich

#### Stabilité atmosphérique

La Figure 4.15 présente les paramètres de stabilité  $z/L$  modélisés par ORCHIDEE et MuSICA en comparaison au paramètre de stabilité observé sur site et analysé précédemment en section 4.3.1.4. Les deux modèles présentent une corrélation aux observations relativement faible bien que les résultats de MuSICA soient bien meilleurs que ceux d'ORCHIDEE. ORCHIDEE présente une tendance forte à la sous-estimation du paramètre (en valeur absolue), amenant à des régimes de stabilité principalement neutres ou faiblement stables ou instables. MuSICA présente des résultats plus cohérents pour les régimes de stabilité neutres et faiblement stables (ou instables) mais a quelquefois tendance à surestimer fortement la stabilité de l'atmosphère avec un fort nombre de points avec  $z/L > 1.5$  alors que, pour les observations,  $z/L < 2$ .

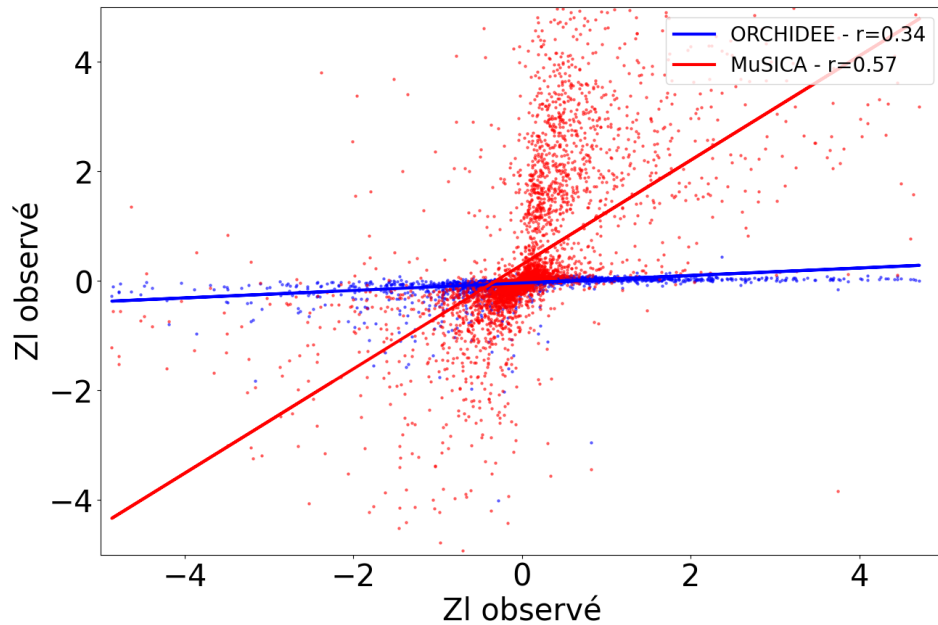


Figure 4.15 – Représentation du paramètre de stabilité  $z/L$  par ORCHIDEE (bleu) et MuSICA (rouge) au pas de temps semi-horaire d’Avril à Novembre, chaque point représentant la valeur de  $z/L$  modélisée (ordonnée) contre la valeur observée (abscisse) sur un pas de temps (semi-horaire)

L’analyse de la dynamique diurne et saisonnière pour chacun des modèles nous renseigne sur les moments pendant lesquels les modèles ont tendance à représenter des régimes de stabilité atmosphérique différents de ceux mesurés sur site. En comparaison aux figures 4.5 et 4.7, les figures 4.16 et 4.17 montrent des dynamiques similaires avec une augmentation des conditions atmosphériques instables en été et une diminution en hiver pour chacun des deux modèles. La forte tendance à la sur-représentation des conditions de neutralité par le modèle ORCHIDEE est également notable. En effet, les figures 4.16 et 4.17 confirment que le modèle a tendance à considérer la majorité des conditions atmosphériques comme neutres (et donc dominées par les effets de mélange turbulent). Au contraire, MuSICA représente plutôt bien les dynamiques diurnes et saisonnières observées à Hainich. Les conditions neutres sont également un peu plus dominantes que sur les figures 4.5 et 4.7. Cependant, l’absence de données de stabilité atmosphérique à Hainich en hiver peut expliquer cette tendance. Comme expliqué en section 4.3.1.4, les conditions neutres sont davantage observées lors des hivers pour les sites tempérés. L’absence de données à Hainich sur cette période entraîne une diminution de la représentation de ces conditions dans le cycle diurne de la figure 4.5. La prise en compte de mesures hivernales pourrait amener à rapprocher le cycle diurne observé à Hainich de celui modélisé par MuSICA.

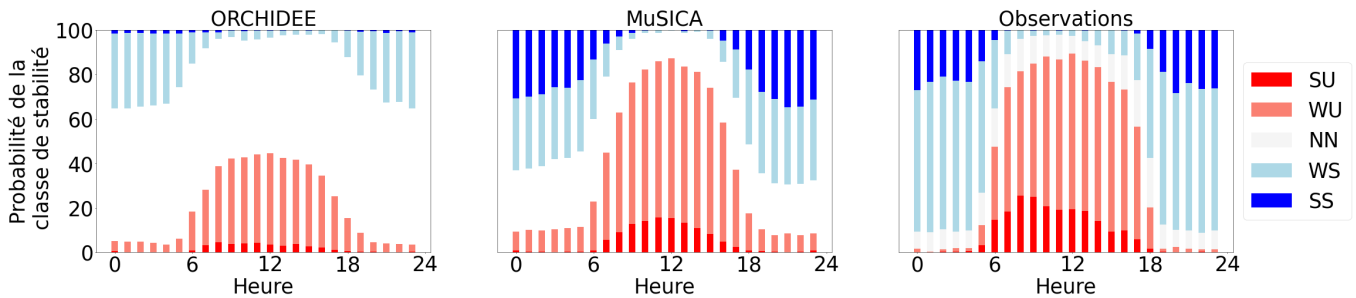


Figure 4.16 – Répartition des régimes de stabilité en fonction de l'heure d'après les calculs du paramètre  $z/L$  par ORCHIDEE (gauche) et MuSICA (droite) (même méthode d'analyse que pour la figure 4.5)

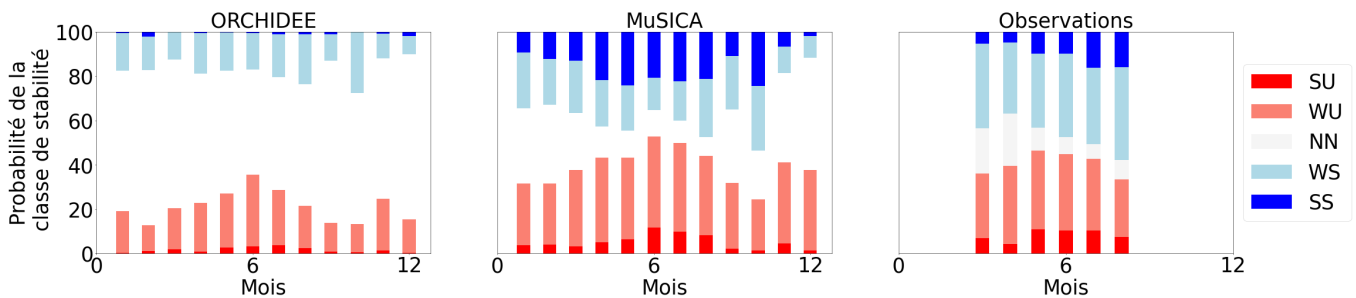


Figure 4.17 – Répartition des régimes de stabilité en fonction du mois d'après les calculs du paramètre  $z/L$  par ORCHIDEE (gauche) et MuSICA (droite) (même méthode d'analyse que pour la figure 4.7)

L'analyse des critères de stabilité atmosphérique simulés par ORCHIDEE et MuSICA permet de tirer deux conclusions principales :

- La qualité satisfaisante des résultats obtenus par MuSICA justifie son utilisation comme données de "comblement" dans la base de données;
- La sous-estimation forte du paramètre de stabilité par ORCHIDEE laisse penser qu'ORCHIDEE présente une forte sur-estimation de la vitesse de friction ou une sous-estimation importante du flux de chaleur sensible.

## Bilan d'énergie

La Figure 4.18 présente les cycles saisonniers des flux de chaleur latente et sensible et du flux de conduction dans le sol obtenus par ORCHIDEE et MuSICA sur la forêt de Hainich en 2001. Plusieurs points importants sont à noter sur ces deux figures. Tout d'abord, ORCHIDEE, comme MuSICA, ont tendance à surestimer le flux de chaleur latente pendant la période de développement foliaire rapide (Avril/Mai). Durant cette période, sur site, le LAI de la canopée croît relativement doucement et un sous-bois est majoritairement présent sur site. Ce sous-bois n'étant pas représenté dans ORCHIDEE, le LAI imposé est celui de la canopée directement (voir figure 4.18). Le fort LAI de la canopée a tendance à entraîner une surestimation du flux de chaleur latente pendant cette période (printemps), qui se traduit par une sous-estimation du flux de chaleur sensible sur la même période. Sur le reste de la période, les flux de chaleur sensible et latente sont tous les deux sous-estimés par ORCHIDEE. Cette tendance à la sous-estimation peut probablement s'expliquer en partie par une surestimation du stockage d'énergie dans la canopée en raison d'une absence de mélange turbulent (pouvant provoquer une accumulation de chaleur au sein de la canopée par exemple). La sous-estimation quasi constante du flux de chaleur sensible sur l'ensemble de l'année corrobore le

résultat obtenu sur l'analyse de stabilité. La sous-estimation du paramètre de stabilité  $z/L$  par ORCHIDEE s'explique donc partiellement par une sous-estimation du flux de chaleur sensible. Pour le modèle MuSICA, la répartition des flux de chaleur latente et sensible en été est opposée à celle observée sur site avec un flux de chaleur sensible plus fort que celui observé à Hainich et une sous-estimation du flux de chaleur latente. Enfin, chacun des deux modèles présente une légère surestimation du flux de conduction du sol en période estivale, contribuant partiellement, pour le cas d'ORCHIDEE, à la sous-estimation des deux flux à cette période.

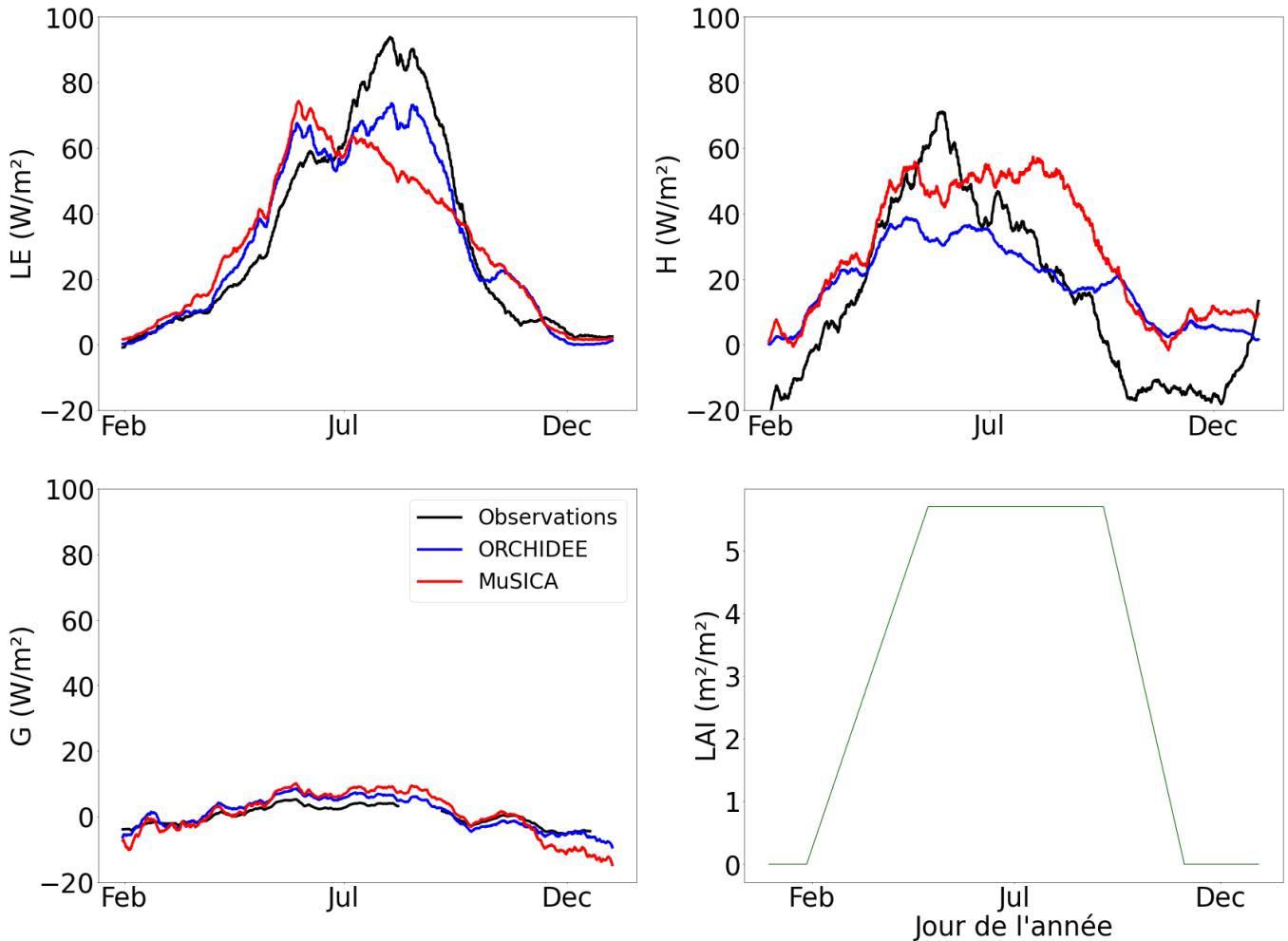


Figure 4.18 – Dynamique saisonnière des flux de chaleur sensible et latente à DE-Hai observé (noir), modélisés par ORCHIDEE (bleu) et par MuSICA (rouge). La dynamique saisonnière représentée correspond à des moyennes glissantes sur une période de 1 mois de l'ensemble des résultats des modèles à l'échelle semi-horaire

La figure 4.19 présente les résultats obtenus par chacun des deux modèles pour les flux de chaleur sensible et latente en fonction des régimes de stabilité mesurés sur site. La première observation qui peut être effectuée sur chacune des figures associées au flux de chaleur latente est la relativement bonne représentation du flux par ORCHIDEE dans chacune des conditions de stabilité. La sous-estimation estivale relevée sur la figure 4.18 est observable également en conditions instables avec une légère sous-estimation pour chacun des deux modèles pour les plus fortes valeurs de flux observées. De la même manière, les résultats obtenus pour le flux de chaleur sensible sur chacune des classes de stabilité confirment les résultats saisonniers obtenus précédemment. ORCHIDEE présente une sous-estimation quasi constante du flux de chaleur sensible dans les classes de stabilité neutres et instables (corres-

pendant aux moments où le flux de chaleur sensible est le plus fort). En conditions stables, par contre, ORCHIDEE surestime le flux de chaleur sensible. Cette observation est toutefois secondaire étant donnée la très mauvaise corrélation semi-horaire obtenue par chacun des deux modèles sur le flux de chaleur sensible dans ces conditions. Dans l'ensemble, le modèle ORCHIDEE montre une corrélation aux observations (à l'échelle semi-horaire) supérieure à MuSICA mais présente une sous-estimation constante du flux de chaleur sensible.

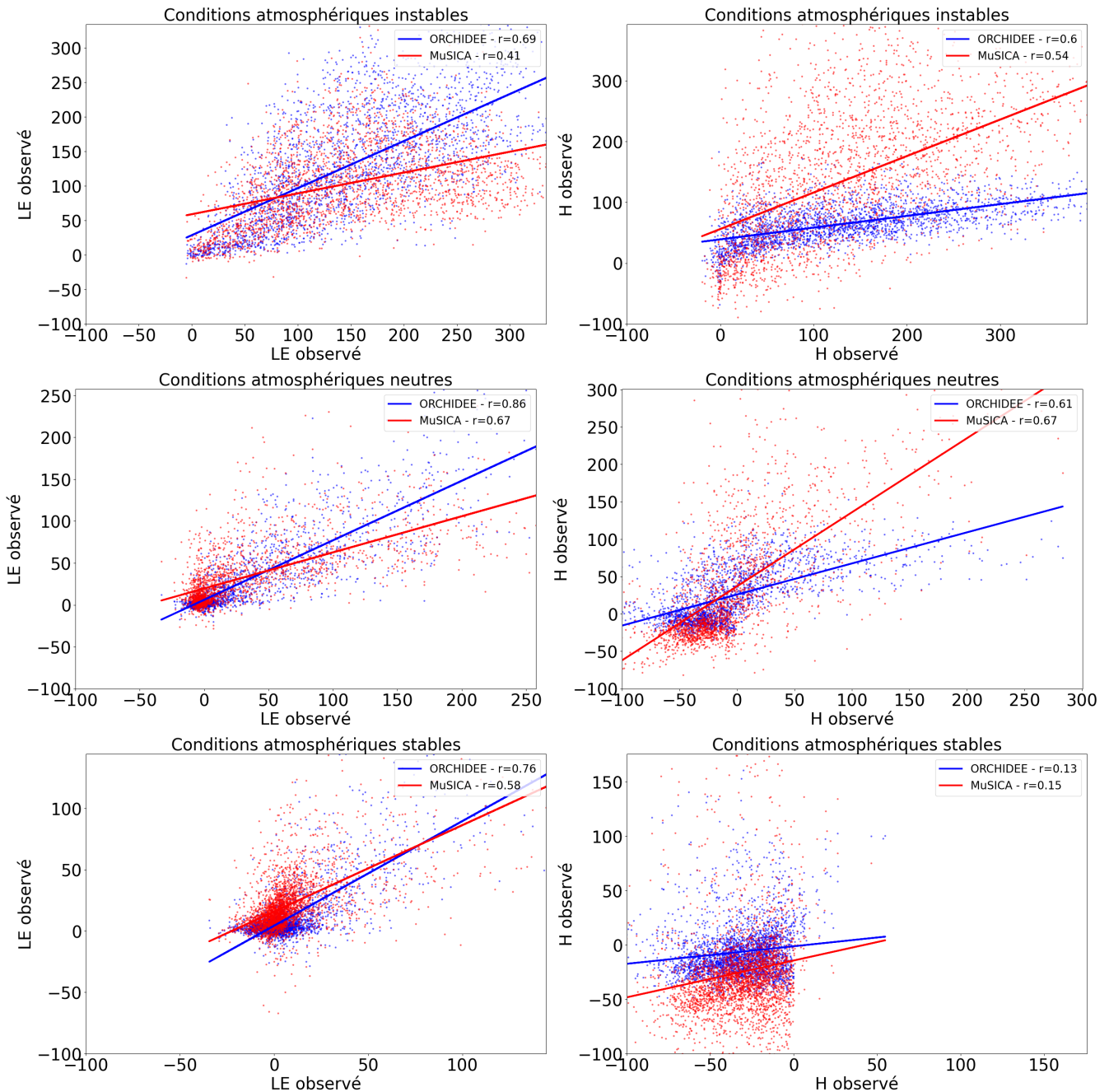


Figure 4.19 – Flux de chaleur sensible ( $H$  en  $W/m^2$ ) et latente ( $LE$  en  $W/m^2$ ) observé (en abscisse) contre modélisé (en ordonnée) par ORCHIDEE (bleu) et MuSICA (rouge) à DE-Hai au pas de temps semi-horaire d'Avril à Novembre en fonction du régime de stabilité atmosphérique déterminé par  $zL_{Calc}$  (panneaux supérieurs : régime instable ( $z/L < -0.02$ ); panneaux centraux : régime neutre ( $-0.02 < z/L < 0.02$ ); panneaux inférieurs : régime stable ( $z/L > 0.02$ ))

## Gradients intra-canopée

La Figure 4.20 présente le cycle saisonnier (moyenne glissante mensuelle) du gradient de température (défini comme la différence entre la température maximale et minimale au sein de la canopée) simulée sur l'année 2001 dans la forêt de Hainich par les modèles ORCHIDEE et MuSICA. Sur cette figure, ORCHIDEE présente une saisonnalité (pas de gradient de température en hiver et un gradient moyen de  $1.5^{\circ}\text{C}$  en été) plus marquée que MuSICA qui présente, lui, un gradient moyen de  $1^{\circ}\text{C}$  quasiment toute l'année. Le gradient de température estival est par conséquent plus fort chez ORCHIDEE qui se rapproche davantage des observations sur site, notamment en fin d'été. Par contre, ORCHIDEE surestime le gradient de température printanier et en début d'été. Comme mentionné précédemment, cette surestimation peut s'expliquer par la dynamique du LAI forcée sur site. La dynamique du sous-bois n'étant pas représentable dans ORCHIDEE, le LAI du sous-bois est partiellement représenté par une plus forte valeur du LAI de la canopée. Cette canopée non présente sur site à cette période de l'année, crée un gradient de température important dans le modèle qui n'est pas réaliste. Cette observation, couplée à celle sur les flux, souligne l'importance de la bonne représentation du profil vertical de LAI pour la représentation des gradients intra-canopée. Enfin, en hiver, lors des périodes sans LAI (dus à la perte du feuillage des arbres), un gradient de température de  $0.8^{\circ}\text{C}$  est toujours observable sur site et simulé par MuSICA mais pas par ORCHIDEE. Cette absence de gradient à cette période de l'année s'explique dans ORCHIDEE par la dynamique des turbulences qui est majoritairement contrôlée par la dynamique du LAI au sein de la canopée. En l'absence de végétation, la décroissance du profil de vent est beaucoup moins marquée et le mélange turbulent beaucoup plus efficace, entraînant une décroissance forte du gradient de température au sein de la canopée.

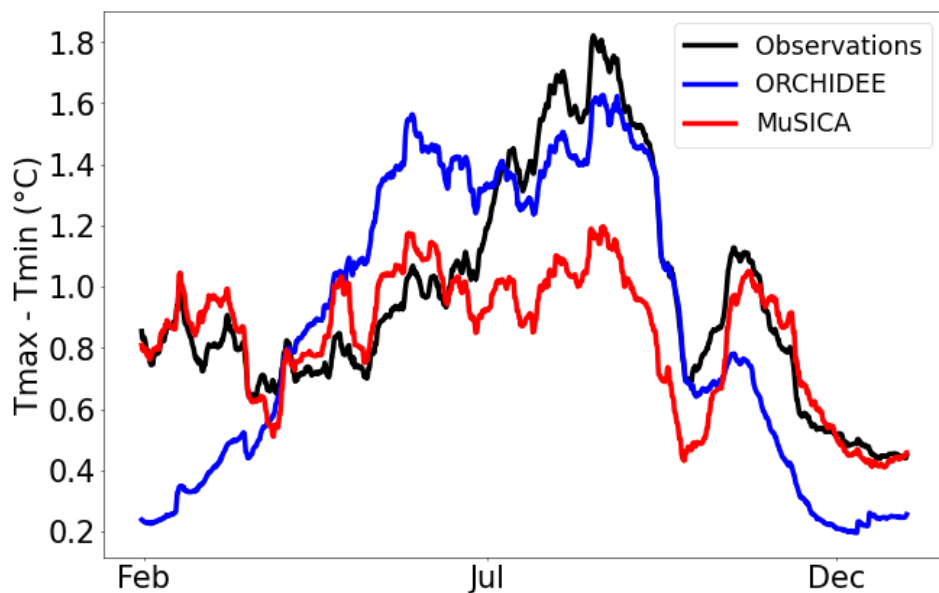


Figure 4.20 – Dynamique saisonnière de la différence de température intra-canopée ( $T_{max} - T_{min}$ ) observée (noir), modélisée par ORCHIDEE (bleu) et par MuSICA (rouge) à DE-Hai. La dynamique saisonnière est obtenue en effectuant une moyenne glissante sur un mois de l'ensemble des résultats des modèles au pas de temps semi-horaire

Les figures 4.21 et 4.22 présentent une vision plus détaillée de la dynamique du microclimat intra-canopée en Août 2001, en conditions atmosphériques stables, plutôt nocturnes, et instables, plutôt diurnes (définies par la valeur de  $zL_{Calc}$  à partir des observations de flux de chaleur sensible et de vitesse de friction). Sur ces figures, le profil de LAI

est représenté sur le panneau de gauche. Sur le panneau central gauche, les profils de vent observés (noir), modélisés par ORCHIDEE (bleu) et par MuSICA (rouge) sont représentés, le cumul (depuis la surface) de flux de chaleur sensible émis au sein de la canopée est représenté sur le panneau central droit et le gradient de température de l'atmosphère intra-canopée et dans les premières couches de sol est représenté sur le panneau de droite.

Dans chacune des conditions de stabilité atmosphérique les panneaux présentant les profils de vitesse du vent et de cumul de flux de chaleur sensible montrent des profils observés qui semblent peu cohérents avec une canopée s'arrêtant à 32 mètres comme modélisé. En effet, du point de vue du profil de vent premièrement, dans la sous-couche rugueuse, la zone située au-dessus de la canopée, le profil de vent semble suivre une loi exponentielle, comme au sein d'une canopée. Cette observation n'est modélisée par aucun des deux modèles qui ont tous les deux tendance à représenter, à l'entrée dans la canopée, la transition entre les décroissances logarithmiques et exponentielles. De même, le profil de cumul de flux de chaleur sensible observé corrobore l'observation précédente. Au-dessus des 32 mètres de la canopée théorique, aucune source de flux de chaleur sensible n'est censée être présente et le cumul de flux devrait être constant (en suivant la paramétrisation des modèles). L'augmentation (resp. la diminution) du flux de chaleur sensible en conditions atmosphériques instables (stables) semble révéler la présence d'une source (d'un puits) de chaleur sensible au-dessus de la canopée. Cette source (ce puits) peut être synonyme de la présence de végétation au-dessus de la hauteur théorique de la canopée, végétation non représentée dans les modèles. Cette observation résulte probablement du fait que la hauteur de 32m définie comme hauteur de canopée représente une valeur moyenne et que l'hétérogénéité horizontale sur le site pourrait conduire à ce que des arbres aient des hauteurs supérieures.

L'analyse du profil de vent au sein de la canopée révèle trois informations importantes. La première concerne le modèle ORCHIDEE et le raccord entre les profils de vent dans la sous-couche rugueuse et dans la canopée. Bien que théoriquement, comme présenté dans la section 4.2.2.2, la continuité du vent et de sa dérivée devrait être assurée, en pratique, cette continuité s'avère plus complexe à assurer. En effet, le calcul de la vitesse de friction, nécessaires à l'ensemble du calcul des coefficients de continuité doit être effectué au niveau de la hauteur de la canopée. La valeur associée étant hautement dépendante de la résolution des modèles de sous-couche rugueuse et de canopée, sa résolution est généralement effectuée de manière implicite grâce à un schéma itératif (Bonan (2016), Ogée et al. (2003)). Ici, de manière à simplifier le calcul et ne pas itérer sur un nombre important d'équations, la valeur de la vitesse de vent utilisée pour le calcul de la vitesse de friction est celle en haut de la colonne. Cette approximation, relativement forte, entraîne la discontinuité visible sur la figure. La deuxième observation remarquable sur les profils de vent en conditions stables et instables est le biais de chacun des deux modèles dans les basses couches de la canopée. Chacun des modèles tend à imposer des vitesses de vent horizontales très faibles. Cette vitesse quasi-nulle au sein du couvert n'est pas observée sur site ou un vent résiduel existe jusqu'au dernier niveau de mesures (2m) quelque soit les conditions de stabilité atmosphériques. Enfin, en haut de la canopée, la décroissance exponentielle du profil de vent dans les observations a tendance à faire décroître la vitesse du vent beaucoup plus rapidement à l'approche de la canopée que dans les modèles qui présentent une vitesse de vent bien plus forte en haut de la canopée.

L'analyse des profils de cumul de flux de chaleur sensible permet de mettre en évidence le comportement noté précédemment. Le modèle MuSICA, qui a tendance à surestimer le flux de chaleur sensible en été, présente un profil de cumul de flux de chaleur sensible beaucoup plus fort qu'ORCHIDEE ou que les observations en milieu de canopée. En conditions atmosphériques instables en Août (généralement associées à des flux de chaleur sensible plus forts), les couches centrales de la canopée ont tendance à émettre une forte quantité de flux de chaleur sensible, principalement en raison de leur ensoleillement. Au contraire, pour ORCHIDEE, la majorité du flux de chaleur sensible

est émis par les couches hautes de la canopée, les plus ensoleillées et donc les plus chaudes. Chacun des deux modèles présente cependant une augmentation du flux selon la verticale trop importante par rapport aux observations qui montrent une augmentation plus linéaire du flux en conditions instables (ces mesures pouvant être sujettes à caution). En conditions atmosphériques stables, généralement nocturnes, la végétation devient un puits de flux de chaleur de sensible (la température des feuilles devenant plus faible que celle de l'air environnant). La dynamique s'inverse donc dans les observations comme dans les modèles. Ici, le modèle MuSICA semble mieux représenter le puits de flux de chaleur sensible en comparaison d'ORCHIDEE du fait de la modélisation de températures de feuilles plus froides. Ces températures foliaires plus froides dans MuSICA peuvent potentiellement s'expliquer par une des différences fondamentales entre les deux modèles : la présence d'un bilan pour les feuilles à l'ombre dans MuSICA, alors que les feuilles d'ORCHIDEE sont principalement considérées comme ensoleillées (malgré un ensoleillement diminuant au fur et à mesure que l'on s'enfonce dans la canopée). Cette distinction entre les feuilles ensoleillées et à l'ombre entraîne une valeur moyenne de la température foliaire plus faible qui conduit à une diminution plus importante du flux de chaleur sensible diurne.

Enfin, le panneau de droite présente les gradients de température atmosphérique intra-canopée résultant des échanges avec la végétation et du transport turbulent au sein de la canopée. Une nouvelle fois, de fortes disparités entre les deux modèles et les observations peuvent être notées. Tout d'abord, le modèle ORCHIDEE ainsi que les observations présentent un gradient de température de l'ordre de  $2^{\circ}\text{C}$  en conditions instables. Cette observation, confirmant les résultats obtenus sur la figure 4.20, est cependant à nuancer à la vue des profils observés et modélisés. Le profil mesuré sur site est beaucoup plus progressif au sein de la canopée que le profil modélisé par ORCHIDEE. Dans ORCHIDEE, le profil de température présente une forte accumulation d'énergie au niveau des couches de végétation très ensoleillées. Cette forte accumulation est principalement due à deux facteurs : la forte augmentation du flux de chaleur sensible en haut de la canopée et des turbulences très faibles au sein de la canopée. Ces faibles transferts turbulents à partir du moment où l'on rentre dans la canopée diminuent fortement les échanges verticaux entre chacune des couches, permettant une accumulation de chaleur au sein de la canopée. Cette accumulation de chaleur (ou stockage) est à l'origine de la sous-estimation du flux de chaleur sensible en été dans ORCHIDEE et de la plus forte température de l'air en haut de la canopée. Ce stockage de chaleur laisse sous-entendre que la modélisation de la turbulence est à améliorer dans ORCHIDEE car beaucoup trop restrictive. De la même manière, le profil relativement plat au-dessus de la canopée laisse quant à lui sous-entendre que le mélange turbulent dans la sous-couche rugueuse est plutôt fort. Une discontinuité forte de la diffusivité turbulente est donc présente dans ORCHIDEE, sûrement liée aux problèmes de continuité évoqués sur le profil de vent. A titre de comparaison, le modèle MuSICA présente une atmosphère intra-canopée bien plus mélangée avec une température quasiment homogène (relativement éloignée des observations). En conditions stables, les deux modèles arrivent à reproduire la décroissance de la température au sein du couvert. Ils pêchent cependant à représenter la forte décroissance mesurée proche de la surface. Cette décroissance peut s'expliquer par la mauvaise représentation de la température du sol dans chacun des deux modèles. En effet, en conditions stables comme instables, chacun des modèles présente une température de sol plus forte que celle mesurée sur site. Cette sur-estimation peut provenir de plusieurs facteurs comme un mauvais étalonnage de la capacité calorifique thermique de la surface ou de la diffusivité thermique du sol. Ce mauvais étalonnage peut également expliquer la sur-estimation du flux de conduction dans le sol présentée en figure 4.18. Cette différence peut également s'expliquer par la présence d'un sous-bois sur site agissant comme un isolant et entraînant des températures de surface observées plus faibles.

In-canopy gradients for unstable atmospheric conditions in August - DE-Hai

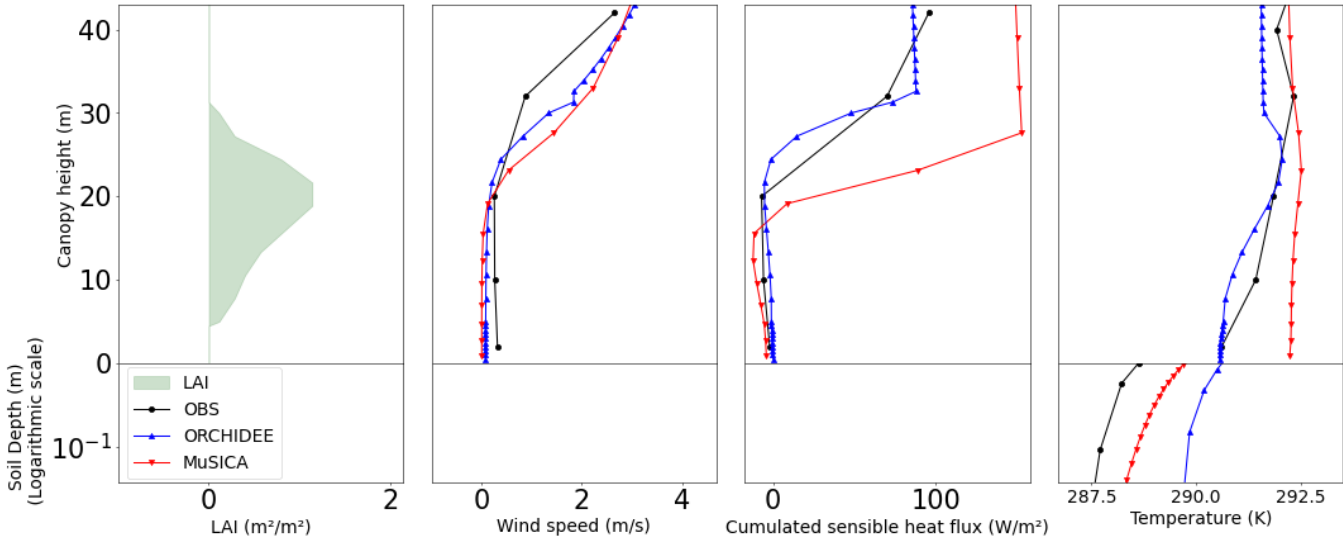


Figure 4.21 – Représentation des gradients intra-canopée à DE-Hai en conditions atmosphériques instables. Le panneau de gauche représente le profil de LAI imposé aux modèles, le panneau central gauche représente les profils de vent horizontal au sein de la canopée, le panneau central droit présente le cumul de flux de chaleur sensible au sein de la canopée et le panneau de droit présente les profils de température atmosphérique ( $T_{air}$  en K) au sein du couvert. Pour chaque panneau, les observations sont en noir, les résultats d’ORCHIDEE en bleu et les résultats de MuSICA en rouge.

In-canopy gradients for stable atmospheric conditions in August - DE-Hai

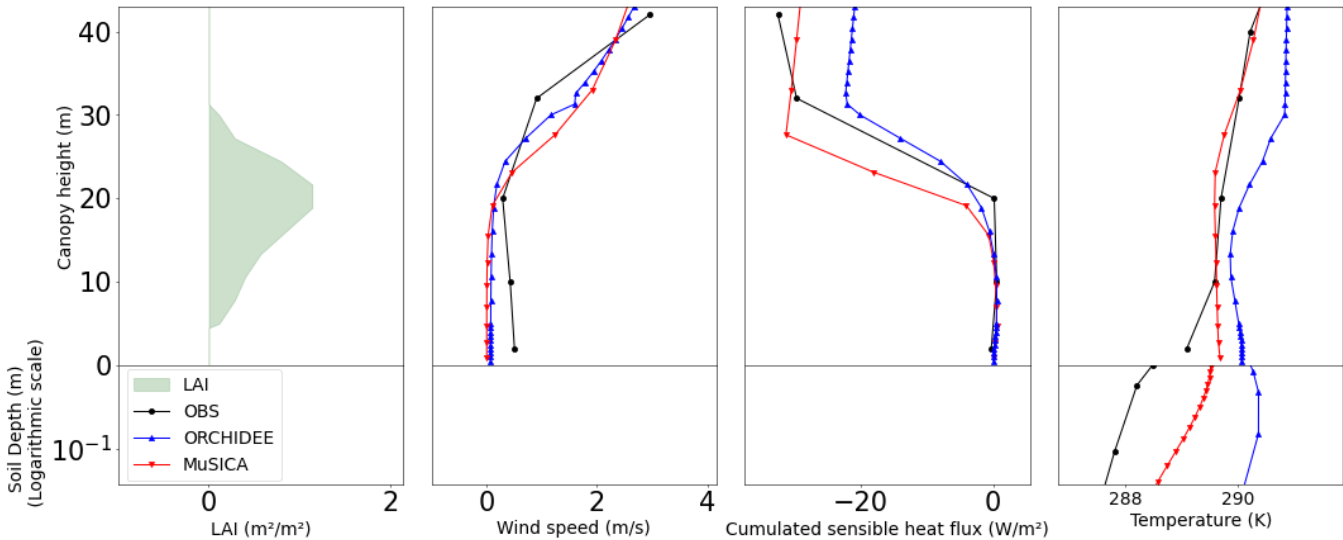


Figure 4.22 – Représentation des gradients intra-canopée à DE-Hai en conditions atmosphériques stables. Le panneau de gauche représente le profil de LAI imposé aux modèles, le panneau central gauche représente les profils de vent horizontal au sein de la canopée, le panneau central droit présente le cumul de flux de chaleur sensible au sein de la canopée et le panneau de droit présente les profils de température atmosphérique ( $T_{air}$  en K) au sein du couvert. Pour chaque panneau, les observations sont en noir, les résultats d’ORCHIDEE en bleu et les résultats de MuSICA en rouge.

## Paramétrisation d'ORCHIDEE

La table 4.4 présente l'ensemble des paramètres nécessaires à l'étalonnage du bilan d'énergie multi-couches d'ORCHIDEE (étalonnage selon  $LE$ ,  $H$ ,  $G$ ,  $R_n$ ,  $T_{middle}$ ,  $T_{bottom}$  et  $T_{surf}$ ) ainsi que leurs valeurs après étalonnage. Ces paramètres regroupent à la fois des paramètres empiriques utilisés dans des représentations de processus biogéophysique et des coefficients visant à étalonner augmenter ou réduire certaines quantités impliquées dans le modèle multi-couches. Une analyse rapide des résultats de ces paramètres permet d'identifier les processus pouvant nécessiter une révision.

Les paramètres du modèle de Massman and Weil (1999) décrit en section 4.2.1.2 qui n'ont jamais été étalonnés et qui impactent énormément la modélisation de la turbulence au sein de la canopée montrent le plus de changements après étalonnage. Ce phénomène s'explique par le fait que le modèle n'a jamais été étalonné auparavant et la paramétrisation par défaut conduit à des erreurs importantes sur les gradients intra-canopée simulés.

Le résultat de l'étalonnage du modèle de conductance stomatique est plus problématique. En effet, la résistance associée subit une augmentation de près de 80% avec le facteur  $SR_{fac}$  (les plages de valeurs et valeurs initiales étant récupérées de Ryder et al. (2016)). De plus, le paramètre  $p_{\%}$ , contrôlant le moment à partir duquel la conductance stomatique commence à être stressée par une diminution de la teneur en eau du sol, est augmenté à une valeur de 0.94, signifiant que la conductance stomatique (resp. résistance) commence à diminuer (augmenter) après une baisse de seulement 6% du contenu en eau total retenu dans le sol. Ces deux effets conjoints tendent à sous-entendre que le modèle calculant la conductance stomatique a fortement tendance à la surestimer. Cette surestimation peut être en grande partie due à la non-introduction d'un modèle à deux bilans (avec un bilan pour les feuilles ensoleillées et un bilan pour les feuilles à l'ombre) (*M. Sabot, communication personnelle*). Ce modèle, présent dans MuSICA, est absent d'ORCHIDEE et peut engendrer un biais important, compensé par l'étalonnage.

Tout comme pour la paramétrisation de l'architecture hydraulique au chapitre 3, l'étalonnage des contenus en eau résiduelle et à saturation montre que le modèle est une nouvelle fois très sensible au contenu en eau du sol et tente, via l'étalonnage, de limiter le contenu en eau dont la forêt dispose. L'analyse du Chapitre 3 montre que l'introduction d'une architecture hydraulique et d'un contrôle de la conductance stomatique par le potentiel hydrique des feuilles permet une meilleure contrainte de la capacité de rétention du sol. Un couplage du modèle de canopée multi-couches avec le modèle d'architecture hydraulique devrait donc permettre d'améliorer cette représentation.

Enfin, la figure 4.23 présente l'impact de l'étalonnage du modèle sur les résultats du bilan d'énergie multi-couches (flux de chaleur latente) pour le site de FR-LBr (ce site a été choisi plutôt que DE-Hai car l'impact de l'étalonnage y est plus important, permettant de souligner davantage le propos). En l'absence d'étalonnage, le modèle multi-couches peut résulter en de pauvres représentations des flux d'énergie. Cet étalonnage, en plus d'améliorer les performances du modèle en général, est donc, parfois, essentiel pour obtenir des résultats interprétables. Son impact fort sur les résultats et les mauvais résultats du modèle multi-couches par défaut suggèrent ainsi qu'un gros travail devra être effectué sur la paramétrisation du modèle de manière à l'utiliser de manière globalisée.

Paramètre	Description	Valeur initiale & [plage de valeur]	Valeur après étalonnage
a_2	Paramètre contrôlant le calcul du coefficient de trainée au sein de la canopée comme fonction de la densité de végétation	0.001 [0.0001 : 0.5]	0.34
a_3	Paramètre contrôlant le calcul du coefficient de trainée au sein de la canopée comme fonction de la densité de végétation	0.36 [0.15 : 0.8]	0.61
a_4	Paramètre contrôlant le calcul du coefficient de trainée au sein de la canopée comme fonction de la densité de végétation	-0.081 [-1.1 : -0.05]	-0.72
a_5	Paramètre contrôlant le calcul du coefficient de trainée au sein de la canopée comme fonction de la densité de végétation	0.028 [0.015 : 0.1]	0.095
ks_tune	Coefficient de contrôle des échanges entre le sol et la première couche d'air	0.75 [0.5 : 1]	0.92
BR_fac	Coefficient de contrôle de la résistance de couche limite	1 [0.1 : 1.5]	1.25
SR_fac	Coefficient de contrôle de la résistance stomatique	2.42 [1 : 2.5]	1.82
k_ext_fac	Coefficient de contrôle utilisé dans le modèle de transmission de rayonnement grande longueur d'onde	1 [0.2 : 1]	0.40
leaf_tks	Épaisseur des feuilles	0.00014 [0.0001 : 0.003]	0.0007
alb_leaf_ssa_scaling	Coefficient de contrôle de l'albedo des feuilles	1 [0.75 : 1.25]	0.99
alb_leaf_psd_scaling	Coefficient de contrôle de l'albedo des feuilles	1 [0.75 : 1.25]	1.16
alb_bare_scaling	Coefficient de contrôle de l'albedo de la surface	1 [0.75 : 1.25]	0.89
hc_scaling	Coefficient de contrôle de la capacité calorifique thermique du sol	1 [0.7 : 1.3]	0.78
stc_scaling	Coefficient de contrôle de la conductivité thermique du sol	1 [0.7 : 1.3]	0.81
p_%	Pourcentage de la capacité de rétention du sol en-dessous duquel les stomates commencent à se fermer	0.8 [0.55 : 0.95]	0.94
a1	Paramètre contrôlant la pente de Ball & Berry	0.85 [0.66 : 0.91]	0.85
b1	Paramètre impactant la sensibilité de la conductance stomatique au VPD	0.14 [0.06 : 0.22]	0.11
mcr_imp	Contenu en eau résiduel	0.08 [0.05 : 0.22]	0.15
mcs_imp	Contenu en eau à saturation	0.43 [0.35 : 0.7]	0.37

Table 4.4 – Liste des paramètres étalonnés pour le fonctionnement du bilan d'énergie multi-couches. Pour chaque paramètre, sa description, sa valeur par défaut, sa gamme de variation et sa valeur après étalonnage sont précisées

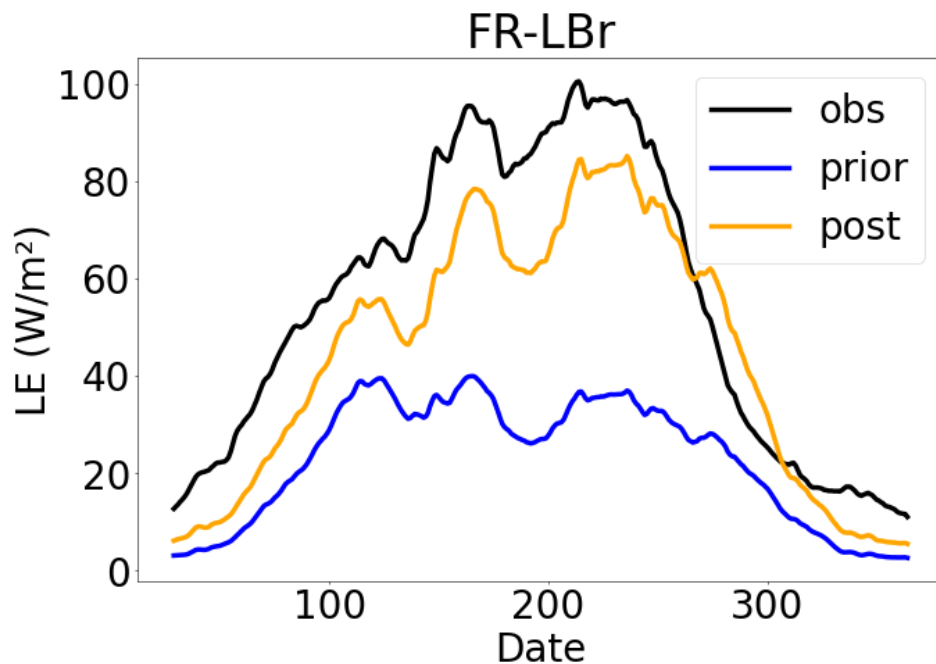


Figure 4.23 – Exemple d’impact de l’étalonnage sur les résultats du modèle de bilan d’énergie multi-couches sur le site de FR-LBr. Les observations sont présentées en noir, la valeur avant étalonnage en bleue et la valeur après étalonnage en orange

#### 4.3.4.2 Analyse multi-sites

La Figure 4.24 propose une première analyse multi-sites des résultats obtenus par ORCHIDEE, après étalonnage indépendant sur chaque site, et par MuSICA en comparaison des observations sur les sites DE-Hai, FR-Hes, FR-LBr et DE-Tha (l’étalonnage et l’évaluation sur les autres sites nécessitant plus de travail, elle ne fait pas partie de cette étude). Sur les panneaux de gauche, par site, on peut retrouver la sous-estimation systématique du flux de chaleur sensible dans ORCHIDEE pour les conditions atmosphériques instables. En effet, les résultats obtenus à Hainich et au Bray (FR-LBr) montrent qu’ORCHIDEE n’arrive pas à obtenir de valeurs aussi fortes que celles mesurées sur site en conditions instables. De son côté, MuSICA réussit à bien les reproduire, voire en les surestimant légèrement comme remarqué précédemment sur la forêt de Hainich. En conditions neutres et stables, les valeurs relativement basses obtenues par chacun des modèles sont comparables à celles obtenues dans les observations. ORCHIDEE présente cependant une légère surestimation en conditions neutres. L’étude des RMSDs pour chacun des sites permet de vérifier cette légère surestimation dans ORCHIDEE, avec des RMSDs légèrement supérieurs à MuSICA en conditions neutres. Les résultats des deux modèles sont comparables en conditions stables. Cependant, ORCHIDEE semble mieux performer en conditions instables avec une RMSD plus faible que MuSICA pour la majorité des sites. Cette baisse de la RMSD s’explique probablement par la surestimation du flux dans MuSICA.

L’étude des gradients intra-canopée permet de révéler des dynamiques plus intéressantes. En conditions atmosphériques instables, généralement en journée, lorsque les gradients observés à l’intérieur de la canopée sont forts, le modèle ORCHIDEE réussit à plutôt bien représenter les gradients sur chacun des sites observés. Les résultats sont plus mitigés en conditions atmosphériques stables. En effet, les gradients nocturnes restent assez forts sur site comme le montrent les observations sur chacun des sites. Ces forts gradients ne sont pas ou peu représentés dans ORCHIDEE qui simule en moyenne des gradients de température inférieurs à  $1^{\circ}C$ . Sur les forêts de Hesse et Hainich,

MUSICA reproduit de manière satisfaisante les gradients mesurés sur site (en les surestimant parfois). Ces résultats se ressentent sur les RMSDs qui sont plus faibles pour ORCHIDEE en conditions atmosphériques instables mais généralement plus forts que MUSICA en conditions stables. En conditions neutres, les résultats sont relativement comparables.

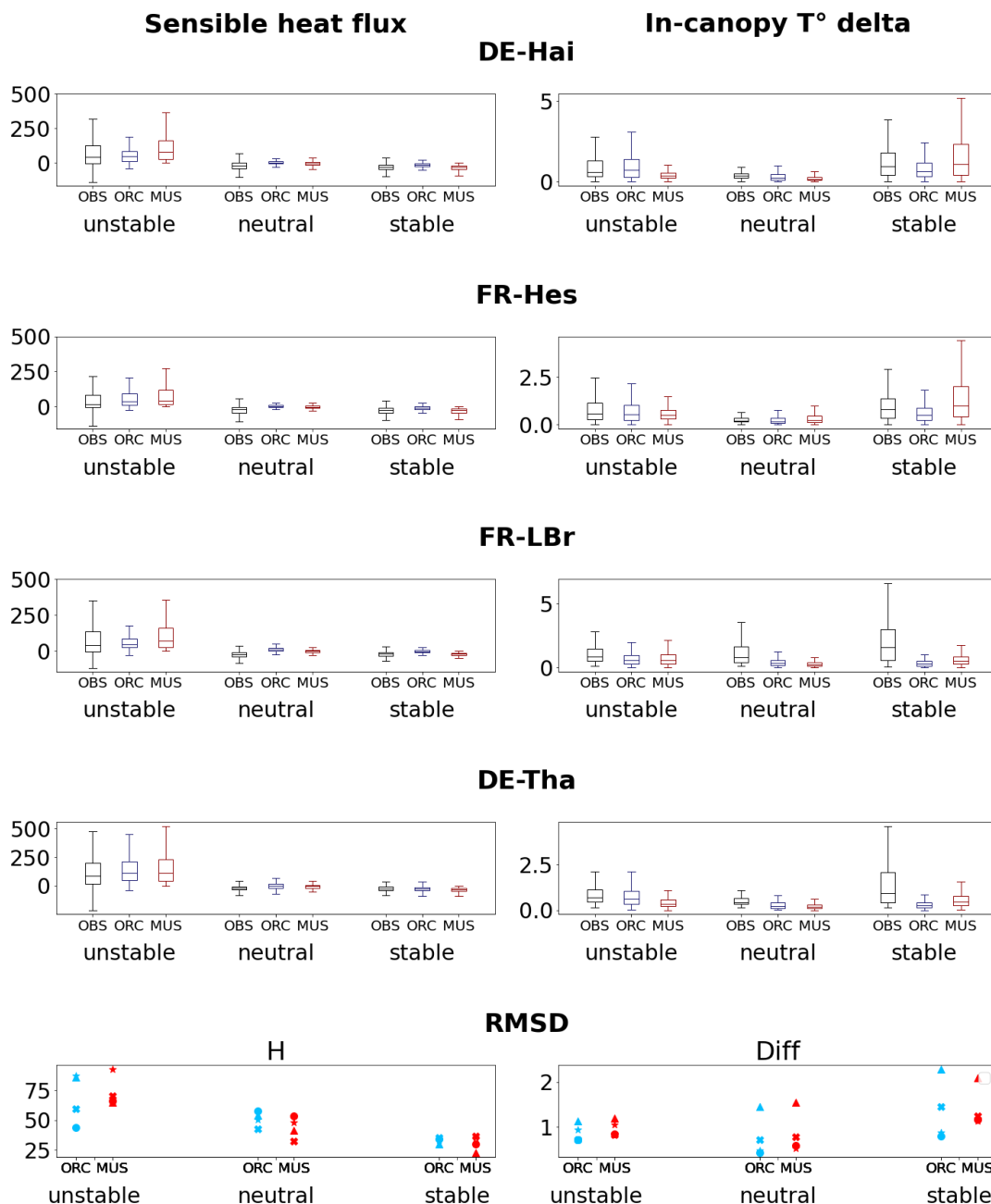


Figure 4.24 – Analyse multi-site des résultats des modèles ORCHIDEE (bleu) et MUSICA (rouge) en comparaison des observations (noir). Les panneaux par site présente les plages de variation du flux de chaleur sensible et de la différence de température modélisés par chaque modèle et observés. Les deux panneaux du bas présentent les RMSDs obtenus par chaque modèle sur chacun des sites. L'ensemble des résultats est présenté par classe de stabilité atmosphérique.

### 4.3.5 Conclusion intermédiaire

Cette première inter-comparaison entre MuSICA et ORCHIDEE permet de soulever plusieurs points intéressants qui mettent sur la piste de futures améliorations dans ORCHIDEE. En effet, l'étude détaillée sur site (et confirmée par l'étude multi-sites) a mis en évidence qu'ORCHIDEE semble sous-estimer systématiquement le flux de chaleur sensible en comparaison aux observations. Cette sous-estimation provient de plusieurs facteurs dont notamment l'accumulation de chaleur qui est observée en conditions atmosphériques instables. Cette accumulation de chaleur suggère une sous-estimation du mélange turbulent dans la canopée due à une mauvaise représentation du lien entre le profil de vent et la diffusivité turbulente. Cette mauvaise représentation du mélange turbulent dans ORCHIDEE se répercute également sur la représentation de la stabilité atmosphérique qui surestime fortement la part de conditions neutres dans le modèle. L'ensemble de ces résultats suggère qu'une profonde révision du schéma de transport turbulent est à effectuer dans ORCHIDEE de manière à améliorer ces représentations. Par la même occasion, les gradients de température nocturne pourraient être améliorés.

L'étude des résultats de l'étalonnage permet également de mettre en évidence un probable manque dans ORCHIDEE par rapport à MuSICA. En effet, la surestimation de la conductance stomatique (contrée par l'étalonnage) suggère que le modèle compense l'absence de prise en compte de l'exposition des feuilles dans le calcul des bilans. Cette surestimation de la conductance stomatique peut également être contrôlée par l'introduction du modèle d'architecture hydraulique présenté dans le chapitre 3. Le contrôle plus mécaniste de la conductance stomatique par l'état hydrique de la plante peut permettre un meilleur contrôle des échanges. Cette introduction permettrait également, comme le conclut l'article en section 3.2, de mieux étalonner la capacité de rétention d'eau du sol qui est ici limitée par l'étalonnage.

## 4.4 Couplage avec l'architecture hydraulique

Le chapitre 3 et la section précédente ont décrit l'implémentation de deux modèles essentiels à la représentation du microclimat intra-canopée dans le modèle ORCHIDEE. La section précédente a montré l'évaluation des échanges et du transport au sein de la canopée. Le chapitre précédent a décrit le contrôle de ces échanges grâce à l'état hydrique des plantes. Ces deux modèles sont cependant déconnectés pour le moment. L'objectif de cette section est de permettre un couplage complet entre les deux modèles.

Historiquement, la version ORCHIDEE-CAN d'ORCHIDEE possédait une version couplée des modèles de microclimat de Ryder et al. (2016) et d'architecture hydraulique de Joetzjer et al. (2022) comme décrit dans Naudts et al. (2015). Cependant, les limitations décrites dans les sections précédentes empêchaient le bon fonctionnement du modèle. En effet, le principe de résolution du modèle d'architecture hydraulique, basé sur la correction du flux de transpiration en période de stress hydrique imposait un re-calcul du bilan d'énergie pour pouvoir calculer le bilan associé à ce flux de transpiration. Dans le cas de l'utilisation du schéma "big-leaf" comme bilan d'énergie, ce nouveau calcul était légèrement coûteux mais l'inconvénient principal provenait principalement de la décorrélation entre les deux modèles. Cependant, dans le cas de bilan d'énergie multi-couches, ce couplage s'avérait beaucoup plus contraignant. En effet, du fait de l'imbrication de l'ensemble des échanges et du transport intra-canopée, il était quasiment impossible de contraindre le flux de transpiration (pour qu'il soit égal à la valeur restreinte fournie par l'ancien modèle d'architecture hydraulique). Pour résoudre ce problème, une solution itérative avait été introduite

permettant de faire converger le bilan d'énergie multi-couches vers une solution permettant de retrouver le flux de transpiration souhaité. Ce schéma itératif, en plus d'être extrêmement coûteux en temps calcul (le modèle itérant sur environ 4000 lignes de code), s'avérait être relativement inefficace (du moins, pour les tests effectués dans le cadre de cette thèse) car le schéma ne convergait pas à la fin du nombre maximum d'itérations imposé par le code et résultait en un bilan d'énergie non fermé. Le résultat était donc un modèle très coûteux avec des résultats erronés. Les développements que nous avons mené permettent de contraindre ces problèmes. En effet, en s'appuyant sur les caractéristiques fortes de la nouvelle architecture hydraulique, il est désormais possible de contraindre le bilan d'énergie grâce à cette dernière sans avoir à recalculer le bilan. Le gain en temps de calcul est fort et les résultats sont beaucoup plus précis.

### 4.4.1 Principe du couplage

Le couplage présenté ici repose sur une adaptation du schéma d'architecture hydraulique présenté dans le chapitre 3. Comme le montre la Figure 3 de l'article présenté en section 3.2, le modèle actuel ne représente qu'une seule couche de végétation (stockage et stomates). Cette représentation est adaptée à la représentation "big-leaf" pour laquelle le modèle a initialement été développé mais s'avère trop contraignante pour son utilisation avec le bilan d'énergie multi-couches. L'objectif est de pouvoir obtenir une représentation des potentiels hydriques de chacune des couches de canopée de manière à pouvoir contraindre la conductance stomatique dans chacune de ces couches grâce au modèle de photosynthèse présenté en section 2.1.4.1 (et déjà résolu par couche de canopée). Ce profil de conductance stomatique pourra ensuite être utilisé dans le modèle de microclimat.

Le principe du couplage entre les deux modèles se veut assez simple. La révision du schéma résistif peut être illustrée comme sur la Figure 4.25.

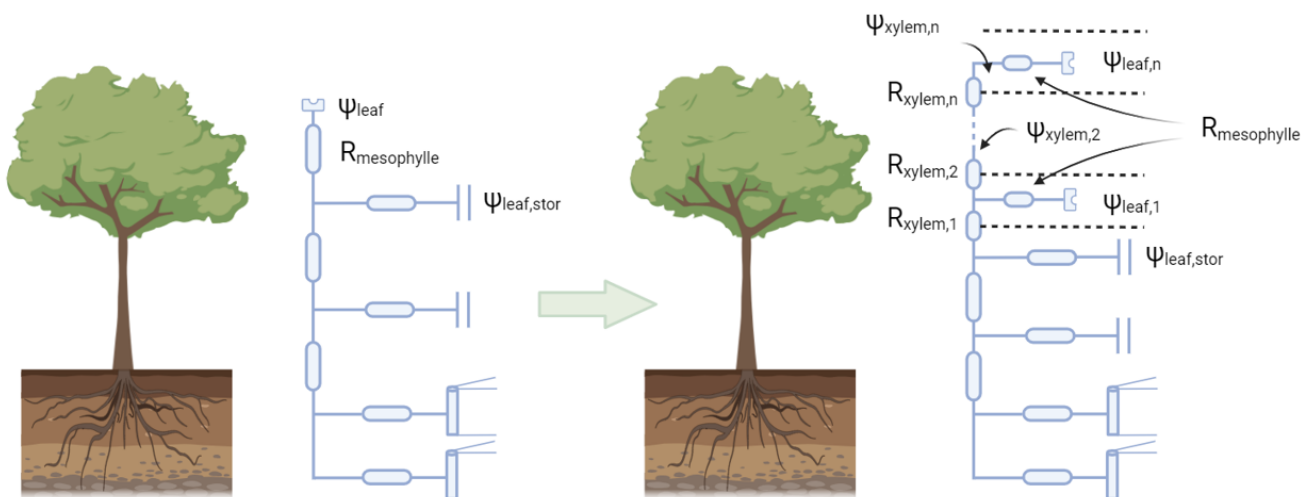


Figure 4.25 – Révision du schéma résistif de l'architecture hydraulique avant (gauche) et après (droite) son couplage avec le modèle de bilan d'énergie multi-couches.

Cette révision suppose cependant une hypothèse relativement forte. De manière à simplifier la résolution, à limiter le nombre d'équations et à limiter le nombre de variables sauvegardées, il a été décidé de considérer que

l'ensemble du stockage d'eau dans les feuilles et le tronc s'effectue "sous" la canopée et non pas dans chacune des couches. Ce stockage alimente donc un nombre  $N$  de couches supérieures qui auront des taux de transpiration différents du fait de la  $LAI$ , de l'humidité de l'air dans ces couches et du potentiel hydrique foliaire diminuant progressivement du fait des résistances hydrauliques ( $R_{xylem,i}$ , diminuées par la réoptimisation) de la couche mais pas à cause de l'eau stockée dans la couche.

La résolution du couplage devient par conséquent assez simple avec une résolution des potentiels hydriques s'effectuant lors de la seconde partie de la résolution présentée dans l'article de la section 3.2 du bas vers le haut. Le gradient de potentiel hydrique est ensuite sauvegardé et envoyé au module de photosynthèse dans lequel le profil de conductance stomatique est calculé et directement envoyé au module de bilan d'énergie multi-couches présenté ci-dessus.

## 4.4.2 Premiers résultats

En reprenant partiellement la méthode d'inter-comparaison de modèle et les configurations décrites dans l'étude précédente pour se focaliser sur les changements importants, les résultats des modèles simple (utilisant uniquement le bilan d'énergie multi-couches) et couplé (utilisant le bilan d'énergie multi-couches avec une représentation de l'architecture hydraulique de la végétation) sont relativement similaires. La Figure 4.26 présente les résultats obtenus par les deux configurations sur les périodes de stress hydrique (définie comme périodes durant lesquelles le contenu en eau du sol est inférieur à 10% de la capacité de rétention du sol) du mois d'Août 2004 en conditions atmosphériques instables.

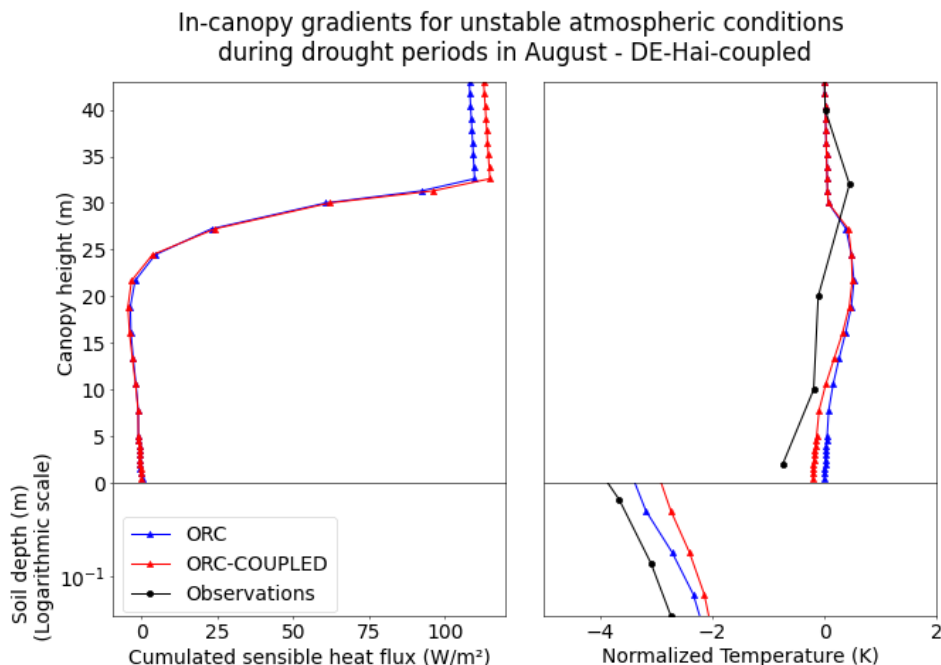


Figure 4.26 – Profil de cumul de flux de chaleur sensible (panneau de gauche) au sein du couvert pour les configurations couplée (rouge) et simple (bleu) en comparaison aux observations (noir) en période de stress hydrique en Août 2004 et en conditions atmosphérique instables et gradients de température atmosphérique associés (panneau de droite)

La principale différence entre les deux modèles est notable sur ces périodes de stress hydrique. En effet, sur ces périodes, le modèle couplé avec l'architecture hydraulique engendre un flux de chaleur sensible légèrement supérieur au modèle simple. Cette particularité est d'autant plus claire sur la figure 4.27 qui présente la différence entre les deux profils de densité de flux de chaleur sensible normalisé par leur valeur moyenne sur les périodes de stress hydrique. Bien qu'une légère baisse de la densité de flux soit notable au bas de la canopée, la forte hausse en haut de la canopée est à l'origine de l'augmentation du flux au dessus de la canopée et observé sur la figure 4.26. Cette hausse du flux de chaleur sensible s'accompagne d'une plus forte accumulation de chaleur sur le haut de la canopée qui présente un plus fort gradient vertical que le modèle simple.

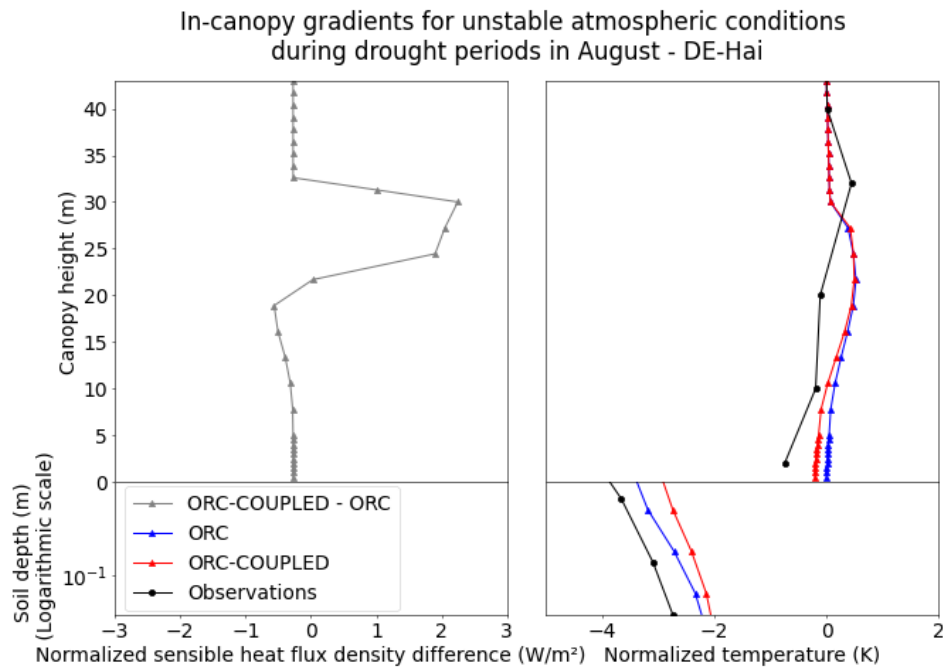


Figure 4.27 – Différence de profil de densité de flux de chaleur sensible au sein du couvert (ORC-COUPLED - ORC en gris) entre les configurations couplée (ORC-COUPLED en rouge) et simple (ORC en bleu) en période de stress hydrique en Août 2004 et en conditions atmosphérique instables avec les gradients de température atmosphérique associés

Durant ces périodes, les différences de flux de chaleur sensible proviennent de la représentation du transport de l'eau tout au long de l'arbre. En effet, les potentiels hydriques décroissent progressivement avec la hauteur de l'arbre. Cette décroissance des potentiels hydriques entraîne un stress hydrique plus fort à la cime des arbres qu'à leur pied et, par conséquent, une diminution du taux de transpiration (Frenne et al. (2021)). La décroissance du potentiel hydrique dans la configuration couplée est identifiable sur le panneau de gauche de la figure 4.28, qui présente les différences de profils dans la configuration couplée durant des périodes de stress et de non-stress hydrique. Le stress hydrique supplémentaire engendré par la décroissance des potentiels hydriques en haut de la canopée entraîne une diminution progressive de la conductance stomatique (panneau central gauche de la figure 4.28). Bien que la conductance stomatique décroisse en montant dans la canopée, le flux de chaleur latente ne diminue pas forcément (probablement du fait d'autres processus non-linéaires dans le modèle et du fait des différentes périodes d'évaluation - dues à la quantification du stress hydrique qui est propre à chaque configuration - pouvant entraîner une comparaison sur des journées présentant des VPD différents). Cependant, le panneau de droite montre une augmentation sensible de la température des feuilles sur ces périodes. Cette augmentation de la température est

à l'origine de l'augmentation du flux de chaleur sensible et traduit le fait que le refroidissement des feuilles par flux de chaleur latente n'est pas suffisant.

In-canopy gradients for unstable atmospheric conditions in August - DE-Hai

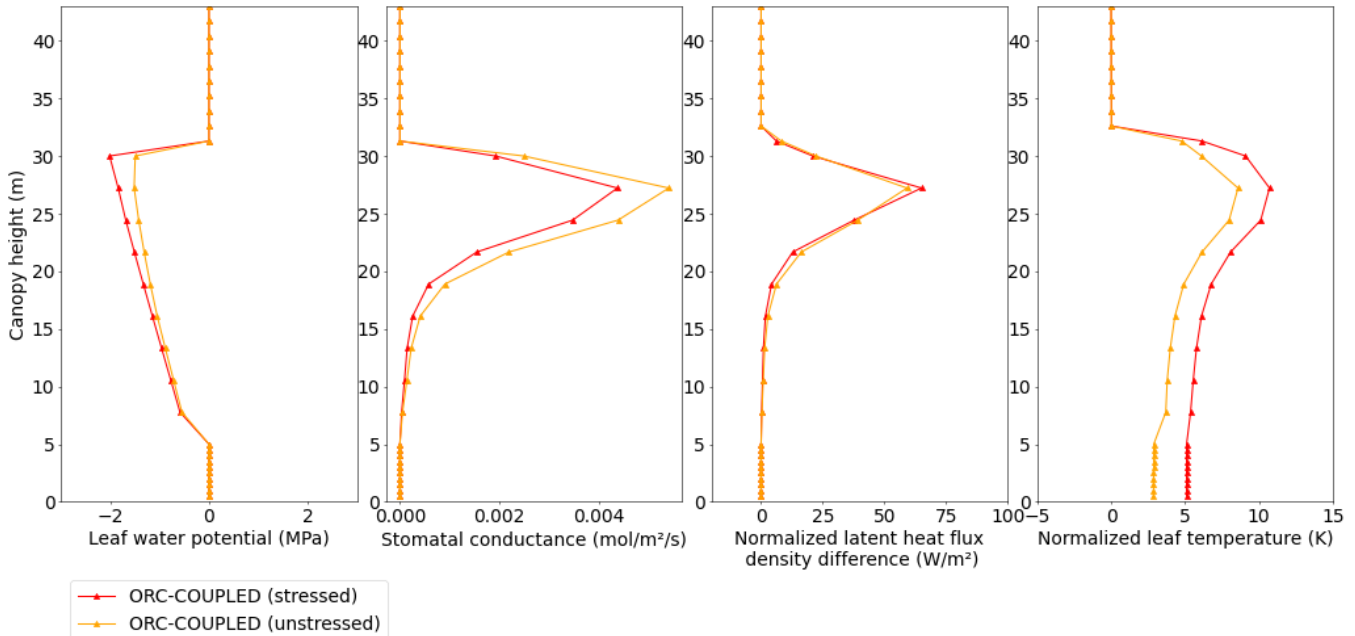


Figure 4.28 – Gradients intra-canopée de potentiel hydrique foliaire (gauche), conductance stomatique (central gauche), densité de flux de chaleur latente (central droite) et température foliaire (droite) pour la configuration de bilan d'énergie multi-couches couplée au modèle d'architecture hydraulique pour le site DE-Hai sur les périodes hydriquement stressées (orange foncé) et non stressées (orange clair) du mois d'Août 2004 en conditions atmosphériques instables

Bien que des analyses plus poussées sur le couplage entre ces deux modèles soient nécessaires, le couplage des deux modèles permet désormais d'obtenir un modèle d'échanges feuille-atmosphère cohérent du point de vue des bilans d'eau et d'énergie. L'ensemble des échanges d'eau et d'énergie entre les feuilles et l'atmosphère est désormais représenté, de même que le transport de cette énergie depuis le sol jusque dans les hautes couches de l'atmosphère.

## 4.5 Perspectives futures pour ORCHIDEE

L'introduction d'un modèle complet d'échanges d'eau et d'énergie entre les feuilles d'une canopée discrétisée et l'atmosphère au sein de la canopée permet une représentation cohérente des bilans associés mais souffre de plusieurs lacunes qu'il conviendra de combler.

Tout d'abord, comme il a été mentionné en sections 1.1.1.3, 1.1.1.4 et 2.1.4.1, les échanges entre les feuilles et l'atmosphère sont régulés par la conductance stomatique, elle-même régulée par de nombreux facteurs, notamment l'absorption de carbone. Cette assimilation de carbone est calculée, comme présenté en section 2.1.4.1, sur un modèle à plusieurs couches comme le modèle présenté juste au-dessus. Cependant, les deux modèles concernés ne sont pas couplés, introduisant deux lacunes fondamentales : les échanges feuille/atmosphère ne sont pas commandés par

l'assimilation de carbone et, comme évoqué en section 2.3.2.1, le profil de  $CO_2$  dans la canopée n'est pas représenté, entraînant une trop forte assimilation.

Deuxièmement, l'introduction d'un modèle complet de canopée discrétisée dans un modèle de surface continentale entraîne une augmentation sensible du temps de calcul. Ce problème, plus insidieux car il convient d'améliorer les performances du modèle également, est tout de même à réfléchir de manière à ne pas introduire de représentations inutilisables.

Enfin, un problème lié directement à la représentation introduite dans ORCHIDEE est la représentation simpliste du transport turbulent ne permettant pas une représentation concrète de certains processus comme la représentation des contre-gradients et l'accumulation de composés proche des sources. Cette lacune, due à la non prise en compte du terme de champ proche dans le coefficient de diffusivité turbulente comme présenté en section 4.2.1.2, se doit d'être comblée de manière à obtenir une représentation cohérente du transport intra-canopée mentionné en section 1.2.2.

## 4.5.1 Couplage avec le module de photosynthèse

Le premier point mentionné dans le paragraphe précédent est le non couplage du modèle de canopée avec le modèle de photosynthèse multi-couches. Comme mentionné, ce couplage permettrait, via l'introduction du profil de  $CO_2$  décroissant dans la canopée, de limiter la GPP (biais probable d'ORCHIDEE mentionné en section 2.1.5), et, également, de mieux contrôler la conductance stomatique (qui dépend directement de l'assimilation du carbone).

Représenter les gradients de carbone atmosphérique dans la canopée reviendrait à utiliser le modèle de bilan d'énergie multi-couches pour résoudre les équations de transport dans la canopée. En revenant aux sous-modèles principaux composant le bilan d'énergie multi-couches, on peut les décomposer en 2 catégories. La première regroupe l'ensemble des modèles contrôlant les échanges végétation/atmosphère. Cette catégorie englobe donc le bilan d'énergie de la feuille et l'ensemble des modèles permettant son calcul (modèle de transfert des rayonnements courtes et grandes longueurs d'ondes par exemple). La seconde catégorie concerne le transport de l'énergie et de l'eau dans la canopée. C'est cette seconde équation qui est intéressante pour le couplage avec le module de photosynthèse.

Dans sa forme la plus générale, dans le cas du déplacement d'une quantité  $C$  verticalement, l'équation 4.5 peut être réécrite de la manière suivante :

$$\frac{dC_{a,i}}{dt} = -\frac{\partial F_{C_{a,i}}}{\partial z} + S_{C,i} \quad (4.35)$$

où,  $C_{a,i}$  est la valeur de la quantité dans la couche  $i$  (humidité, température, concentration de  $CO_2$  ou d'autre composé),  $F_{C_{a,i}}$  est le flux de cette quantité entre deux couches et  $S_{C,i}$  est le flux de source dans la couche (flux de chaleur sensible des feuilles dans le cas de la température ou flux d'assimilation dans le cas de la concentration de  $CO_2$  dans l'air).

Représenter le profil de  $CO_2$  dans la canopée reviendrait donc à résoudre cette équation dans le cas de la concentration de  $CO_2$ . Pour ce faire, deux méthodes peuvent être mises en oeuvre. La première consisterait à résoudre l'ensemble du modèle de manière purement implicite en intégrant cette quantité aux équations précédentes. Dans le même pas de temps, seraient résolus le bilan d'énergie multi-couches, le module de photosynthèse multi-couches

et l'architecture hydraulique. Cette résolution, idéale, est impossible à moins de revoir, a minima, le schéma de résolution présenté en section 4.2.1.4 ou, revoir l'entièreté de la résolution d'ORCHIDEE. Une telle approche demande donc un travail conséquent.

Une solution plus simple se baserait sur une hypothèse implicitement effectuée dans le modèle de bilan d'énergie multi-couches. En effet, bien que la résolution du modèle se veuille implicite, plusieurs sous-sections du modèle sont résolues de manière semi-implicite ou explicite. C'est par exemple le cas du modèle de transfert de rayonnement grandes longueurs d'ondes, qui est résolu de manière semi-implicite. Pour les échanges végétation/atmosphère par exemple, bien que les gradients de température ou d'humidité des équations 4.5 & 4.2 soient évalués au même pas de temps que le flux, le terme de résistance, dépendant de la conductance stomatique, est évalué grâce à des grandeurs dépendant du pas de temps précédent (notamment le potentiel hydrique foliaire dans le cas du modèle couplé). Le modèle ne peut donc pas être considéré comme entièrement implicite et c'est sur ce point que le couplage avec le modèle de photosynthèse peut être effectué.

En effet, en reprenant l'équation 4.35, on peut désormais considérer que le terme source ne dépend que de l'assimilation calculée au pas de temps précédent. Le terme  $S_{c,i}$  devient donc indépendant de la résolution à l'instant  $t$  (puisque'il est calculé précédemment) et la résolution se résume uniquement aux équations suivantes :

$$\frac{C_{a,i}^{t+1} - C_{a,i}^t}{\Delta t} = -\frac{d^2 k_i^* \cdot C_{a,i}^{t+1}}{dz^2} + S_{C,i}^t \quad (4.36)$$

$$\frac{C_{a,i}^{t+1} - C_{a,i}^t}{\Delta t} = k_i^* \cdot \frac{C_{a,i+1}^{t+1} - C_{a,i}^{t+1}}{\Delta z_i \cdot \Delta h_i} - k_{i-1}^* \cdot \frac{C_{a,i}^{t+1} - C_{a,i-1}^{t+1}}{\Delta z_{i-1} \cdot \Delta h_i} + S_{C,i}^t \quad (4.37)$$

En raisonnant de la même manière que la résolution par induction proposée en section 4.2.1.4 (en enlevant la dépendance sur la quantité associée aux feuilles), on peut retrouver facilement une solution implicite permettant de calculer la concentration du composé dans chacune des couches de la canopée.

Ce profil de concentration serait ensuite envoyé au module de photosynthèse décrit en section 2.1.4.1. Il permettra de calculer le flux d'assimilation  $A$  de manière plus précise en se basant sur la différence de concentration de  $CO_2$  au sein de la couche et non plus entre les feuilles et les basses de couches de l'atmosphère.

Le principe de cette résolution peut, ensuite, s'appliquer à de nombreux autres composés ou éléments étudiés dans les canopées.

## 4.5.2 Transport intra-canopée grâce à une solution lagrangienne

L'implémentation d'une solution purement lagrangienne pour résoudre les turbulences intra-canopée n'est pas complètement incompatible avec la résolution du bilan d'énergie multi-couches. L'incompatibilité principale entre une solution lagrangienne et le modèle présenté repose sur la nature des deux modèles. D'un côté, la résolution du modèle de canopée multi-couches est purement eulérienne. L'objectif est de déterminer l'ensemble des flux à l'intérieur de la canopée en fonction de leur position dans la canopée. On détermine ici un champ de vitesses en tout point de l'espace considéré :  $U(x, t)$ . Comme nous l'avons déjà expliqué, dans le formalisme de la solution lagran-

gienne, on suit le mouvement d'une particule fluide émise par une source à un instant  $t_0$  depuis une position  $x_0$ . L'objectif est de déterminer la position de la particule à tout instant  $t$  en connaissant son point d'origine. On cherche ainsi à déterminer  $X(x_0, t)$ . L'approche eulérienne est donc particulièrement adaptée à une étude d'une canopée discrétisée regardant l'ensemble des couches séparément. Le profil de concentration d'un élément découlera majoritairement de l'étude des flux au sein de la canopée grâce aux équations démontrées précédemment. Comme l'approche lagrangienne s'intéresse aux trajectoires des particules, elle est moins adaptée à une étude localisée en un point et nécessite de considérer la canopée dans son ensemble.

L'introduction d'une approche lagrangienne dans le modèle de canopée multi-couches présenté précédemment, nécessite donc de revoir l'ensemble de la résolution du modèle. La solution par induction proposée en section 4.2.1.4 se basant sur un transport de composés et d'énergie d'une couche à l'autre n'est pas adaptée à une approche lagrangienne nécessitant de considérer l'ensemble des couches de la canopée au même pas de temps. La révision de ce schéma de résolution (synonyme de recodage de l'ensemble du module actuel) permettrait cependant l'introduction de modèles innovants comme le modèle de Raupach (1989a) cité et partiellement décrit précédemment en section 1.2.2.3 ou comme le modèle de Warland and Thurtell (2000). Ce dernier modèle est peut-être même plus intéressant que le modèle de Raupach (1989a) pour plusieurs raisons. Premièrement et physiquement, ce modèle donne de meilleurs résultats dans le champ proche que la théorie LNF (Warland and Thurtell (2000)). Deuxièmement, il propose une solution analytique et continue entre les champs proches et lointain. Enfin sa résolution est matricielle et peut s'effectuer simplement en résolvant l'équation suivante (Wohlfahrt (2004)) :

$$c_{a,i+1} = c_{a,i} + \frac{z_{i+1} - z_i}{2} \cdot \sum_{j=1}^n (M_{i,j} + M_{i+1,j}) \cdot S_j \quad (4.38)$$

Où,  $c_{a,i}$  représente la concentration dans la couche  $i$ ,  $z_i$  la hauteur de la couche et  $S_j$  le flux source dans la couche  $j$ . La matrice  $M$  représente le gradient de concentration à travers la couche  $i$  provoqué par une source unitaire dans la couche  $j$ .

Enfin, l'adaptation d'autres théories peut être envisagé pour résoudre le problème plus facilement qu'avec une solution purement lagrangienne. La première peut provenir d'une approche généralement utilisée pour le transport atmosphérique : l'approche semi-implicite, semi-lagrangienne. L'objectif de cette approche est d'appliquer les principes lagrangiens à un formalisme eulérien. On analyserait donc la canopée comme une canopée discrétisée au sein de laquelle des particules fluides seraient en mouvement mais on ne suivrait pas ces particules dans leur mouvement. L'objectif, de manière à conserver les principes lagrangiens, est, pour chaque particule fluide arrivant dans une couche  $i$  à l'instant  $t$ , de déterminer son origine grâce à une interpolation. Un exemple simple est celui d'une advection. Dans le cas d'une advection simple, le transport est régit par l'équation suivante :

$$\frac{DU}{Dt} = S(U) \quad (4.39)$$

Où  $D$  représente la dérivée particulaire propre au formalisme lagrangien ( $\frac{DU}{Dt} = \frac{\partial U}{\partial t} + u \frac{\partial U}{\partial z}$ ).

Dans le formalisme eulérien, résolu de manière implicite, l'équation aux dérivées partielles serait utilisée et serait discrétisée de la manière suivante :

$$\begin{aligned}
\frac{DU}{Dt} &= S(U) \\
\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial z} &= S(U) \\
\frac{U_i^{t+1} - U_i^t}{\Delta t} &= -U_i^{t+1} \cdot \frac{U_{i+1}^{t+1} - U_i^{t+1}}{\Delta z} + S(U_i^{t+1})
\end{aligned} \tag{4.40}$$

Dans le formalisme semi-lagrangien, la résolution est plus simple et plus directe :

$$\begin{aligned}
\frac{DU}{Dt} &= S(U) \\
\frac{U_i^{t+1} - U_{DP}^t}{\Delta t} &= \frac{1}{2} \cdot (S(U_i^{t+1}) + S(U_{DP}^t))
\end{aligned} \tag{4.41}$$

Le défi de l'approche semi-lagrangienne est d'obtenir une bonne approximation du point de départ (*DP*) permettant de déterminer d'où proviennent les particules fluides. Cependant, connaître le point de départ grâce aux vitesses calculées par l'équation ci-dessus amène à un système d'équations à plusieurs inconnues qu'il convient de résoudre de manière purement implicite. Une telle résolution itérative rendrait l'utilisation du modèle complètement obsolète, plusieurs méthodes d'interpolation semi-implicite ont donc été proposées (mais non décrites ici). Parmi elles, une interpolation par splines cubiques de Lagrange semble donner de bons résultats pour des pas des temps relativement longs (Diamantakis (2013)).

Bien que nécessitant beaucoup de travail théorique, cette approche peut permettre d'obtenir les avantages d'une approche lagrangienne dans un formalisme eulérien. Elle apparaît donc comme bonne candidate pour permettre de représenter les phénomènes d'accumulation autour des sources de la canopée qui apparaissent uniquement lorsqu'un formalisme lagrangien est utilisé.

Cette thèse nous a également amené à nous intéresser à d'autres approches de modélisation de la turbulence en général. Ces approches, assez éloignées de la modélisation de la turbulence intra-canopée peuvent cependant être des voies de travail intéressantes pour améliorer les représentations actuelles. Elles sont décrites en Annexe C.

### 4.5.3 Réduire le temps de calcul

Comme évoqué en section 1.2.1.3, l'introduction d'un modèle de canopée multi-couches, notamment avec la nécessité d'implémentation de modèles complémentaires, dans un modèle de surface continentale comme ORCHIDEE peut engendrer de fortes augmentations du temps de calcul. Cet enjeu est important pour les modèles globaux et il convient de proposer une solution pouvant permettre de limiter les coûts de calcul en vue de simulations globales et sur de longues périodes de temps.

Pour effectuer une telle limitation sans dégrader l'aspect physique du modèle, une première solution est d'envisager une adaptation du modèle ORCHIDEE sur de nouveaux supports de résolution. L'ensemble de la communauté de modélisation du climat est actuellement engagée dans le portage des codes tournants principalement sur CPUs (Central Processing Units) vers des unités de type GPUs (Graphics Processing Units) qui permettent d'effectuer un grand nombre de calculs en parallèle pour peu que le modèle soit adapté à ces nouvelles structures. Au sein de l'IPSL cet effort est engagé depuis plusieurs années et permettra donc d'implémenter plus facilement des schémas de type bilan d'énergie multi-couches, gourmands en termes d'opérations réalisées, mais fortement vectorisables.

L'introduction du modèle couplé entre l'architecture hydraulique et le modèle de canopée multi-couches permet, via la nouvelle résolution de l'architecture hydraulique, de limiter le nombre de conditions autrefois dédiées au re-calcul du bilan d'énergie. Le passage d'ORCHIDEE sur GPU sera également un enjeu majeur en parallèle du développement de la représentation de l'hétérogénéité sous-maille dans le modèle. En effet, le bilan d'énergie multi-couches nécessitant d'être appliqué sur chacun des types de plantes, la représentation de l'hétérogénéité sous-maille présenté dans le chapitre suivant devient nécessaire et va augmenter fortement le temps de calcul du modèle. L'utilisation de GPU va devenir indispensable de manière à pouvoir effectuer des simulations globales et long-terme, certains modèles l'ayant déjà employé comme le modèle E3SM qui a noté des vitesses d'exécution 25 à 50 fois supérieures sur leur modèle de canopée multi-couches en le résolvant sur GPU comparé à la résolution sur CPU (Bisht et al. (2024)).

Une autre manière de limiter le temps de calcul est de créer un émulateur du modèle de canopée multi-couches. Le principe, relativement simple, est d'entraîner un algorithme d'apprentissage (random forest, réseau de neurones...) sur des données de sortie du modèle pour pouvoir, a posteriori, ne faire tourner que l'algorithme de machine learning plutôt que le modèle initial. L'inconvénient majeur de cette approche est l'effet « boîte noire » découlant du modèle d'apprentissage associé à l'émulation. En effet, une fois le modèle entraîné, il n'y a plus de vision claire de ce qu'effectue le modèle et de comment il réagit. L'utilisateur fait en quelque sorte confiance au modèle sur ses sorties. L'enjeu principal de ces émulateurs est la création de la base de données d'apprentissage. En effet, c'est cette base de données qui va déterminer les performances du modèle. Une base de donnée biaisée va introduire des biais dans le modèle. Par exemple, dans le cas d'un modèle non linéaire ayant des réponses particulières à un évènement extrême comme une vague de chaleur par exemple, si la base de données d'entraînement ne contient pas d'évènements de ce type, le modèle d'apprentissage sera incapable, a posteriori, de reproduire le comportement particulier du modèle physique. L'introduction d'un modèle d'apprentissage apporte donc forcément une certaine quantité de biais qu'il convient de limiter. Un second enjeu important est l'introduction du modèle d'apprentissage dans un modèle de surface continentale comme ORCHIDEE. Ces modèles sont généralement codés dans des langages peu adaptés aux algorithmes d'apprentissage et l'introduction d'un tel modèle en leur sein peut s'avérer complexe.

Cependant, la rapidité d'exécution et la bonne précision des résultats des émulateurs dans la majorité des configurations pouvant être testées offre une réelle opportunité pour limiter le temps de calcul du modèle. Une première intégration est actuellement testée dans le modèle ORCHIDEE pour émuler le modèle de transfert radiatif courtes longueurs d'ondes décrit en section 4.2.1.3. Comme décrit précédemment, ce modèle est basé sur un processus itératif visant à calculer l'ensemble des transferts au sein de la canopée. Ce processus itératif est très coûteux et justifie à lui seul la nécessité d'un émulateur. Deux approches d'émulations ont été testées : une par random forest (*Rasolonjatovo et al. (in prep)*) et une approche par réseau de neurones (*Megret et al. (in prep)*). Ces deux approches similaires donnent des résultats intéressants pour une efficacité grandement agrandie.

## 4.6 Conclusions

*Dans quelles mesures l'intégration d'un modèle de canopée multi-couches dans un modèle de surface continentale permet-elle de représenter des gradients de température intra-canopée satisfaisants ?*

Ce chapitre présente le coeur de l'implémentation du microclimat dans le modèle ORCHIDEE. L'intégration dans le trunk d'ORCHIDEE et l'amélioration du modèle de microclimat permettent une première représentation des gradients intra-canopée à l'échelle du site de manière satisfaisante. La comparaison avec le modèle local MuSICA et avec les données de la base de données créée spécialement pour ces inter-comparaisons a permis de prouver la capacité du modèle à reproduire ces gradients ainsi que les flux émis par les forêts. Quelques limitations, mise en évidence par la comparaison et les perspectives peuvent tout de même permettre une amélioration sensible du modèle (mélange turbulent, bilans pour feuilles à l'ombre et au soleil...). Le chapitre suivant s'attachera à décrire les moyens mis en oeuvre actuellement pour étendre ces résultats de l'échelle locale à l'échelle globale de manière à pouvoir représenter le microclimat forestier sur l'ensemble du globe.

### Résumé des enjeux

Enjeux	Modèle à implémenter	Etat d'avancement
Améliorer le contrôle des échanges d'eau et d'énergie entre la végétation et l'atmosphère	Introduire une représentation de l'architecture hydraulique de la végétation	Implémenté (Chapitre 3)
Représenter les échanges intra-canopée et le transport de l'eau et de l'énergie dans et au-dessus de la canopée	Introduire un modèle de canopée multi-couche	Implémenté (Chapitre 4)
Améliorer les bilans de chacun des écosystèmes et mieux contraindre les échanges avec l'atmosphère	Introduire une représentation de l'hétérogénéité sous-maille	A implémenter

## Résumé des incohérences

Enjeux	Solution proposée	Section	Etat d'avancement
Schéma de résistance/fractionnement incohérent	Solution partielle : Chevauchement des flux de transpiration et d'évaporation de l'eau interceptée	2.2.2.1	Implémenté
Utilisation incohérente de la correction de Milly dans le calcul de l'ETP	-	-	-
Le transport aérodynamique n'est pas pris en compte dans le schéma de photosynthèse	Solution partielle : prise en compte de $R_{aero}$ dans le schéma de photosynthèse	2.2.2.2	Implémenté
Le profil de $CO_2$ dans la canopée n'est pas implémenté	Adapter le module de canopée multi-couches au schéma de photosynthèse	4.5.1	Développement futur
Le schéma de transpiration "big-leaf" est trop simpliste comparé au schéma de photosynthèse	Implémenter un bilan de canopée multi-couche	4.2 & 4.4	Implémenté
Le $CO_2$ atmosphérique imposé est constant dans le temps et l'espace	Imposer une carte de concentration de $CO_2$ ou une dynamique temporelle mensuelle	Non mentionné	A implémenter
L'humidité atmosphérique imposée au sol nu sous-canopée doit être celle de l'air dans la canopée	Implémenter un bilan de canopée multi-couches	4.2	Implémenté
La sous-couche rugueuse au-dessus de la canopée n'est pas représentée dans le modèle de canopée multi-couches	Implémenter le modèle de Harman and Finnigan (2007) et le coupler au modèle de transport intra-canopée	4.2.2.2	Implémenté
Le transport des composés dans le champ proche n'est pas représenté	Révision du schéma de résolution pour intégrer une représentation lagrangienne	4.5.2	Développement futur

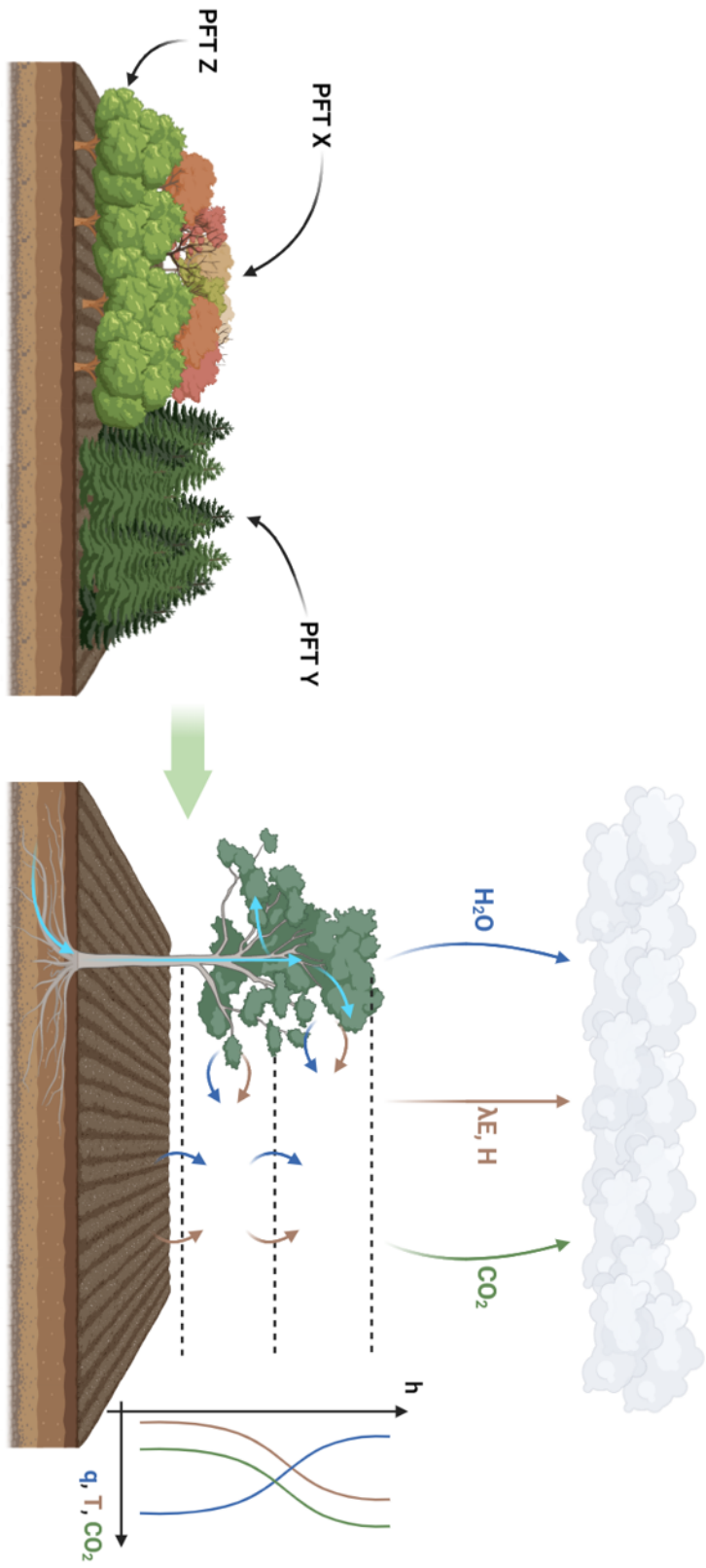


Figure 4.29 – Schéma récapitulatif de l'état d'avancement de la modélisation dans ORCHIDEE après introduction du bilan d'énergie multi-couches. Le bilan d'énergie de chaque PFT peut maintenant être représenté grâce à un bilan d'énergie multi-couches couplé au modèle de transport d'eau dans la végétation. Ce modèle ne peut pour le moment pas être utilisé sur une maille composée de plusieurs PFTs (comme sur le schéma de gauche).

## **Chapitre 5**

# **De la modélisation locale du microclimat à sa modélisation globale**

## 5.1 Introduction

Avec les deux modèles implémentés dans les chapitres précédents, ORCHIDEE est maintenant capable de représenter les bilans d'eau et d'énergie de manière discrétisée à l'intérieur d'une forêt. Cette représentation donne accès aux gradients de température et d'humidité dans l'atmosphère de la canopée ainsi qu'à l'état hydrique de la végétation des racines au sommet de la canopée. Bien que fonctionnant parfaitement avec le reste du modèle à l'échelle locale, le fruit de ces deux représentations n'est pas évaluable à l'échelle globale sans d'autres développements techniques. En effet, même si l'architecture hydraulique peut être utilisée à l'échelle globale, ce n'est pas le cas du bilan d'énergie multi-couches qui ne peut que simuler un site composé d'un seul type de végétation.

Faire fonctionner le modèle de canopée multi-couches à l'échelle globale et donc sur des mailles hétérogènes, peut à première vue, être effectué relativement simplement. Sans modifier la physique du modèle, il suffirait d'appliquer le modèle, à une canopée moyenne représentant l'ensemble des PFTs présents sur la maille. Cette vision relativement simpliste, et dans la continuité de l'approche "paramètres-agrégés" suivie dans ORCHIDEE pour le bilan d'énergie, peut être justifiable dans le cas de canopées mixtes composées de plusieurs espèces. Elle souffre cependant de très fortes limitations dans le cas de PFTs ayant des structures verticales différentes. En imaginant une maille composée d'un PFT de type culture et d'un PFT de type forêt, il est simple d'imaginer qu'appliquer un modèle de canopée homogène à une canopée mixte entre la culture et la forêt ne donnerait pas de résultats satisfaisants. Dans ce cas, la complexité introduite par le modèle serait complètement inutile et injustifiée.

Pour contrer cette limitation, la représentation d'une hétérogénéité sous-maille pour les bilans d'énergie et d'eau (de type mosaïque ou de mélange - cf section 1.2.3) dans le modèle semble nécessaire. Dans notre cas, cette représentation de l'hétérogénéité sous-maille consiste à résoudre les modèles présentés précédemment à l'échelle du PFT et non plus à l'échelle de la maille. Chaque modèle doit donc être résolu plusieurs fois, pour chaque PFT (justifiant d'autant plus, le nécessaire gain en temps calcul présenté en section 4.5.3). Comme présenté en section 1.2.3.3, la représentation de cette hétérogénéité sous-maille a également une justification vis à vis de la physique atmosphérique. En effet, l'hétérogénéité sous-maille impacte entre autres la formation nuageuse et l'ensemble des échanges atmosphériques. Son implémentation dans le modèle ORCHIDEE revêt donc une double facette : permettre la représentation du microclimat à l'échelle globale et améliorer la représentation des échanges entre les surfaces et l'atmosphère mais aussi permettre à terme de mieux simuler certains phénomènes atmosphériques.

Implémenter une représentation de l'hétérogénéité horizontale est un travail technique nécessitant de revoir une grande partie du modèle ORCHIDEE tout en conservant le fonctionnement physique du modèle. Ce travail est cependant nécessaire pour pouvoir, premièrement, estimer l'impact du passage d'un modèle "paramètres-agrégés" à un modèle d'hétérogénéité sous-maille de type mosaïque ou de mélange dans le modèle ORCHIDEE à l'échelle globale et, deuxièmement, d'étudier les bénéfices de la représentation des microclimats et la dynamique de ces derniers à des échelles spatiales et temporelles plus grandes que le site.

L'objectif initial de ce dernier développement était l'introduction d'une telle représentation dans le modèle ORCHIDEE. La finalité de l'étude, une analyse détaillée de la capacité d'atténuation des microclimats intra-canopée à l'échelle régionale (voire globale) justifiait ce développement et le temps passé dans cette direction. Ce travail s'est avéré trop ambitieux pour le temps imparti de cette thèse compte tenu des difficultés techniques rencontrées dans la finalisation du modèle d'architecture hydraulique et du bilan d'énergie multi-couches. L'ambition initiale de cette dernière partie a donc été revue à la baisse. Nous présentons néanmoins dans ce chapitre quelques résultats préli-

minaires qui permettent de tracer la route pour la suite. Ces travaux sont présentés en section 5.2. En parallèle, une réflexion plus poussée sur l'implémentation technique d'une représentation de l'hétérogénéité sous-maille dans ORCHIDEE a été effectuée. Cette réflexion est résumée en section 5.3 et détaillée en Annexe D. Enfin, quelques perspectives relatives à ce dernier développement sont énoncées en section 5.4.

## 5.2 Quantification de l'impact d'une représentation de l'hétérogénéité sous-maille dans ORCHIDEE

L'objectif de cette section est de présenter une courte étude préliminaire quantifiant les impacts d'une représentation de l'hétérogénéité sous-maille dans ORCHIDEE. Cette étude, à visée prospective, cherche à comprendre les changements qu'une telle représentation va engendrer dans les résultats du modèle ORCHIDEE ainsi qu'à déterminer les échelles spatiales et temporelles qui seront les plus impactées par cette représentation. Une fois la représentation de l'hétérogénéité sous-maille implémentée dans ORCHIDEE, une étude globale pourra être menée pour extrapoler ces résultats préliminaires à plus grande échelle.

### 5.2.1 Principe de l'étude

Le principe de l'étude est relativement simple. Le modèle ORCHIDEE sera testé sur trois sites de climats différents (tempéré, boréal et méditerranéen). Pour chaque site, plusieurs simulations sont effectuées dans des configurations différentes de manière à simuler une hétérogénéité sous-maille. Les sites d'étude seront considérés composés de deux types de plantes : 50% de forêt (forêt tempérée à feuilles caduques pour les sites tempérés et méditerranéens; forêt boréale à aiguilles sempervirentes pour le site boréal) et 50% de végétation basse de type C3.

Dans un premier temps, pour chaque site, une simulation classique d'ORCHIDEE, utilisant le modèle de bilan d'énergie big-leaf en fonctionnement "paramètres-agrégés", est effectuée. Dans un second temps, 2 simulations big-leaf indépendantes, considérant chacune que la maille est composée de 100% de forêt ou 100% de végétation basse, sont effectuées. Pour ce deuxième jeu de simulations, les flux résultants des deux simulations (forêt ou végétation basse) sont moyennés de manière à simuler une approche d'hétérogénéité sous-maille de type mosaïque (avec les flux de sortie moyennés, nécessaire dans le cadre d'une utilisation du modèle ORCHIDEE couplé au modèle d'atmosphère LMDZ qui ne peut recevoir que des flux moyennés sur chaque point de grille).

#### Sélection des sites :

Comme l'objectif de l'étude n'est pas de comparer les résultats des simulations précédentes avec des observations, mais plutôt de comprendre les dynamiques de chaque configuration et leurs impacts respectifs sur des variables clés du modèle, les études portent uniquement sur la comparaison des résultats des configurations entre

elles.

Les sites utilisés pour les études précédentes sont réutilisés pour ces nouvelles analyses. Les sites sélectionnés sont des sites aux propriétés climatiques particulières :

- Un site de climat tempéré : FR-Hes (lat : 48.6741, lon : 7.06465), la forêt de Hesse, en France (données utilisées : 1997-2006);
- Un site de climat boréal : FI-Hyy (lat : 61.8474, lon : 24.2948), la forêt de Hyytiälä, en Finlande (données utilisées : 1996-2013)
- Un site de climat méditerranéen : US-Ton (lat : 38.4309, lon : -120.9660), la savane arborée du ranch de Tonzi, aux Etats-Unis (données utilisées : 2001-2014)

## Configurations testées :

L'ensemble des configurations testées ci-après sont décrites dans le tableau 5.1.

Acronyme	Modèle d'hétérogénéité sous-maille	Cas d'étude	Description
BL	Paramètres agrégés	1 maille composée de 50% de Végétation basse et 50% de forêt	Un seul bilan d'énergie est calculé sur une maille composée de plusieurs PFTs : les paramètres de chaque PFT sont moyennés avant résolution du bilan d'énergie
MT-BL	Mosaïque	1 maille composée de 100% de végétation basse et 1 maille composée de 100% de forêt	Deux bilans d'énergies sont résolus sur deux mailles indépendantes composées uniquement de forêt et uniquement de végétation basse ; les flux résultants de ces deux simulations sont moyennés

Table 5.1 – Résumé des différentes configurations utilisées et cas d'étude associé pour l'analyse de l'impact de l'hétérogénéité sous-maille sur les résultats d'ORCHIDEE

## Méthode d'analyse :

### Forçage des configurations :

Chacune des simulations effectuées est forcée en utilisant les données FLUXNET2015 correspondantes au site considéré. De la même manière que pour leur utilisation dans les chapitres 3 et 4, les lacunes de ces données de forçage ont été comblées grâce à l'algorithme de Vuichard and Papale (2015). Chaque simulation est effectuée sans spinup sur l'ensemble de la durée de forçage disponible (voir la liste des sites ci-dessus). La dynamique foliaire sur site est également fixée en utilisant le modèle de forçage du LAI et les paramètres utilisés dans les chapitres précédents.

### Stratégie de calibration :

Les configurations présentées ci-après ne sont pas re-calibrées par rapport à leur calibration d'origine dans OR-

CHIDEE. Le modèle big-leaf est étudié tel qu'il est défini dans sa version par défaut. Cette stratégie se justifie par la volonté de comparer les paradigmes de modélisation entre eux.

### Stratégie d'évaluation :

Comme depuis le début de ce manuscrit, l'évaluation s'effectuera essentiellement sur les variables découlant des bilans d'eau et d'énergie. Pour le bilan d'énergie, les variables étudiées seront : le flux de chaleur latente ( $LE$ ), le flux de chaleur sensible ( $H$ ), le flux de conduction dans le sol ( $G$ ) et la température radiative de la surface ( $T_{rad}$  - définie grâce à la formulation des émissions de rayonnement grandes longueurs d'ondes :  $L \uparrow = \epsilon \sigma T_{rad}^4$ ). Pour le bilan d'eau, le flux de transpiration  $F_t$  et le contenu en eau du sol ( $SWC$ ) seront étudiés. Pour la configuration BL, ces grandeurs résultent directement du modèle (comme présenté en Section 2.1.2.2, le flux de transpiration est calculé séparément pour chaque PFT en fonction de leur conductance stomatique respective). Pour la configuration MT-BL, les grandeurs seront calculées en effectuant la moyenne pondérée des flux résultants de chaque configuration (pour la température radiative, le flux  $L \uparrow$  est moyenné puis  $T_{rad}$  est obtenu à partir de ce flux :  $T_{rad,moy} = (L \uparrow / \sigma)^{1/4}$ ). Enfin, une étude plus approfondie du partitionnement du flux de transpiration total entre les flux des différents PFT le composant est effectuée.

## 5.2.2 Résultats

### 5.2.2.1 Cycles saisonniers moyens

Comme pour chaque analyse, celle des cycles saisonniers moyens de l'ensemble des variables est effectuée sur chacun des sites. Les figures B.1, B.2 et 5.1 présentent les cycles saisonniers moyens obtenus dans chacune des configurations grâce à des moyennes glissantes des sorties semi-horaires sur un mois (ainsi que les différences absolues entre les deux configurations sur les axes secondaires). Les figures B.1 et B.2 sont placées en Annexe car aucun des deux sites (tempéré et boréal) ne présente de différences importantes justifiant de s'y attarder (changements inférieurs à 1% de la valeur du modèle paramètres-agrégés initial). Cette information suggère qu'en période d'utilisation classique, sans stress hydrique ni conditions météorologiques particulières, la version "paramètres-agrégés" du schéma big-leaf permet d'obtenir des flux en très bon accord avec une version "flux-moyennés". Dans des conditions météorologiques simples (sans sécheresse ou autre évènement extrême par exemple), le modèle ORCHIDEE apparaît donc assez linéaire, les disparités de chaque type de surface peuvent être moyennées avant le calcul du bilan d'énergie (paramètres-agrégés) ou après (mosaïque avec flux moyennés) sans conséquence.

Des résultats différents apparaissent sur le site méditerranéen. Comme le montre la figure 5.1, des disparités apparaissent lors de la période estivale du cycle saisonnier moyen. Ces disparités, apparaissant pendant les périodes de sécheresse annuelle sur site, suggèrent que le modèle devient non linéaire pendant les périodes de stress hydrique (probablement à cause de l'impact du stress hydrique sur l'équation 2.23 de la conductance stomatique). Cette non-linéarité se traduit par une diminution plus forte du flux de transpiration en début de stress hydrique et un maintien plus long d'une transpiration pendant la fin du stress hydrique. Ces changements peuvent impacter le flux de transpiration, en moyenne, à hauteur de 7% en début de stress hydrique et jusqu'à 20% à l'automne. Cet impact relativement fort se traduit sur les différentes composantes du bilan d'énergie. En effet, le flux de chaleur latente (majoritairement contrôlé par le flux de transpiration) subit un changement similaire alors que le flux de chaleur sensible subit un changement opposé (la diminution du flux de chaleur latente engendrant l'augmentation du flux de chaleur sensible; le flux de conduction dans le sol étant relativement constant). Un point intéressant est

le lien entre cette décroissance du flux de transpiration et le contenu en eau du sol. En effet, le maintien d'une plus forte transpiration avec la configuration BL en début de période de stress hydrique entraîne une décroissance plus forte du contenu en eau du sol à cette période. Cette décroissance entraîne un contenu en eau plus faible dans la configuration BL que dans la configuration MT-BL pendant la période estivale. Ce déficit n'est comblé qu'en fin d'été lorsque la configuration MT-BL maintient une transpiration plus importante dû à un contenu en eau du sol plus important.

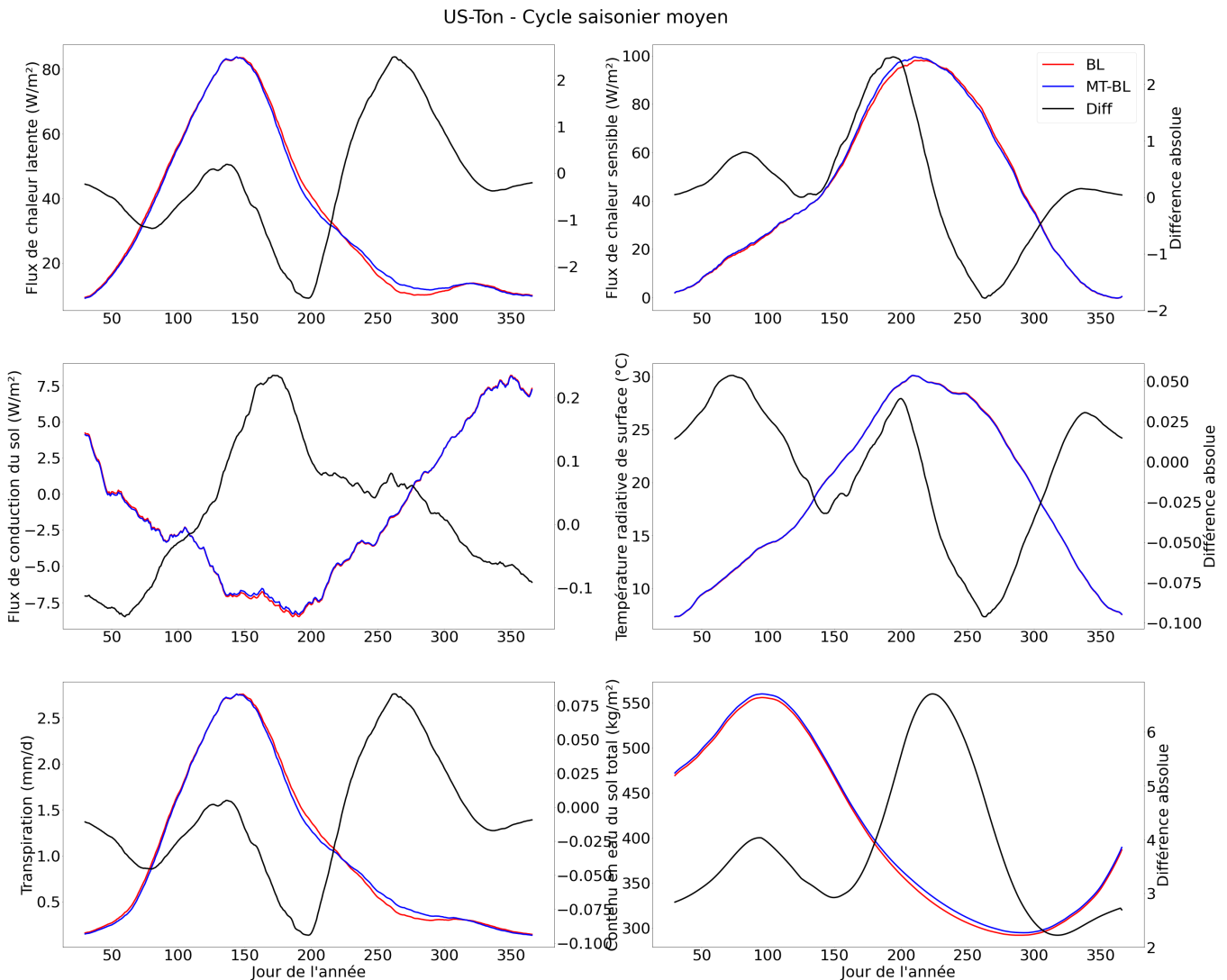


Figure 5.1 – Cycles saisonniers moyens des principales variables impactées par le passage à une représentation de flux-moyennés sur le site US-Ton (supérieur gauche : flux de chaleur latente ( $LE$  en  $W/m^2$ ); supérieur droit : flux de chaleur sensible ( $H$  en  $W/m^2$ ); central gauche : flux de conduction dans le sol ( $G$  en  $W/m^2$ ); central droit : température radiative de surface ( $T_{rad}$  en  $^{\circ}C$ ); inférieur gauche : flux de transpiration ( $F_T$  en  $mm/d$ ); inférieur droit : Contenu en eau du sol total ( $SWC$  en  $m^3/m^3$ )). Les cycles saisonniers moyens sont évalués grâce à un groupe de l'ensemble des résultats semi-heureux en fonction du jour de l'année auxquels ils correspondent. Une moyenne glissante sur 30 jours a ensuite été appliquée pour faciliter la lecture. Les différences absolues sont exprimées dans la même unité que la grandeur considérée.

Les effets décrits précédemment sont d'autant plus visibles lors des années de forte sécheresse. En effet, ces effets deviennent notables pour la forêt tempérée sur l'année 2003 (non présenté ici). Ils sont également très mar-

qués pour le site méditerranéen qui a subi une forte sécheresse sur l'année 2012. La figure 5.2 présente les résultats précédents pour l'année 2012. Une nouvelle fois, l'impact de la discrétisation sous-maille sur le flux de transpiration est très marqué, pouvant engendrer une diminution du flux de transpiration en début d'été de l'ordre de 12% et un maintien de transpiration en fin d'été de l'ordre de 50%. Ces effets se traduisent par des impacts d'autant plus notables sur le flux de chaleur latente et une compensation importante sur le flux de chaleur sensible. Le cycle saisonnier du contenu en eau du sol nous renseigne également sur la sécheresse hivernale qui a touché la Californie au début de l'année 2012 et impacté négativement le contenu en eau du sol de la configuration BL qui présente un déficit par rapport à la configuration MT-BL dès le début de l'année. Ce déficit entraîne une plus grande sécheresse dans la configuration BL au milieu de l'année.

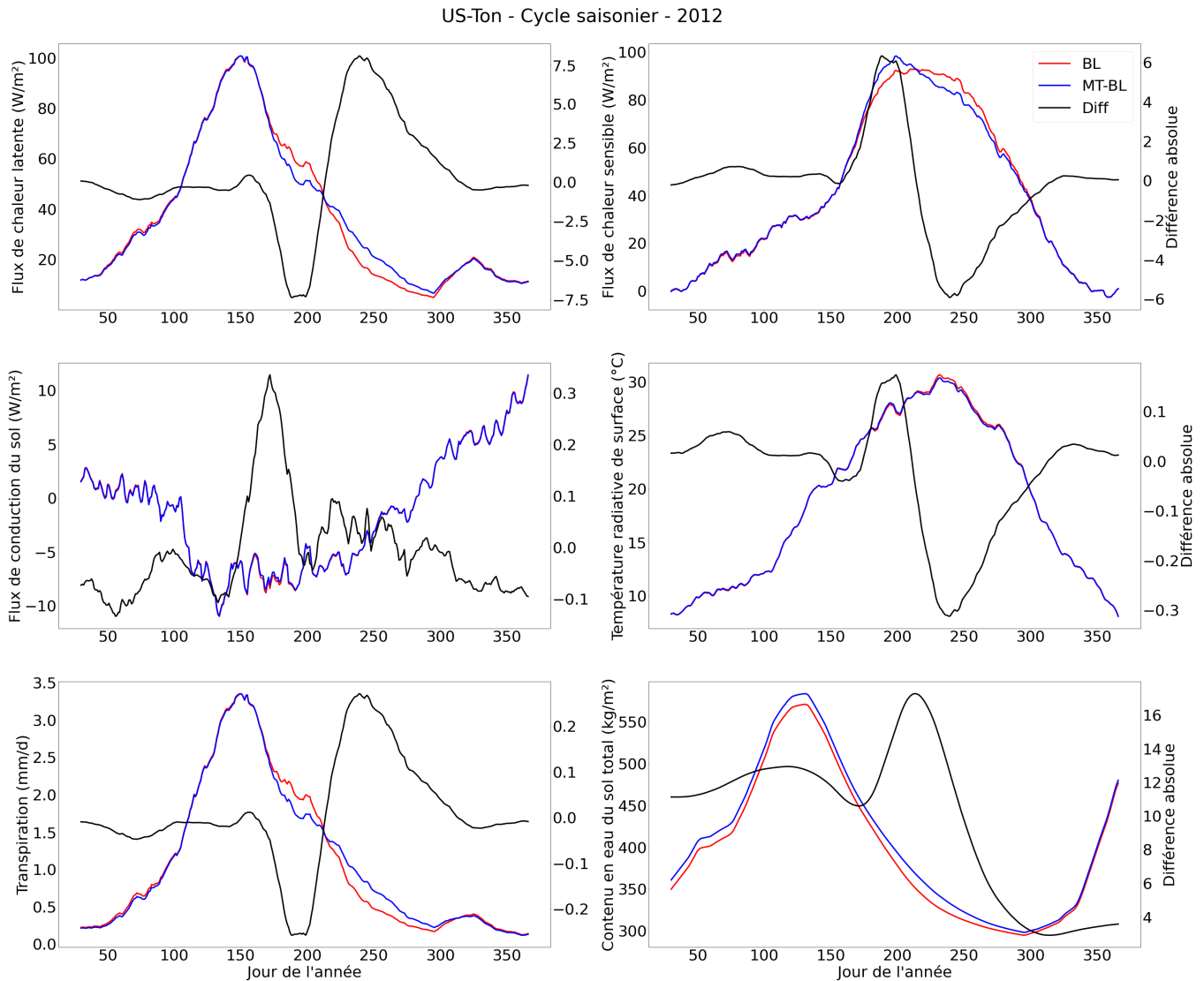


Figure 5.2 – Cycles saisonniers moyens des principales variables impactées par le passage à une représentation de flux-moyennés sur le site US-Ton durant l'année 2012 (supérieur gauche : flux de chaleur latente ( $LE$  en  $W/m^2$ ); supérieur droit : flux de chaleur sensible ( $H$  en  $W/m^2$ ); central gauche : flux de conduction dans le sol ( $G$  en  $W/m^2$ ); central droit : température radiative de surface ( $T_{rad}$  en  $^{\circ}C$ ); inférieur gauche : flux de transpiration ( $F_T$  en  $mm/d$ ); inférieur droit : Contenu en eau du sol total ( $SWC$  en  $m^3/m^3$ )). Les cycles saisonniers moyens sont évalués grâce à un groupe de l'ensemble des résultats semi-horaires en fonction du jour de l'année auxquels ils correspondent. Une moyenne glissante sur 30 jours a ensuite été appliquée pour faciliter la lecture. Les différences absolues sont exprimées dans la même unité que la grandeur considérée.

### 5.2.2.2 Répartition du flux de transpiration

Les résultats précédents montrent que les divergences majoritaires entre les configurations proviennent de la représentation du flux de transpiration. Cette partie s'attache à déterminer l'impact de la représentation de l'hétérogénéité sous-maille sur la représentation de ce flux, notamment sur la part que chaque PFT a dans le flux total. Pour chacun des sites, les résultats sont présentés pendant une année de sécheresse : 2003 pour le site tempéré et le site boréal (la sécheresse de 2003 n'a en réalité pas eu un impact conséquent pour le site boréal mais c'est l'année la plus sèche de la série temporelle) et l'année 2012 pour le site méditerranéen. Pour la configuration BL, les flux de

transpiration par PFT sont calculés par le modèle. Pour la configuration MT-BL, de manière à pouvoir être comparée à la configuration BL, les flux de transpiration par PFT sont multipliés par la fraction de grille couverte par chaque PFT.

Les figures 5.3, 5.4 et 5.5 montrent les cycles saisonniers (moyenne glissante sur un mois) des flux de transpiration et des contenus en eau du sol de chaque PFT (forêt et végétation basse) ainsi que le flux total (après moyenne des flux de chaque PFTs pour la configuration MT-BL). Pour chaque site, les différences entre les flux de transpiration de la forêt et de la végétation basse modélisés par les configurations BL et MT-BL sont également représentées pour souligner la dynamique des différences (pour chaque type de végétation (forêt et végétation basse), la quantité  $X_{MT-BL} - X_{BL}$  est représentée; X correspondant ici au flux de transpiration ou au contenu en eau du sol). Tout d'abord, il est important de noter que malgré le manque apparent d'impact sur le flux total, des différences importantes apparaissent dans le partitionnement des flux de transpiration. En effet, la dynamique du cycle de l'eau de chaque PFT change légèrement en moyenne sur l'ensemble du cycle saisonnier.

La figure 5.3 montre les changements obtenus sur le site tempéré. L'introduction de l'hétérogénéité sous-maille et la moyenne effectuée sur les flux sortants entraîne une transpiration forestière plus importante en début d'année avant une décroissance plus marquée pendant la période de sécheresse. Bien que le changement total sur l'année soit relativement faible, il peut atteindre 10% de la valeur du flux forestier au maximum. De manière opposée, la transpiration de la végétation basse a légèrement augmenté pendant la sécheresse.

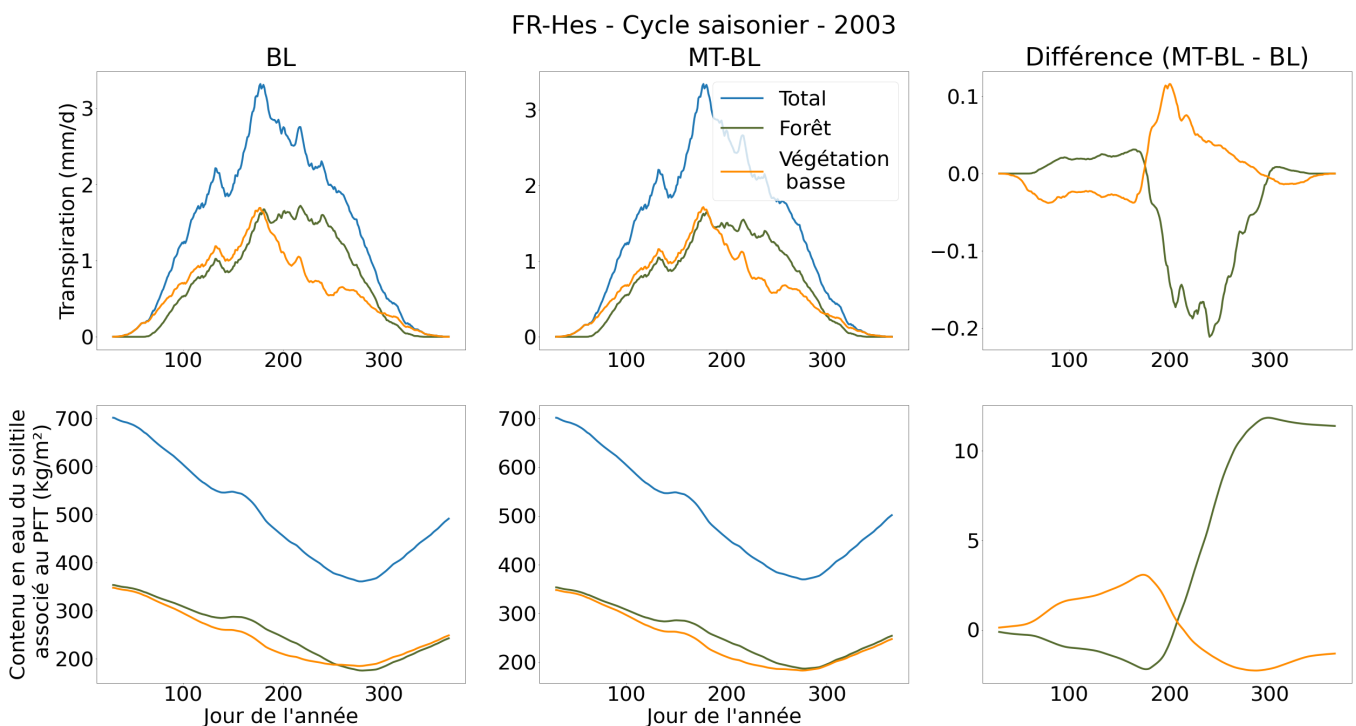


Figure 5.3 – Partitionnement du cycle saisonnier moyen (courbes bleues) du flux de transpiration (panneaux supérieurs) et du contenu en eau du sol (panneaux inférieurs) pour les configurations en paramètres-agrégés (panneaux de gauche) et flux-moyennés (panneaux centraux) et différences absolues (panneaux de droite) entre les flux des forêts (courbes vertes) et des végétations basses (courbes jaunes) modélisés par les deux configurations pour le site tempéré sur l'année 2003

L'étude sur le site boréal présente des dynamiques intéressantes. L'introduction de l'hétérogénéité sous-maille a ici un impact positif sur la transpiration de la forêt de l'ordre de 4-5% durant l'été et un impact négatif sur la végétation

basse sur la même période (environ 5-6%). Cette dynamique se répercute sur la dynamique du contenu en eau du sol qui présente des valeurs plus élevées pour la maille de végétation basse par rapport à sa maille correspondante dans la configuration paramètres-agrégés (et inversement pour la forêt).

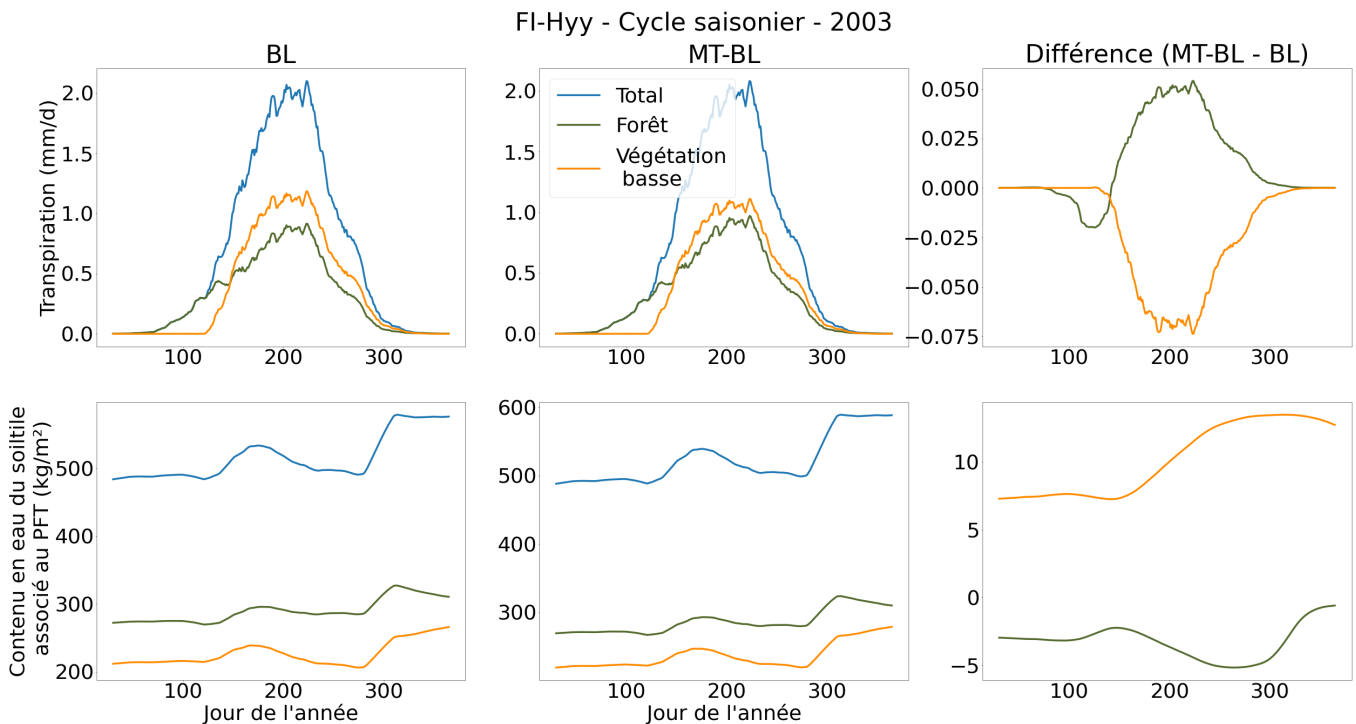


Figure 5.4 – Partitionnement du cycle saisonnier moyen (courbes bleues) du flux de transpiration (panneaux supérieurs) et du contenu en eau du sol (panneaux inférieurs) pour les configurations en paramètres-agrégés (panneaux de gauche) et flux-moyennés (panneaux centraux) et différences absolues (panneaux de droite) entre les flux des forêts (courbes vertes) et des végétations basses (courbes jaunes) modélisés par les deux configurations pour le site boréal sur l'année 2003

Enfin, pour le site méditerranéen, le comportement est une nouvelle fois légèrement différent avec, comme présenté précédemment, une transpiration beaucoup plus faible au début de l'été pour la version MT-BL et une augmentation de ce flux en fin d'été. Cette dynamique est en grande partie expliquée par la dynamique de la transpiration de la forêt. Cette diminution précoce du flux engendre un contenu en eau plus élevé dans la configuration MT-BL qui permet le maintien d'une transpiration plus forte dans les semaines suivantes.

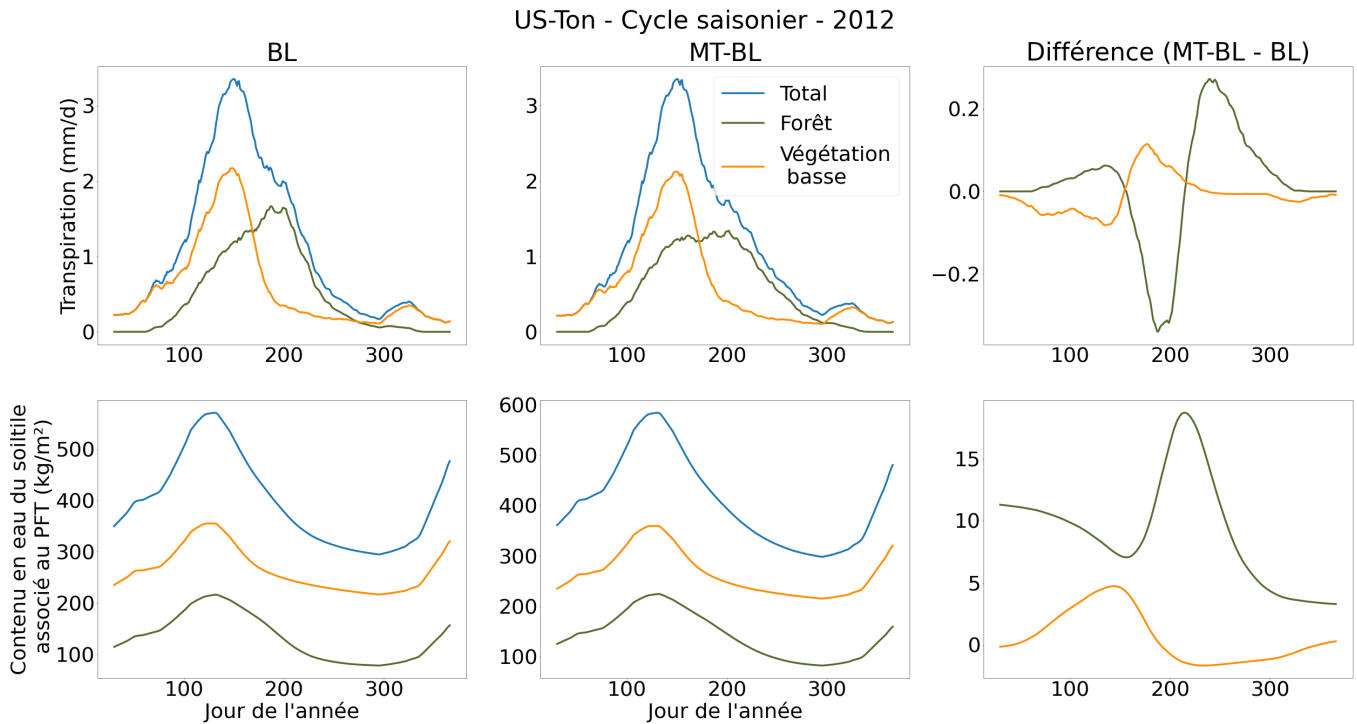


Figure 5.5 – Partitionnement du cycle saisonnier moyen (courbes bleues) du flux de transpiration (panneaux supérieurs) et du contenu en eau du sol (panneaux inférieurs) pour les configurations en paramètres-agrégés (panneaux de gauche) et flux-moyennés (panneaux centraux) et différences absolues (panneaux de droite) entre les flux des forêts (courbes vertes) et des végétations basses (courbes jaunes) modélisés par les deux configurations pour le site méditerranéen sur l'année 2012

Alors, qu'à première vue, il aurait pu être imaginé que la différence de partitionnement du flux de transpiration en ses composantes (forêt et la végétation basse) provienne d'une dynamique de l'eau du sol différente entre les deux modèles, l'étude précédente sous-entend plutôt l'opposé. En effet, la dynamique de l'eau dans le sol apparaît davantage comme une conséquence des changements de partitionnement. Bien qu'une analyse plus poussée de toutes les implications entre chaque variable soit nécessaire pour une réelle conclusion, les différences observées dans cette étude semblent provenir de légers changements dans la dynamique de la température de surface qui impacte, dans un premier temps, le flux de conduction dans le sol avant d'impacter l'ensemble des autres flux. Les changements de température de surface peuvent partiellement expliquer les différences de flux de transpiration qui en dépendent directement (grâce à l'humidité à partir de laquelle ils sont définis  $q_{sat}(T_{surf})$ ). Dans tous les cas, cette étude se doit d'être poursuivie pour mieux comprendre ces différences.

### 5.2.2.3 Introduction du bilan d'énergie multi-couches

Comme présenté dans la section précédente, le passage d'une représentation paramètre-agrégés à une représentation sous-maille de type mosaïque avec des flux moyennés impacte faiblement les flux d'énergie et d'eau simulés par ORCHIDEE, sauf lors de périodes de stress hydrique. Dans la continuité, il était légitime d'analyser l'impact du passage d'un modèle big-leaf à un modèle multi-couches vis à vis des flux échangés avec l'atmosphère. Bien qu'initialement étudié par Chen et al. (2016) avec la première implémentation du modèle multi-couches, il convenait de revisiter cette question compte-tenu des améliorations apportées au modèle multi-couches et de l'évolution d'OR-

CHIDEE : est-ce que le bilan d'énergie multi-couches apporte potentiellement plus de différences sur les flux nets que la prise en compte d'un bilan d'énergie séparé pour chaque tile (i.e. PFT ici) du modèle ?

Compte tenu d'une focalisation de ce travail sur le microclimat intra-canopée, nous n'avons pas investi cette question dans le détail et proposons seulement une illustration avec la figure 5.6. Celle-ci reprend les résultats de la figure B.1 en y ajoutant ceux du bilan d'énergie multi-couches (courbe orange à comparer à la courbe bleue). Cette figure illustre l'impact significatif du passage au multi-couches selon la verticale pour un site de forêt tempérée. L'objectif n'est pas ici de comparer la précision des différentes simulations par rapport aux observations. Ce résultat pointe juste que potentiellement l'introduction d'une discrétisation multi-couches peut changer significativement les résultats en termes de flux échangés avec l'atmosphère. Néanmoins, pour aller plus avant, il conviendrait d'optimiser à nouveau les deux schémas sur chaque site étudié pour avoir une comparaison plus robuste. En effet la figure 4.23 démontre l'impact fort de l'optimisation sur les flux simulés. Chen et al. (2016) a aussi souligné cet impact de la stratégie d'optimisation sur les résultats du bilan d'énergie multi-couches. Dans leur étude, après optimisation, le bilan d'énergie multi-couches montrait des performances similaires au bilan big-leaf.

Cette première analyse démontre à quel point la paramétrisation du bilan d'énergie multi-couches sera un enjeu important pour son passage à l'échelle globale. Un modèle non ou mal calibré peut entraîner des changements drastiques dans les résultats.

FR-Hes - Cycle saisonnier moyen

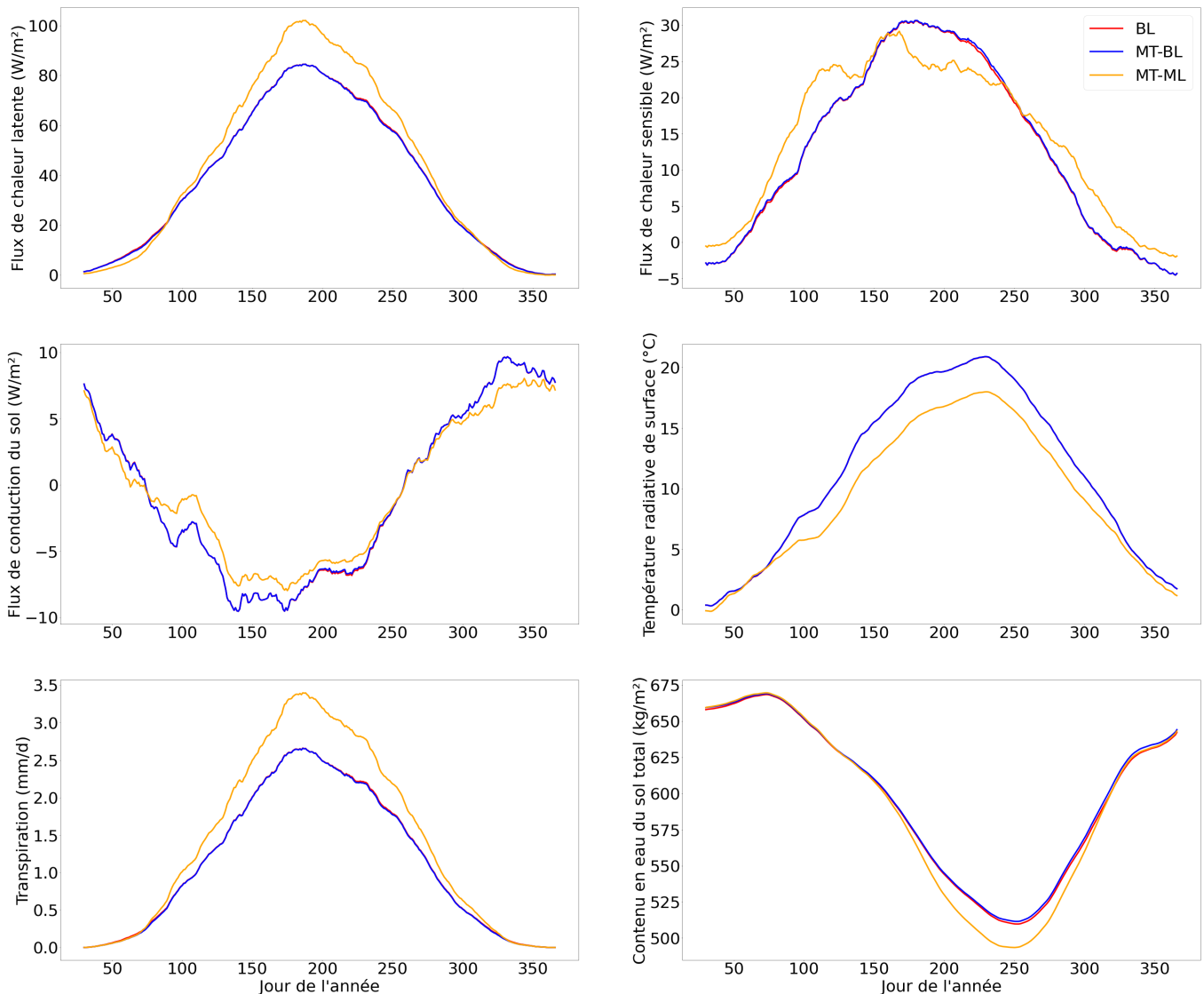


Figure 5.6 – Cycles saisonniers moyens des principales variables impactées par le passage à une représentation de flux-moyennés sur le site FR-Hes (supérieur gauche : flux de chaleur latente ( $LE$  en  $W/m^2$ ); supérieur droit : flux de chaleur sensible ( $H$  en  $W/m^2$ ); central gauche : flux de conduction dans le sol ( $G$  en  $W/m^2$ ); central droit : température radiative de surface ( $T_{rad}$  en  $^{\circ}C$ ); inférieur gauche : flux de transpiration ( $F_T$  en  $mm/d$ ); inférieur droit : Contenu en eau du sol total ( $SWC$  en  $m^3/m^3$ )). Les cycles saisonniers moyens sont évalués grâce à un groupement de l'ensemble des résultats semi-horaires sur jour de l'année auxquels ils correspondent. Une moyenne glissante sur 30 jours a ensuite été appliquée pour faciliter la lecture.

## 5.2.3 Conclusion intermédiaire

Bien que préliminaire, cette étude permet de tirer des conclusions intéressantes avant d'envisager de développer une représentation de l'hétérogénéité sous-maille dans ORCHIDEE. En effet, bien que de nombreuses études d'impacts sur le passage d'une résolution des bilans d'énergie de type paramètres-agrégés à une représentation de l'hétérogénéité sous-maille avec flux-moyennés aient été effectuées (Polcher et al. (1996), Ament and Simmer (2006)

etc.), cette étude permet de déterminer les impacts que ce passage aura sur les résultats ORCHIDEE. Cette étude permet de prouver que ces impacts seront surtout liés, à première vue, aux périodes de stress hydrique, notamment dans les régions sèches (comme le site US-Ton et son climat méditerranéen ici). Dans l'ensemble, les variables les plus touchées par la représentation de l'hétérogénéité sous-maille sont le flux de transpiration et toutes celles qui lui sont directement liées confirmant certaines des conclusions de Xi et al. (2024) comme le fait qu'après l'introduction, les températures et humidité des sols sont aussi significativement impactées.

Enfin, l'introduction du bilan d'énergie dans l'étude permet de souligner l'impact important de la paramétrisation de ce dernier avant son utilisation à grande échelle. Une calibration précise des paramètres impliqués, grâce à des calibrations par PFT comme proposé en section 4.3.3.1 pourraient aider à l'étalonnage du modèle de manière à comprendre les implications grande échelle de son introduction et extrapoler les résultats obtenus par Chen et al. (2016) à l'échelle du site.

## 5.3 Première version d'une hétérogénéité sous-maille dans ORCHIDEE

La nécessité d'appliquer le modèle de bilan d'énergie multi-couches à l'échelle du PFT, l'impact de l'hétérogénéité de surface sur les échanges atmosphériques (décrit en section 1.2.3.3) ainsi que l'étude précédente justifient l'introduction d'une représentation de l'hétérogénéité sous-maille dans ORCHIDEE. Cette introduction, ses enjeux et ses conséquences ont été longtemps discutés avec le groupe de travail ORCHIDEE. Les principaux enjeux de cette implémentation étaient les suivants :

1. Représenter l'hétérogénéité sous-maille dans les bilans d'eau et d'énergie d'ORCHIDEE ; Rappelons que pour le bilan de carbone, c'est déjà le cas (un bilan par PFT) tandis que pour l'eau du sol trois bilans sont réalisés en regroupant les PFTs entre végétation basse, forêt et sol nu.
2. Proposer une implémentation flexible permettant d'effectuer des bilans sur des groupements de types de surface choisis par l'utilisateur en fonction des objectifs de son étude, afin de limiter le temps calcul et la résolution ;
3. Conserver l'efficacité informatique (parallélisation et portabilité GPU) du code actuel ou l'assurer si ce n'est pas encore le cas ;
4. Revoir la définition des types de surface pour englober d'autres types (villes, glaciers, ...) que les types de végétation.

Une telle implémentation nécessite une refonte complète du code en accord avec l'ensemble des personnes utilisant le code ORCHIDEE. De nombreux cas particuliers sont à traiter de manière à conserver la physique du modèle et un gros travail de pré-processing et post-processing de ces conditions est à effectuer de manière à tirer profit d'un tel développement. Bien qu'ayant été impliqué dans ces réflexions et ayant participé activement à la conception de la solution discutée par le groupe au moment de la rédaction de ce manuscrit, ce travail s'inscrit dans un temps largement supérieur à celui de cette thèse.

Cependant, de manière à répondre aux objectifs initiaux de cette thèse et de manière à proposer une sorte de "démonstration de faisabilité" de cette implémentation, une implémentation simplifiée, visant à répondre uniquement au point (1) de la liste précédente, a été développée et intégrée au code ORCHIDEE dans le cadre de cette thèse.

Cette intégration n'a, pour le moment, pas complètement abouti (le code est implémenté mais l'étape de débogage et tests reste en cours), c'est pourquoi le principe de son fonctionnement est seulement décrit en Annexe D.

L'ensemble des discussions autour de cette intégration et de son implication sur les résultats et le futur du modèle ORCHIDEE a également alimenté de nombreuses recherches et réflexions sur le sujet de l'hétérogénéité sous-maille dans les modèles de surface continentale, réflexions auxquelles j'ai activement participé. Certaines de ces perspectives sont décrites dans la section suivante.

## 5.4 Perspectives futures pour ORCHIDEE

Bien que l'évaluation du modèle implémenté reste à effectuer, l'étude préliminaire présentée en section 5.2 donne un aperçu des études que l'implémentation de l'hétérogénéité sous-maille peut permettre. Parmi ces études, comme évoqué précédemment, une étude globalisée sur les microclimats intra-canopée peut aider à répondre à des questions essentielles à la compréhension des écosystèmes forestiers dans un climat en réchauffement. La représentation de l'hétérogénéité sous-maille peut également répondre à d'autres lacunes présentes dans certains modèles de surface continentale comme ORCHIDEE qui utilisent des méthodes d'agrégation de paramètres ou de texture dominante ne permettant pas de représenter des échanges fines échelles pouvant apparaître au sein même d'une maille. De plus, une représentation simple par agrégation des paramètres ne permet pas de représenter des processus complexes à l'interface avec l'atmosphère. L'introduction d'une représentation sous-maille dans le modèle de surface pourra permettre, à terme, de modéliser des colonnes d'atmosphère différenciées au sein du modèle atmosphérique (représentation de l'hétérogénéité sous-maille dans le modèle de circulation atmosphérique). Une fois ce couplage atmosphérique implémenté, une représentation plus fine de processus liés à la formation nuageuse au-dessus des canopées (comme la rugosité de surface et des échanges surface-atmosphère) sera obtenue (enjeu présenté en section 1.2.3.3). Ces deux points importants pour permettre une meilleure représentation des échanges d'eau et d'énergie entre les surfaces et l'atmosphère sont traités dans les sections 5.4.1 et 5.4.2. Elles constituent des perspectives intéressantes à ce travail.

### 5.4.1 Discrétisations plus complexes de l'hétérogénéité des surfaces continentales

Le modèle décrit en section D.1.2 propose une intégration relativement simple d'une représentation de l'hétérogénéité sous-maille par approche mosaïque dans le modèle ORCHIDEE. Cette approche a pour objectif, entre autres, de représenter les bilans d'énergie sous-mailles des PFTs de manière à permettre une utilisation du bilan d'énergie multi-couches à l'échelle globale et à s'affranchir de la représentation "paramètres-aggrégés" initialement présente dans le modèle.

Malgré les avantages que cette configuration va pouvoir apporter au modèle, des discrétisations sous-mailles plus complexes que le regroupement par PFTs peuvent être implémentées de manière à mieux prendre en compte la diversité et l'hétérogénéité des écosystèmes terrestres et à implémenter d'autres modèles écosystèmes-spécifiques dans le futur. Une première approche est de généraliser la notion de PFT à tout type de surface en considérant

des Surface Functional Types (SFTs). Chacun de ces SFTs peut avoir un "type" déterminant le bilan effectué dessus. Peuvent ainsi être implémentés des modèles de bilan d'eau et d'énergie pour les villes, des modèles de lacs comme celui utilisé dans ORCHIDEE (Bernus and Ottle (2022)), des modèles de glaciers etc. Chaque type de surface pourrait être traité indépendamment en fonction des processus considérés.

Des discrétisations encore plus avancées peuvent être cependant implémentées. Parmi elles, les représentations comme les unités de réponses hydrologiques (HRUs) permettent une représentation plus adaptée aux processus liés au cycle de l'eau comme le routage des bassins versants, la représentation plus cohérente des liens entre végétation, topographie, état hydrique des sols, etc... (Trevis (2018)). Dans cette approche, les HRUs correspondent aux points d'une grille ayant les mêmes caractéristiques hydrologiques (topologie, propriétés hydrologiques du sol, couverture végétale...). Elles peuvent être définies de plusieurs manières différentes grâce à des algorithmes de partitionnement prenant en entrée des cartes fines échelles de topographie, couverture végétale, etc... et regroupant ces propriétés sous forme d'unités homogènes. Parmi les algorithmes les plus souvent utilisés, on peut citer l'algorithme de classification basé sur une approche "K-means", utilisé dans le modèle hydrologique HydroBlocks (un modèle de surfaces continentales résultant du couplage entre le LSM Noah-MP et le modèle hydrologique Dynamic TOPMODEL qui a pour objectif de représenter les processus de surface au sein d'HRUs interactives Chaney et al. (2016)). Cet algorithme, prenant pour entrée un nombre défini de cartes échantillonnées à la même résolution spatiale, classe l'ensemble des mailles/points du domaine en K ensembles de propriétés moyennes similaires, par minimisation de la variance intra-classe des propriétés considérées.

Cette méthode permet ainsi d'obtenir des cartes de HRUs (les clusters) sur lesquels les bilans d'eau, d'énergie et de matières sont résolus. Un exemple de carte obtenue par l'algorithme utilisé dans HydroBlocks est présenté en figure 5.7. Celle-ci illustre pour une région donnée (en Californie) la complexité des hétérogénéités de surface mélangeant topographie, pente, bassin versant, type de sol, type de végétation et climat (niveau de précipitation et température) au sein d'une maille de seulement 0.25° de côté (et donc inférieure à la taille d'une maille typique de modèle global de climat, de quelques dizaines à centaines de km). Pouvoir représenter les bilans d'énergie et d'eau pour chacune de ces unités sous-maille représentera donc une avancée majeure dans notre représentation des processus de surface.

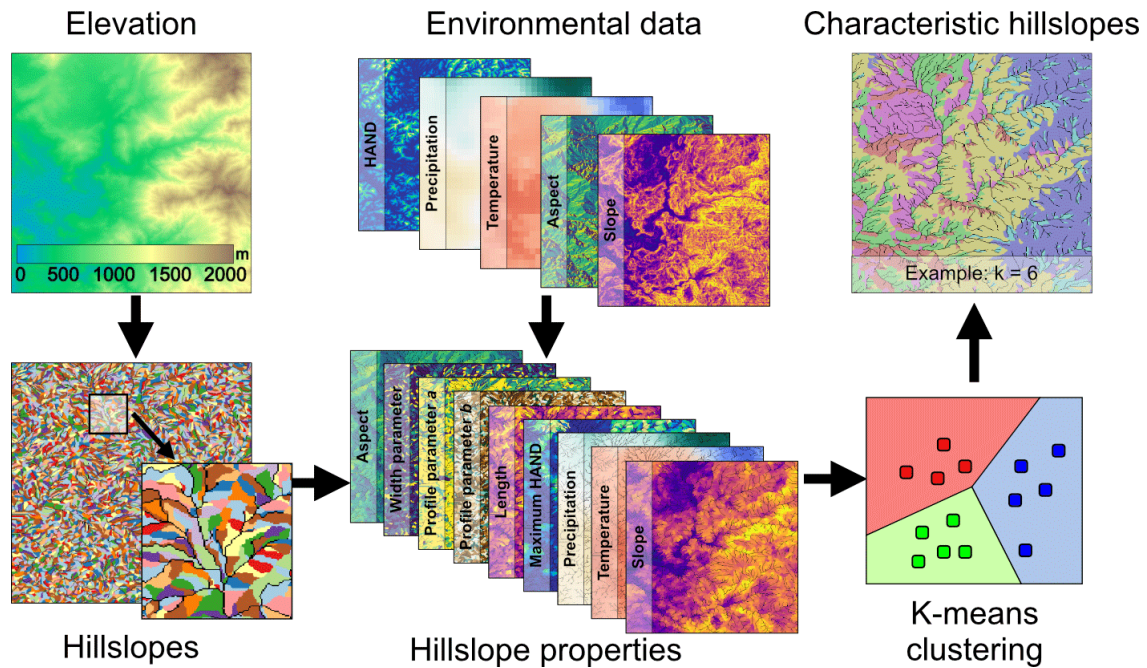


Figure 5.7 – Fonctionnement et exemple de carte obtenue par l'algorithme de partitionnement de type "K-means" d'après Chaney et al. (2018). Les cartes d'élévation et de pente sont associées à des cartes de données environnementales pour obtenir des cartes dont les clusters reflètent à la fois les caractéristiques topographiques et environnementales de la maille

Outre l'amélioration de la représentation de l'hétérogénéité sous-maille, ces approches permettent de définir la connectivité entre les clusters (tiles) ce qui, in fine, facilitera l'intégration des échanges entre clusters. De tels échanges commencent seulement à être pris en compte pour l'eau via les schémas de routage des rivières. Enfin ces approches permettent aussi une forme de descente d'échelle (downscaling) des simulations climatiques à basse résolution (i.e. résolution du modèle d'atmosphère) afin d'obtenir une représentation spatiale plus fine et détaillée des hétérogénéités de surface. La figure 5.8 illustre les résultats obtenus avec le modèle Hydroblocks.

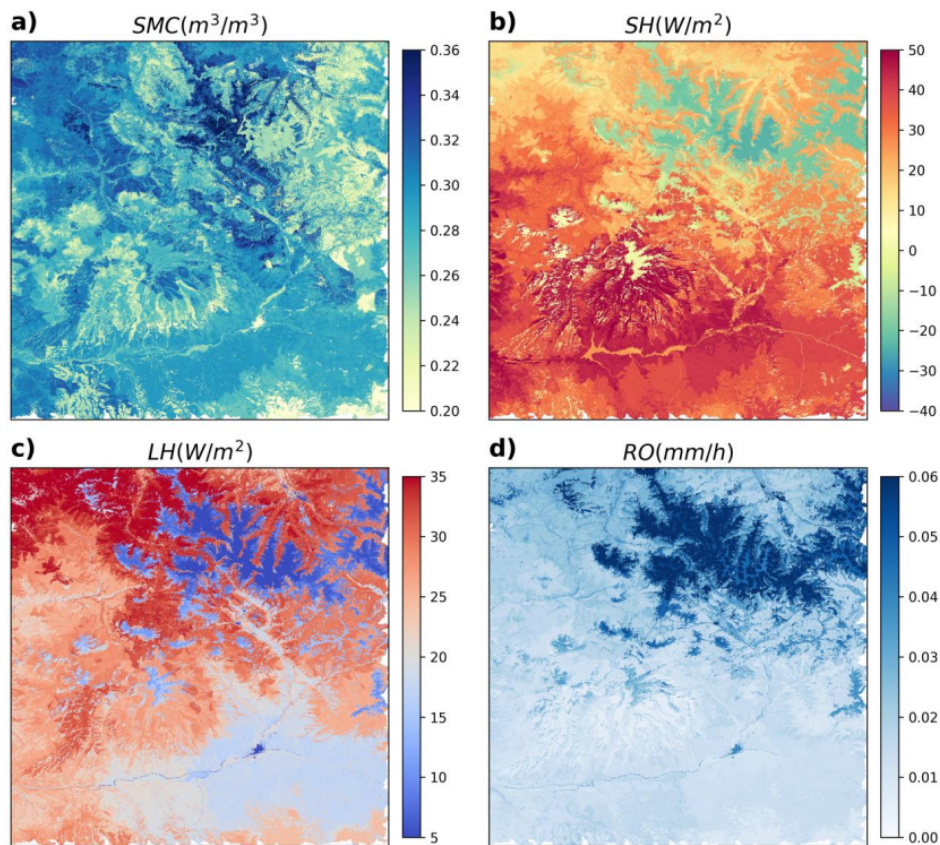


Figure 5.8 – Exemple de résultats obtenus avec le modèle Hydroblocks (contenu en eau du sol (a), flux de chaleur sensible (b), flux de chaleur latente (c) et ruissellement (d)) (Torres-Rojas et al. (2022))

## 5.4.2 Meilleur couplage atmosphérique

Comme mentionné en introduction, plusieurs paradigmes existent pour représenter le transport de l'énergie et des composés depuis la surface jusqu'à l'atmosphère lorsque la résolution du modèle de surface est supérieure à celle du modèle d'atmosphère (plus petite échelle de résolution des bilans d'énergie dans le modèle de surface continentale que dans le modèle d'atmosphère par exemple). Ce couplage est à prendre en compte dans les plus basses couches de la troposphère (la troposphère représentant une couche d'atmosphère d'épaisseur variable entre 8-15km au-dessus de la surface). Le mouvement des masses d'air dans la couche basse de la troposphère, la couche limite planétaire (environ 1 km au-dessus de la surface), est généralement résolu par les modèles de circulation atmosphérique jusqu'à une certaine hauteur correspondant au début de la couche de surface (environ 10% de la couche limite atmosphérique). Certains modèles atmosphériques résolvent même la circulation atmosphérique jusqu'à plus bas dans la couche de surface. La limite basse modélisée par le modèle d'atmosphère est ici appelée hauteur limite du modèle d'atmosphère.

L'interaction entre la surface et la hauteur limite du modèle d'atmosphère peut s'effectuer de plusieurs manières différentes. Comme mentionné en introduction, les deux approches principales sont l'approche de mélange et l'approche mosaïque. Dans la première on considère que l'ensemble des flux associés à chaque type de surface sont bien mélangés avant d'être transmis à l'atmosphère. Dans ce cas précis, le transport aérodynamique (résistance

aérodynamique) ne s'effectue que sur un seul flux correspondant au flux moyen de l'ensemble des types de surface pondéré par la fraction de la maille occupée par chaque surface. Au contraire, dans l'approche mosaïque, chaque type de surface est considéré indépendant et le transport aérodynamique est résolu pour chaque type de surface. Ainsi, le transport de l'énergie, de la masse et de la quantité de mouvement est résolu verticalement dans chaque colonne associé à chaque type de surface jusqu'à la hauteur limite du modèle d'atmosphère où les flux sont moyennés. Dans certains modèles, cette approche a même été poussée pour modéliser l'indépendance de chaque colonne non plus jusqu'à la limite du modèle atmosphérique mais plutôt jusqu'à la limite de la couche limite planétaire. Chacune de ces deux méthodes ne prenant pas en compte la complexité du mélange vertical dans chaque colonne et horizontal entre colonnes (Arola (1999), Wieringa (1976), Raupach and Finnigan (1995)...), de nouvelles approches ont été proposées comme l'approche VERTEX de de Vrese et al. (2016) qui propose un modèle de mélange vertical et horizontal dans la couche de surface avant son transfert au modèle atmosphérique.

Le modèle de mélange du modèle VERTEX s'exerce entre la surface et une hauteur de mélange dépendante de chaque type de surface ( $h_{blend,i}$ ). Dans chaque couche d'atmosphère  $z$ , le degré de mélange de la surface  $i$ , correspondant au degré de mélange qu'a subi le flux émanant de la surface  $i$ , est calculé comme fonction de la hauteur, de la hauteur de mélange et de la différence de température entre la surface  $i$  et la température moyenne de la maille :

$$d_{z,i} = f(|T_{surf,i} - T_{surf}|, h_z, h_{blend,i}) \quad (5.1)$$

En prenant en compte les effets d'agrégation de chaque flux entre 2 couches et les échanges dynamiques horizontaux pouvant se produire au-dessus de deux surfaces  $i$  et  $j$ , de Vrese et al. (2016) définissent la proportion du flux vertical entre deux hauteurs  $z$  et  $z - 1$  au-dessus de la surface  $i$  qui est déterminée par les caractéristiques de la surface  $j$  :

$$m_{z,i,j} = \begin{cases} (1 - \epsilon) \cdot \frac{d_{z,j} c f_j}{\sum_{k=1}^n d_{l,k} \cdot c f_k} & \text{si } j \neq i \\ \epsilon \cdot (1 - \epsilon) \cdot \frac{d_{z,j} c f_j}{\sum_{k=1}^n d_{l,k} \cdot c f_k} & \text{si } j = i \end{cases} \quad (5.2)$$

Avec  $\epsilon = \frac{1-d_{z,i}}{1-d_{z-1,i}}$ ,  $c f_j$  et  $c f_i$  étant les fractions de maille occupées par les surfaces  $j$  et  $i$ .

A partir de ces variables préliminaires, le transport vertical dans la colonne d'atmosphère est résolu en résolvant l'équation de transport suivante :

$$\frac{\partial X_i}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \sum_{j=1}^n m_{z,i,j} \cdot K_{i,j}^* \frac{\partial X_{i,j}^*}{\partial z^*} \right) \quad (5.3)$$

Où  $X_i$  représente une quantité de la surface  $i$ , et  $\frac{\partial X_{i,j}^*}{\partial z^*}$  représente le gradient de la quantité  $X$  entre les couches  $z - 1$  et  $z$  et les surfaces  $i$  et  $j$ , au taux de diffusivité turbulente  $K_{i,j}^*$ . En simplifiant et en discrétisant l'équation précédente, de Vrese et al. (2016) parviennent à un système de résolution implicite de même nature que celui présenté dans la canopée en section 4.2.1.4 ou actuellement implémentée dans le modèle LMDZ (Dufresne and Ghattas (2009)).

Le principe du mélange est schématisé sur la Figure 5.9 (en considérant sur cette figure que l'agrégation s'effectue sans mélange dynamique dûs aux effets du vent horizontal par exemple).

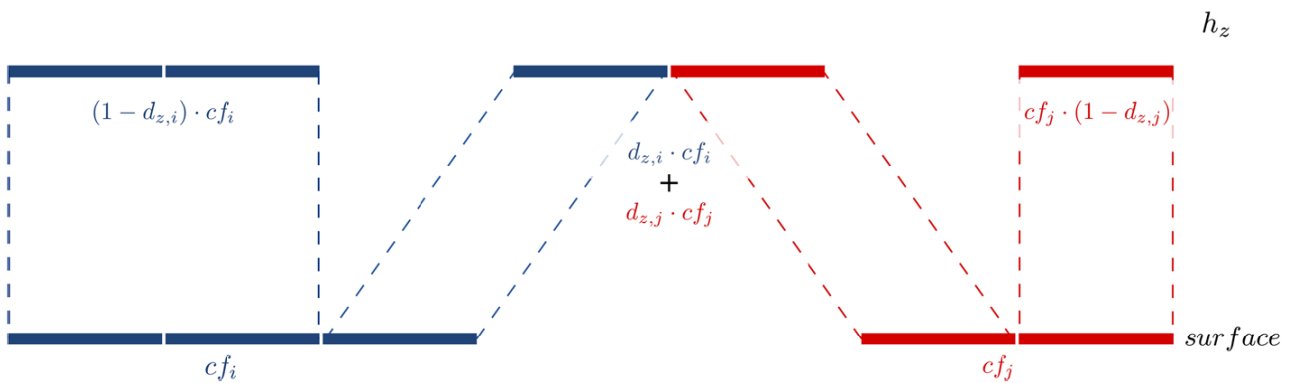


Figure 5.9 – Principe du mélange entre deux surfaces  $i$  et  $j$  (correspondant à des fractions de grille  $c_{f_i}$  et  $c_{f_j}$ ) entre la surface et une hauteur  $h_z$  (adapté de de Vrese et al. (2016))

L'implémentation de ce modèle entre les modèles JSBACH et ECHAM a mis en évidence de fortes différences entre ce modèle d'échange mécaniste et les modèles d'agrégation de paramètres ou de type mosaïque. La Figure 5.10 présente par exemple les résultats obtenus en termes de différences de température dans la colonne d'atmosphère en fonction des agrégations choisies.

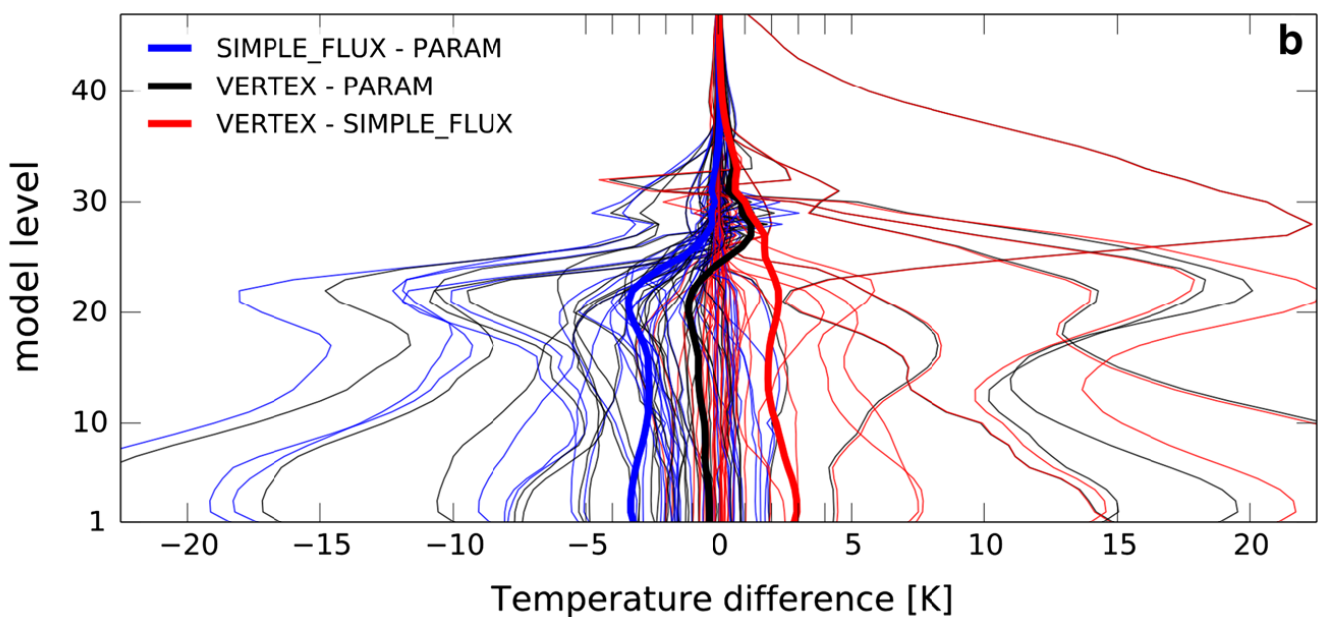


Figure 5.10 – Différence des températures moyennes annuelles de 35 surfaces (lignes fines) en fonction de l'agrégation choisie : (VERTEX - agrégation de paramètre) : noir; (VERTEX - moyenne des flux) : rouge; (agrégation de paramètre - moyenne des flux) : bleu (de Vrese et al. (2016))

Implémenter un tel modèle à l'interface entre les modèles ORCHIDEE et LMDZ permettrait ainsi d'améliorer la représentation du transport entre le modèle ORCHIDEE et le modèle d'atmosphère tout en permettant la représentation de plusieurs types de sous-surfaces. Ce meilleur couplage atmosphérique peut amener à une amélioration des représentations de couverture nuageuse au-dessus des canopées et de mieux contraindre les modèles de canopées dans le modèle de surface (cf sections 1.1.1.4 et 1.2.3).

## 5.5 Conclusions

*Sur quelles échelles spatiales et temporelles la représentation de l'hétérogénéité sous-maille importe-t-elle dans un modèle de surface continentale ?*

Ce chapitre présente l'étape supplémentaire nécessaire à l'étude globale des microclimat intra-canopée : la représentation de l'hétérogénéité sous-maille dans ORCHIDEE. L'impact qu'une telle intégration pourrait avoir sur le modèle est estimé grâce à une étude simple qui démontre que les effets de l'intégration sont surtout visible en période de stress hydrique. Une fois l'hétérogénéité de surface implémentée, une extrapolation de ces résultats à l'échelle globale sera effectuée. De la même manière, une première évaluation du modèle de bilan d'énergie multi-couches (après étalonnage précis) pour être menée. Une fois l'ensemble du modèle d'hétérogénéité implémenté et évalué, des perspectives intéressantes sont ouvertes de manière à modéliser plus finement l'hétérogénéité de surface et à mieux coupler le modèle ORCHIDEE au modèle de circulation atmosphérique.

### Résumé des enjeux

Enjeux	Modèle à implémenter	Etat d'avancement
Améliorer le contrôle des échanges d'eau et d'énergie entre la végétation et l'atmosphère	Introduire une représentation de l'architecture hydraulique de la végétation	Implémenté (Chapitre 3)
Représenter les échanges intra-canopée et le transport de l'eau et de l'énergie dans et au-dessus de la canopée	Introduire un modèle de canopée multi-couches	Implémenté (Chapitre 4)
Améliorer les bilans de chacun des écosystèmes et mieux contraindre les échanges avec l'atmosphère	Introduire une représentation de l'hétérogénéité sous-maille	Implémenté (Chapitre 5 & Annexe D), non évalué

## Résumé des incohérences

Enjeux	Solution proposée	Section	Etat d'avancement
Schéma de résistance/fractionnement incohérent	Solution partielle : Chevauchement des flux de transpiration et d'évaporation de l'eau interceptée	2.2.2.1	Implémenté
Utilisation incohérente de la correction de Milly dans le calcul de l'ETP	Enlever la correction de Milly et se baser sur les températures des bilans sous-maille	Non mentionné	A implémenter
Le transport aérodynamique n'est pas pris en compte dans le schéma de photosynthèse	Solution partielle : prise en compte de $R_{aero}$ dans le schéma de photosynthèse	2.2.2.2	Implémenté
Le profil de $CO_2$ dans la canopée n'est pas implémenté	Adapter le module de canopée multi-couches au schéma de photosynthèse	4.5.1	Développement futur
Le schéma de transpiration "big-leaf" est trop simpliste comparé au schéma de photosynthèse	Implémenter un bilan de canopée multi-couches	4.2 & 4.4	Implémenté
Le $CO_2$ atmosphérique imposé est constant dans le temps et l'espace	Imposer une carte de concentration de $CO_2$ ou une dynamique temporelle mensuelle	Non mentionné	A implémenter
L'humidité atmosphérique imposée au sol nu sous-canopée doit être celle de l'air dans la canopée	Implémenter un bilan de canopée multi-couches	4.2	Implémenté
La sous-couche rugueuse au-dessus de la canopée n'est pas représentée dans le modèle de canopée multi-couches	Implémenter le modèle de Harman and Finnigan (2007) et le coupler au modèle de transport intra-canopée	4.2.2.2	Implémenté
Le transport des composés dans le champ proche n'est pas représenté	Révision du schéma de résolution pour intégrer une représentation lagrangienne	4.5.2	Développement futur

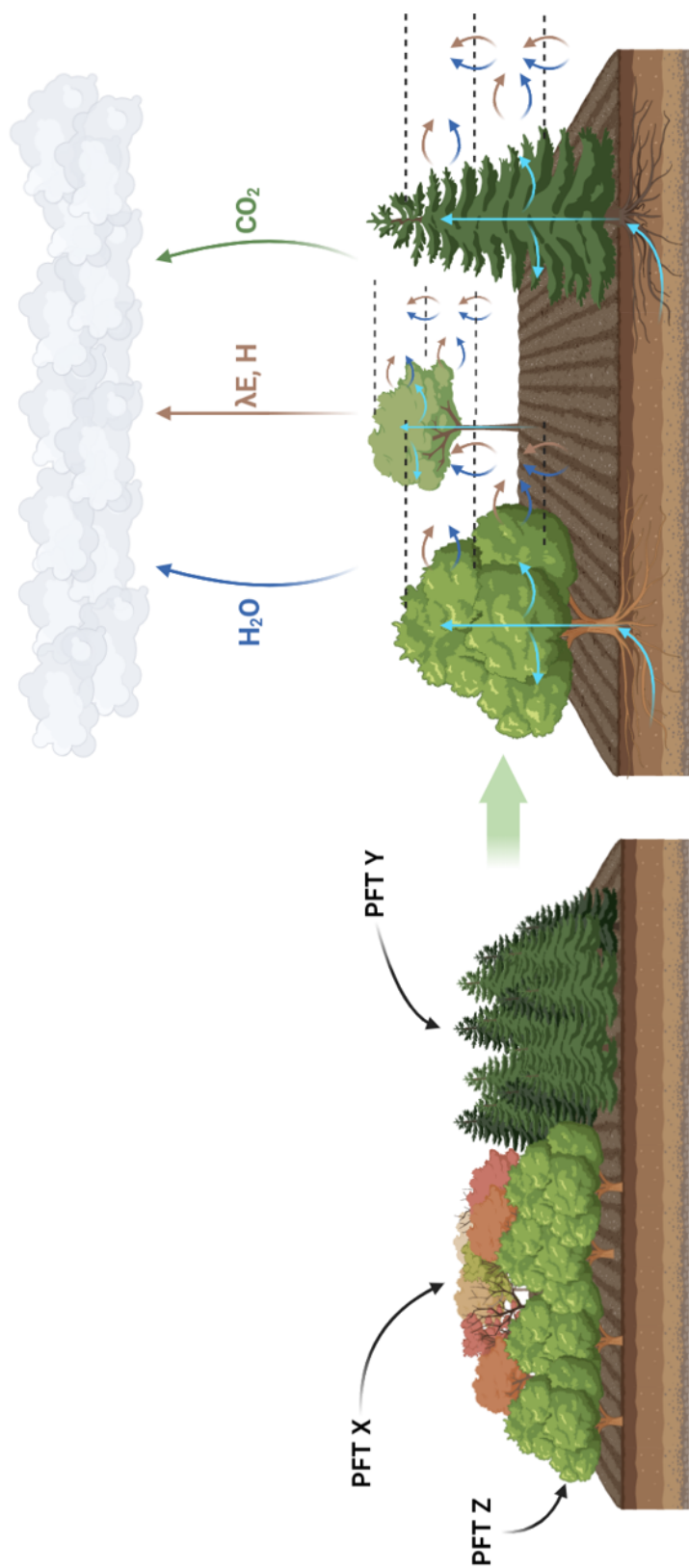


Figure 5.11 – Schéma récapitulatif de l'état d'avancement hypothétique de la modélisation dans ORCHIDEE après introduction de la représentation de l'hétérogénéité sous-maille. Chaque PFT composant la maille (schéma de gauche) peut maintenant être résolu grâce à un bilan d'énergie multi-couches et un modèle de transport de l'eau dans la végétation (schéma de droite), permettant de représenter l'ensemble des microclimats intra-forestiers de ces PFTs



## **Chapitre 6**

# **Conclusions et perspectives**

Les chapitres précédents ont résulté en de nombreuses réflexions quant aux futurs développements associés aux modèles implémentés dans ORCHIDEE. Dans un souci de concision, ce chapitre s'attachera uniquement à effectuer une brève synthèse des principaux résultats obtenus et de présenter les directions de recherche que ce travail permet d'envisager.

## 6.1 Enjeux initiaux, développements et conclusions

De par ses liens importants avec la biodiversité, le fonctionnement des arbres et autres espèces végétales composant la forêt (i.e., sous bois) et la dynamique du macroclimat régional, le microclimat forestier est une composante clé du système Terre. Cependant, à cause de la complexité des processus contrôlant sa dynamique (spatiale et temporelle), la représentation du microclimat dans les modèles de surface continentale est relativement pauvre et empêche pour le moment, d'effectuer des études poussées sur l'évolution de ces microclimats forestiers dans un climat en réchauffement. De nombreuses questions restent ouvertes sur l'évolution du microclimat forestier dans les prochaines décennies, sur le rôle qu'il jouera dans l'atténuation ou l'adaptation au changement climatique ou sur sa réponse face à des perturbations extérieures.

L'objectif de notre travail était d'apporter des éléments de réponse à ces questions, et dans un premier temps, de mettre en place les modélisations qui vont permettre la représentation de ces microclimats dans le modèle ORCHIDEE. Pour répondre à ce besoin, plusieurs modèles ont été implémentés dans la version trunk d'ORCHIDEE. Parmi l'ensemble des processus nécessaires à la représentation des gradients de température, d'humidité et de vent dans la canopée (transfert radiatif, mélange turbulent, transferts feuilles-atmosphère...), nous avons choisi de travailler prioritairement sur le contrôle des échanges feuilles-atmosphère par l'état hydrique de la végétation et sur les transferts turbulents au sein d'une canopée forestière.

De manière à améliorer la représentation des échanges feuilles-atmosphère, un modèle de transport d'eau au sein du continuum sol-plante-atmosphère a été introduit. Cette architecture hydraulique de la végétation permet, en plus de représenter le transport de l'eau et son stockage dans la plante, de contraindre la conductance stomatique grâce au potentiel hydrique des feuilles et non à celui du sol comme c'était le cas auparavant. L'introduction de cette représentation nous a permis d'améliorer la paramétrisation de la capacité de rétention d'eau du sol dans le modèle et la réponse de la végétation à une réduction du contenu en eau du sol. Cette implémentation permet de représenter des processus clés et de nouvelles variables (comme le potentiel hydrique foliaire), offrant ainsi de nouvelles perspectives pour l'évaluation et la contrainte des processus modélisés. Enfin, cette représentation originale ouvre la porte à de nombreux futurs développements comme la représentation de la sénescence et de la mortalité des plantes en période de stress hydrique (i.e. mortalité par cavitation) qui sont des processus essentiels pour comprendre l'évolution du microclimat intra-canopée durant ces périodes.

La représentation du microclimat intra-canopée a été effectuée grâce à la révision et l'évaluation du modèle de bilan d'énergie multi-couches, implémenté par Ryder et al. (2016) dans une ancienne branche ORCHIDEE-CAN du modèle ORCHIDEE (Naudts et al. (2015)). Le portage a été effectué dans la version principale du modèle ORCHIDEE, la seule qui est couplée au modèle de climat de l'IPSL, permettant de bénéficier de tous les développements récents du modèle (i.e. cycle de l'azote). L'évaluation de ce modèle a été effectuée sur des sites instrumentés et en comparaison

au modèle local MuSICA (Ogée et al. (2003)) sur une base de données que nous avons spécifiquement développée pour cette intercomparaison. L'analyse des critères de stabilité atmosphérique et de la fermeture du bilan d'énergie sur ces données a permis d'évaluer leurs qualités avant d'effectuer l'inter-comparaison des deux modèles. Les résultats obtenus, bien que globalement très satisfaisants et prometteurs, ont permis de mettre en lumière les déficiences des deux modèles. ORCHIDEE, par sa tendance à sous-estimer le flux de chaleur sensible, ne reproduit pas de manière satisfaisante la stabilité atmosphérique mais parvient à représenter de forts gradients intra-canopée contrairement à MuSICA qui modélise une température plus homogène au sein du couvert. Le couplage de ce modèle avec le modèle d'architecture hydraulique permet de mettre en lumière le lien entre la dynamique de l'eau dans la végétation et celle du microclimat en période de stress hydrique. L'étude de ces résultats, à la lumière des paramétrisations respectives des deux modèles, a permis d'identifier quelques pistes d'amélioration pour ORCHIDEE au niveau de la représentation du transport turbulent ou de la représentation du bilan d'énergie des feuilles, en séparant feuilles à l'ombre et au soleil.

La dernière partie de notre travail propose une approche pour mieux représenter l'hétérogénéité sous-maille pour le bilan d'énergie (et d'eau) dans ORCHIDEE. Cette approche permettra à terme de représenter les microclimats des forêts à l'échelle globale. Une étude préliminaire effectuée sur quelques sites de climat distincts nous a permis de montrer le caractère non linéaire des processus de surface et donc, l'intérêt de différencier les types de végétation au sein d'une maille pour mieux représenter les échanges avec l'atmosphère. Ces résultats justifient la nécessité d'une étude globale et sur des échelles de temps plus longues. Cette étude, bientôt possible grâce à l'intégration de l'hétérogénéité sous-maille pour les bilans d'énergie et d'eau, permettra d'apporter des éléments de réponse inédits à ces problématiques. Le travail de représentation d'un bilan d'énergie pour un ensemble de tiles au sein d'une maille s'est avéré plus complexe qu'initialement anticipé mais il a en partie été réalisé ce qui facilitera grandement les développements qui seront menés à la suite de cette thèse.

Enfin, l'ensemble de ces intégrations a également permis de mettre en lumière des biais et incohérences dans le modèle ORCHIDEE. Une partie d'entre elles a été traitée dans le cadre de cette thèse. Pour celles restantes, des perspectives ont été dressées tout au long de cette thèse pour y apporter des réponses. Cette thèse a également permis d'interroger les comparaisons actuelles faites sur des mesures par covariance des turbulences. Les développements effectués permettent également d'apporter de premiers éléments pour pouvoir améliorer ces comparaisons, en offrant de nouvelles possibilités (avec les mesures de potentiels hydriques et de flux d'eau dans la végétation) ou en se rapprochant du paradigme des mesures par covariance des turbulences (via le modèle de canopée multi-couches qui permet la prise en compte du stockage de l'énergie et l'eau dans la canopée). D'autres problèmes inhérents aux mesures restent cependant présents et une réflexion plus approfondie sur ces méthodes de comparaison reste toutefois nécessaire.

L'ensemble des développements associés à cette thèse et présenté précédemment ont permis d'améliorer la structure du modèle ORCHIDEE tout en offrant de nombreuses perspectives d'étude expliquées ci-après. La figure 6.1 propose une vision schématique du travail effectué et des études envisageables à court et moyen terme.

## 6.2 Étude globale du microclimat forestier

Le développement conjoint du bilan d'énergie multi-couches et son utilisation à grande échelle grâce à la représentation de l'hétérogénéité sous-maille va bientôt permettre d'obtenir une vision grande échelle (régionale voire

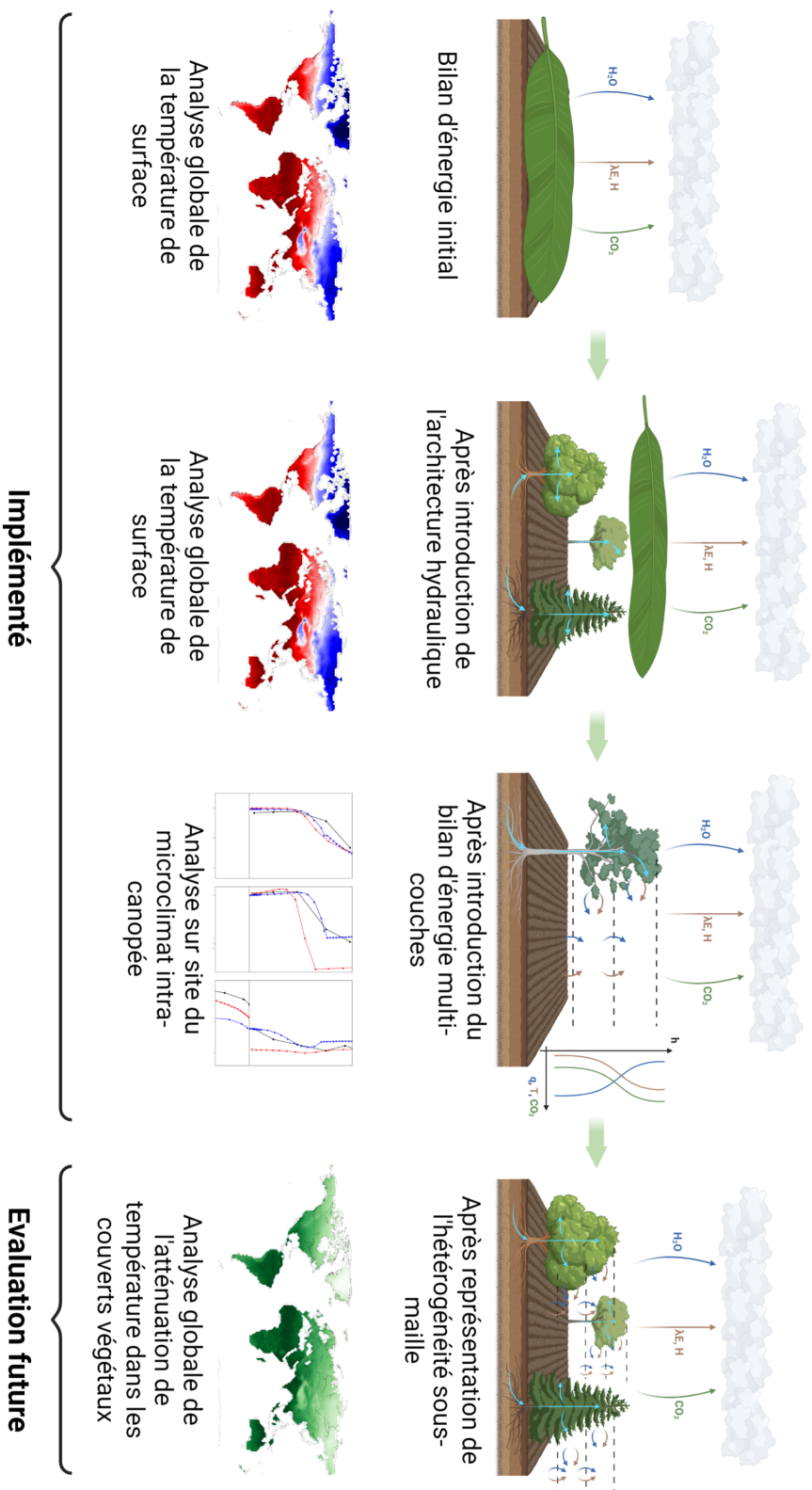


Figure 6.1 – Schéma récapitulatif des développements effectués dans le cadre de cette thèse et des études réalisables en termes d'analyse de températures grâce à ces développements

globale) des gradients de température, d'humidité et de vent au sein des forêts. Elle permettra ainsi de répondre à une des priorités de recherche évoquées par Frenne et al. (2021), autour du besoin d'apporter des éléments de réponse concrets aux questionnements sur la dynamique et l'évolution des microclimats dans un macroclimat en réchauffement. A ce titre, plusieurs études pourraient être menées pour pouvoir améliorer notre compréhension de la dynamique temporelle de la capacité d'atténuation des températures des forêts.

Une première étude serait de coupler nos développements avec le modèle de mortalité due à la sécheresse présenté en section 3.3.1. Avec l'introduction de la perte de feuilles en période de sécheresse, une étude précise de l'impact d'un stress hydrique prolongé sur le microclimat intra-canopée pourrait être effectuée. Les impacts importants associés à ces deux processus (et partiellement quantifiés en section 5.2) seront ainsi mieux perçus par le modèle de canopée multi-couches et ses résultats d'autant plus robustes en période de sécheresse. A l'échelle globale, ce modèle permettra d'effectuer une première étude grande échelle de l'évolution du microclimat dans un monde en réchauffement. L'impact de sécheresses répétées, de sénescences précoces et de l'augmentation générale des températures pourra ainsi être précisé. Cette approche permettra de comprendre les impacts conjoints de la température, du bilan hydrique local et de la mortalité des feuilles sur l'atténuation de température au sein de la canopée et permettra d'apporter des éléments de réponse à de nombreuses questions encore ouvertes (Lenoir et al. (2017), Frenne et al. (2019), Davis et al. (2019), Zellweger et al. (2019)).

Une seconde étude pourrait également être menée de manière à étudier l'impact des perturbations humaines sur les forêts. Comme le précise Frenne et al. (2021), le microclimat intra-canopée peut être très influencé par les pratiques de gestion forestière ou de déforestation menées par l'homme. Ces processus étant intégrés dans ORCHIDEE, une étude de leurs impacts sur la dynamique du microclimat peut être envisagée de manière à comprendre comment elles affecteront le climat dans le futur.

Enfin, les perspectives énoncées en section 5.4 et 4.5 permettraient une meilleure représentation des échanges entre les surfaces continentales et la dynamique atmosphérique au-dessus des forêts. L'amélioration de ce couplage permettra de mieux représenter les interactions entre le macroclimat régional et le microclimat intra-canopée. Elle permettra par exemple d'étudier la dynamique de formation nuageuse au-dessus des canopées, son rôle sur le cycle de l'eau et sur les échanges surface-atmosphère.

## 6.3 Représentation d'écosystèmes mixtes

L'intégration de ces modèles peut également ouvrir la voie à des représentations forestières plus détaillées que les actuels PFTs représentant un mélange d'espèces sans pouvoir prendre en compte directement la compétition entre elles. En effet, la représentation de la discrétisation verticale au sein de la canopée, des échanges d'eau et d'énergie entre la végétation et l'atmosphère intra-canopée, son transport vers l'atmosphère et la représentation mécaniste du transport de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère peut amener à la représentation d'écosystèmes mixtes qui pourraient entrer en compétition pour les ressources nécessaires à leur croissance comme la lumière, l'eau et les nutriments (Moorcroft et al. (2001), Fisher et al. (2018)). Pour ce faire, plusieurs développements sont encore nécessaires mais les perspectives qui en découlent, sont intéressantes.

Tout d'abord, la compétition pour les ressources du sol (eau mais aussi nutriments) comme présentée en section 3.3 doit être implémentée de manière à représenter la cohabitation ou non des espèces sur un même sol. L'approche par manchons comme proposée dans cette section et soutenue par Gregory (1996) peut offrir une solution satis-

faisante à condition de tenir compte du pouvoir absorbant des racines de chaque espèce. De la même manière, le profil racinaire exponentiel décroissant actuellement implémenté dans ORCHIDEE apparaît comme une limitation importante et l'implémentation d'un système racinaire dynamique comme proposé par Wang et al. (2018) peut permettre d'améliorer cette représentation. Pour la lumière, la compétition s'avère plus complexe à mettre en oeuvre car elle nécessiterait l'implémentation d'une représentation dynamique du LAI très précise (Moorcroft et al. (2001)), incluant la distribution verticale, de manière à ne pas sur-estimer ou sous-estimer la capacité photosynthétique de chaque espèce.

De plus, bien que l'implémentation d'une représentation d'écosystèmes mixtes et homogènes comme des forêts mixtes ou des ensembles composés d'une canopée et d'un sous-bois soit envisageable à moyen terme, l'intégration précise d'écosystèmes hétérogènes comme des savanes arborées ou des systèmes agroforestiers s'avère plus complexe. Cette introduction a été le sujet d'un séminaire regroupant différents acteurs de la modélisation des écosystèmes complexes en France (séminaire de 3 jours à Montpellier les 7-9 décembre 2022). L'objectif initial de ce workshop était d'imaginer des solutions concrètes amenant à la représentation de systèmes agroforestiers dans les modèles de surface continentale. Un des points essentiels de ce séminaire a été la caractérisation des zones d'interactions entre les deux espèces (forêt et cultures) composant le système étudié. De par leur forte hétérogénéité, les agrosystèmes occupent deux zones distinctes : la zone d'interaction entre les arbres et la végétation basse et la zone où la végétation basse peut être considérée comme indépendante. La quantification de ces deux zones est déterminante dans la représentation de ces écosystèmes. Elle peut varier significativement avec les espèces associées et peut se limiter à la surface occupée par la canopée de la strate arborée ou s'étendre beaucoup plus loin comme dans les agrosystèmes composés de *Faidherbia albida* (type d'accacia) que l'on retrouve au Sahel. Pour ces derniers, les accacia albida ont une phénologie inversée par rapport aux autres espèces végétales qui permet la coexistence de différentes plantes ayant des stratégies complémentaires vis à vis de l'accès aux ressources (lumière, eau, nutriments). Pour les écosystèmes dont la zone d'interaction se limite à la surface de la canopée, leur traitement pourrait s'effectuer simplement en considérant une représentation de type canopée / sous-bois. Si la zone d'interaction s'avère plus importante, le modèle associé devra à minima être traité en deux dimensions, complexifiant grandement son intégration dans un modèle de surface continentale.

Enfin, une dernière considération technique amène également à réflexion concernant ces écosystèmes mixtes. Comme présenté dans le chapitre 5, nos développements permettent de calculer les bilans à l'échelle du PFT (l'ensemble des processus seront résolus séparément pour tous les PFTs présents dans une même maille). L'intégration d'écosystèmes composés de plusieurs PFTs amènera à changer de paradigme étant donné qu'à cause de la compétition entre les espèces, un PFT traité seul et un PFT traité comme composante d'un écosystème mixte n'accéderont pas à la même quantité d'eau, de lumière et de nutriments, compte tenu de la compétition entre PFT. Traiter le cas des interactions entre PFT (ou espèces) s'avère donc beaucoup plus complexe et nécessite potentiellement des approches individu centré. Le modèle ED (Moorcroft et al. (2001)) propose un premier formalisme pour ce type d'interaction, mais son intégration dans un modèle globale de surface (en vue d'un couplage avec un modèle de climat) pose de nombreux challenges (notamment du point de vue du temps calcul).

Ainsi, bien qu'offrant des possibilités inédites pour la représentation d'écosystèmes mixtes, les développements effectués au cours de cette thèse ne seront pas suffisants pour représenter l'ensemble des écosystèmes et en particulier la plupart des agrosystèmes. Une première étude sur des surfaces composés de deux types d'arbres cohabitants sur un même sol peut uniquement être envisagée à court terme.

## Annexe A

# Réflexion sur l'évaluation et la calibration d'ORCHIDEE

## A.1 Bases de données d'observations sur site

Plusieurs grands programmes expérimentaux ont été mis en oeuvre au cours des dernières décennies pour documenter les processus de surface et plusieurs initiatives scientifiques ont vu le jour ces dernières années pour les rassembler et pouvoir proposer des bases de données cohérentes de mesures aux échelles locales. Parmi elles, notamment pour les mesures de bilan d'énergie, l'initiative *FLUXNET* est peut-être la plus connue. *FLUXNET* est un réseau international regroupant plusieurs réseaux de mesures régionaux. Son objectif est de fournir une base de données de mesures de flux d'eau, d'énergie et de carbone à travers le globe. La base de données *FLUXNET* a connu plusieurs mises à jour, incluant de nouvelles plages de données et de nouveaux sites de mesure. La version la plus récente, et la plus complète, est la base de données *FLUXNET2015* (Pastorello et al. (2020)) qui regroupe un ensemble de 212 sites pour des périodes de mesures allant jusqu'à 20 ans et jusqu'en 2015. Les mesures reposent sur le principe de covariance des turbulences, expliqué dans la section suivante. L'ensemble des données récoltées sur chacun des sites subit le même processus de post-traitement (ONEFlux Pastorello et al. (2020)). Enfin, certaines mises à jour régionales de la base de données sont effectuées comme la base de données "WarmWinter" (Team and Centre (2022)) permettant des études plus détaillées sur l'Europe pour les sécheresses récentes. Ces mises à jour suivent le même post-traitement que la base de données initiale *FLUXNET2015*.

## A.2 Principe de la mesure par covariance des turbulences

Le principe physique de la mesure par covariance des turbulences a été résumé par Gebler et al. (2015). Comme représenté sur le schéma du panneau haut de la figure A.1, le flux d'air au-dessus de la canopée peut être considéré

comme un flux horizontal composé de nombreux tourbillons. Comme décrit sur le panneau bas de la même figure, à un certain point, deux tourbillons peuvent agir conjointement sur la masse d'air, le tourbillon 1 ayant tendance à faire descendre la parcelle  $c_1$  à une vitesse  $w_1$ , inversement pour le tourbillon 2 fait monter la masse  $c_2$  à une vitesse  $w_2$ . En connaissant, les concentrations que l'on veut mesurer, les températures ou humidités ainsi que les vitesses verticales à chaque instant, on peut retrouver le flux vertical. Le principe de la mesure revient à calculer la covariance entre les mesures de vitesses verticales et la mesure à effectuer (concentration, température etc.). Le challenge est de réussir à mesurer ces fluctuations de vitesses et de concentration qui sont extrêmement rapides.

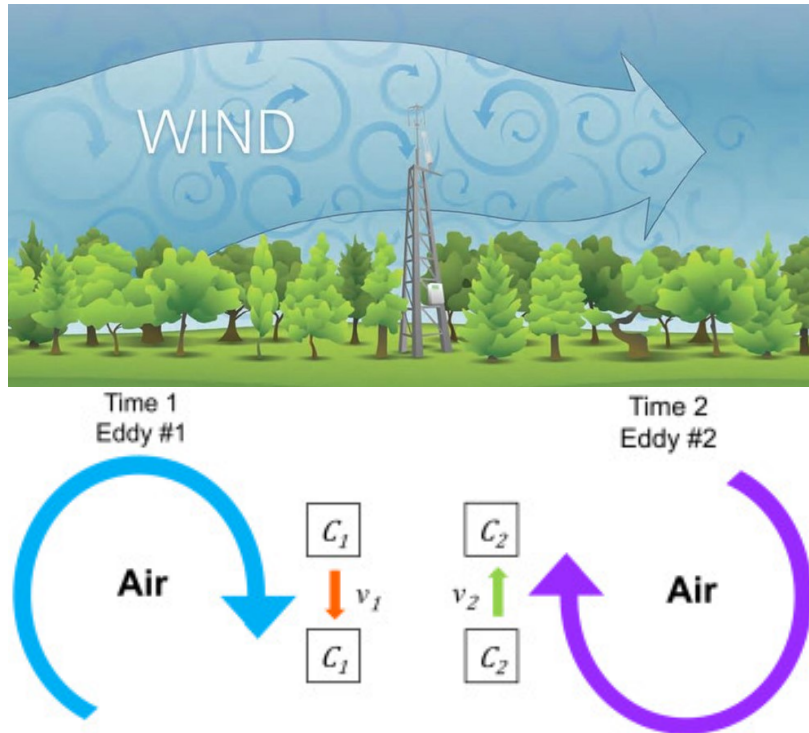


Figure A.1 – Principe de la covariance des turbulences. Le panneau haut représente le flux d'air horizontal au-dessus de la canopée, composé d'un grand nombre de tourbillons entraînant le flux vertical. Le panneau bas représente une vision simplifiée de la turbulence autour d'un point précis. (Adapted from Gebler et al. (2015))

Mathématiquement, le flux turbulent vertical d'une quantité  $s$  dans une masse d'air de densité  $\rho_d$  et à une vitesse verticale  $w$  peut s'exprimer comme la moyenne du produit de ces 3 grandeurs :

$$F = \overline{\rho_d \cdot w \cdot s} \tag{A.1}$$

En adoptant la décomposition de Reynolds, permettant d'exprimer chaque quantité  $x$  comme la somme de sa valeur moyenne  $\bar{x}$  et de ses fluctuations instantanée  $x'$  grâce à la formule  $x = (\bar{x} + x')$ , on peut exprimer le flux comme suit :

$$F = \overline{(\bar{\rho}_d + \rho'_d)(\bar{w} + w')(\bar{s} + s')} \tag{A.2}$$

$$F = \overline{(\bar{\rho}_d \cdot \bar{w} \cdot \bar{s} + \bar{\rho}_d \cdot \bar{w} \cdot s' + \bar{\rho}_d \cdot w' \cdot \bar{s} + \bar{\rho}_d \cdot w' \cdot s' + \rho'_d \cdot \bar{w} \cdot \bar{s} + \rho'_d \cdot \bar{w} \cdot s' + \rho'_d \cdot w' \cdot \bar{s} + \rho'_d \cdot w' \cdot s')} \tag{A.3}$$

Par définition de la décomposition de Reynolds, la moyenne des fluctuations est 0 donc on peut faire les simplifications suivantes :

- $\overline{\rho_d \cdot w \cdot s'} = 0$
- $\overline{\rho_d \cdot w' \cdot \bar{s}} = 0$
- $\overline{\rho'_d \cdot \bar{w} \cdot \bar{s}} = 0$

$$F = (\overline{\rho_d \cdot w \cdot \bar{s}} + \overline{\rho_d \cdot w' \cdot s'} + \overline{\rho'_d \cdot s' \cdot \bar{w}} + \overline{\rho'_d \cdot w' \cdot \bar{s}} + \overline{\rho'_d \cdot w' \cdot s'}) \quad (\text{A.4})$$

Par simplification, il est considéré que les fluctuations de densité de l'air sont négligeables, ce qui est vérifiable dans la majorité des cas lorsque le terrain de mesure considéré est plat et suffisamment large. On a donc :

- $\overline{\rho'_d \cdot s' \cdot \bar{w}} = 0$
- $\overline{\rho'_d \cdot w' \cdot \bar{s}} = 0$
- $\overline{\rho'_d \cdot w' \cdot s'} = 0$

$$F = (\overline{\rho_d \cdot w \cdot \bar{s}} + \overline{\rho_d \cdot w' \cdot s'}) \quad (\text{A.5})$$

Enfin, il est également supposé que, dans le cas d'un terrain homogène et plat, le flux d'air vertical moyen est nul, supposant donc que le transport vertical est uniquement dû aux fluctuations par rapport à la moyenne. Donc,  $\overline{\rho_d \cdot w \cdot \bar{s}} = 0$  et :

$$F \approx (\overline{\rho_d \cdot w' \cdot s'}) \quad (\text{A.6})$$

On retrouve bien l'équation principale de la mesure par covariance des turbulences. Le flux vertical est égal à la moyenne de la densité de l'air multiplié par la covariance des fluctuations de vitesse de vent verticales  $w'$  et de concentrations du composé  $s'$ .

## A.3 Fermeture du bilan d'énergie

Bien que ces mesures soient efficace pour estimer les flux de carbone, d'eau et d'énergie au-dessus d'une canopée, de nombreux problèmes subsistent pour leur utilisation afin de valider ou calibrer les modèles de surface continentale. Nous résumons ci dessous les principaux problèmes rencontrés :

- Tout d'abord la mesure par covariance des turbulences requiert une mesure ultra précise des gradients de la quantité considérée (température, humidité) avec la mesure des gradients de vent vertical. Ainsi des erreurs systématiques peuvent fortement entacher la mesure du flux résultant;
- L'existence de micro-cellule convectives au sein d'un écosystème forestiers, souvent favorisées par l'existence de reliefs et des trous dans la canopée (de part une densité des arbres variable spatialement), complexifie grandement la représentativité de la mesure des flux et sa cohérence avec la mesure du rayonnement net descendant;

- Un autre gros problème, plus insidieux, concerne l'incohérence entre les mesures effectuées sur site et les modèles qui utilisent ces mesures. Dans les modèles, le bilan d'énergie est presque toujours exprimé dans sa manière la plus simple en suivant l'équation (2.3), ou en incluant un terme de capacité calorifique pour l'élément de surface (couche superficiel du sol). Or, sur site, de l'eau et de l'énergie peuvent être stockées dans la canopée (incluant végétation et atmosphère) et la litière conduisant à l'inégalité suivante :  $R_n > LE + H + G$  (le terme  $G$  ne comprenant généralement pas en compte ce stockage). En réalité, il faudrait prendre en compte des termes qui ne peuvent être mesurés directement par covariance des turbulences et qui quantifieraient ce stockage. Ce problème du stockage dans la canopée peut s'apparenter à un changement de paradigme entre grandeurs observées et simulation du modèle;
- Enfin dans la mesure du bilan d'énergie, le terme  $R_n$  n'est pas toujours mesuré sur les différents sites fluxnet et son estimation (pour la partie rayonnement diffus) reste entaché d'incertitudes.

Compte tenu de ces différents problèmes, l'analyse du bilan d'énergie sur les différents sites FLUXNET à partir des observations ne fournit que très rarement un bilan équilibré avec une somme des flux turbulent et dans le sol équivalent au bilan radiatif. On se retrouve donc à comparer deux bilans, l'un équilibré dans le modèle (par construction) et l'autre qui ne l'est pas.

Dans ce contexte, la communauté scientifique responsable des mesures par corrélation turbulent (réseau *FLUXNET*) a tenté de réconcilier modèles et observations en proposant une correction sur les mesures de flux d'énergie de manière à les rendre plus compatibles avec les modèles. Le principe de la correction permet de corriger les flux turbulents afin de garantir l'équilibre du bilan d'énergie sur une période glissante; il est le suivant :

- On calcule à chaque pas de temps un rapport de fermeture du bilan d'énergie :  $EBR = (R_n - G)/(LE + H)$ ;
- Pour un pas de temps donné, on va considérer un jeu de données de EBR sur une période de 3 semaines avant et après le pas de temps;
- On va appliquer chacun des ratios  $EBR$  du jeu de données précédent aux flux  $LE$  et  $H$  du pas de temps considéré (en conservant le rapport de Bowen  $H/LE$ ) ce qui nous donnera un nouveau jeu de données de  $LE$  et  $H$  au pas de temps considéré;
- On conserve la médiane des deux jeux de données, ce qui nous donnera la valeur des flux "corrigés"  $LE_c$  et  $H_c$ .

Pour tester cette correction, deux variables seront étudiées :

- La fermeture du bilan non corrigé :  $EBC = R_n - LE - G - H$ ;
- La fermeture du bilan corrigé :  $EBC_c = R_n - LE_c - G - H_c$ ;

### A.3.1 Analyse à FR-Hes

Nous détaillons ici l'analyse de la fermeture de bilan d'énergie sur la forêt d'hêtres de Hesse, localisée près de Nancy en France. Ce site a été intensément décrit dans plusieurs campagnes de mesures. Les résultats présentés ici sont ceux de la base de données "WarmWinter" (Team and Centre (2022)). La figure A.2 présente les dynamiques saisonnières des flux de chaleur latente et sensible avant et après correction de la fermeture du bilan d'énergie. Une différence notable est présente sur chacun de ces flux, notamment sur le flux de chaleur latente qui présente, suite

à la correction, une augmentation de 30% sur la période estivale.

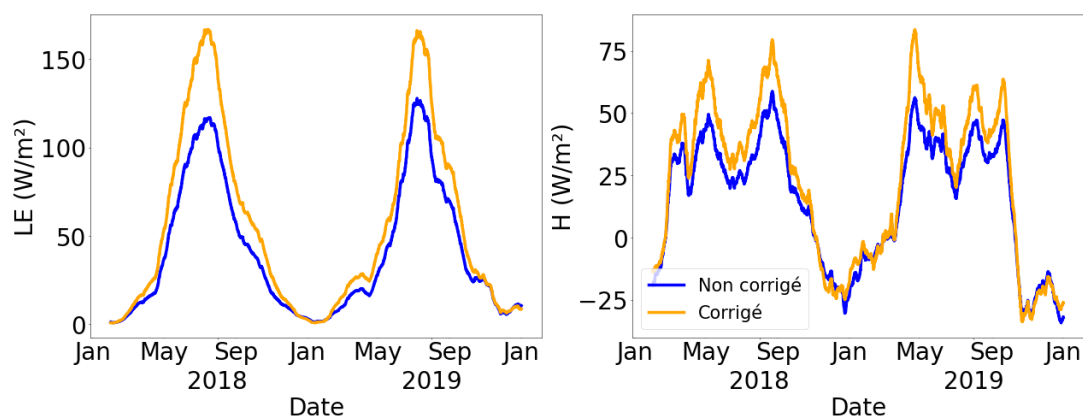


Figure A.2 – Flux de chaleur latente (panneau de gauche) et sensible (panneau de droite) observé à FR-Hes en 2018-2019 dans la base de donnée *WarmWinter 2020*, La courbe bleue montre les valeurs non corrigées et la courbe orange les valeurs des flux après correction par le processus décrit précédemment

Cette très forte correction appliquée notamment au flux de chaleur latente pose la question de l'impact de la correction sur la fermeture du bilan et de sa pertinence. La Figure A.3 présente la dynamique saisonnière des quantités  $EBC$  et  $EBC_c$  sur la même période. Pour les flux non corrigés, un biais systématique d'environ  $20\text{W}/\text{m}^2$  est à noter (sous estimation potentielle des flux turbulents). Cependant, l'impact le plus frappant concerne la fermeture du bilan des flux corrigés. En effet, la correction proposée ci dessus ne corrige pas le biais à chaque pas de temps mais corrige la moyenne annuelle de la fermeture du bilan d'énergie. En effet, bien qu'en moyenne sur 2018 et 2019, on ait bien une fermeture de bilan proche de zéro, cette moyenne nulle est principalement due à une période estivale durant laquelle  $EBC_c$  présente des valeurs fortement négatives. La fermeture du bilan oscille entre un biais positif, synonyme d'une sous-estimation des flux d'énergie  $LE_c$  et  $H_c$ , et un biais négatif, synonyme d'une surestimation des flux d'énergie. Ces périodes de biais négatifs correspondent aux périodes de forte correction sur le flux de chaleur latente.

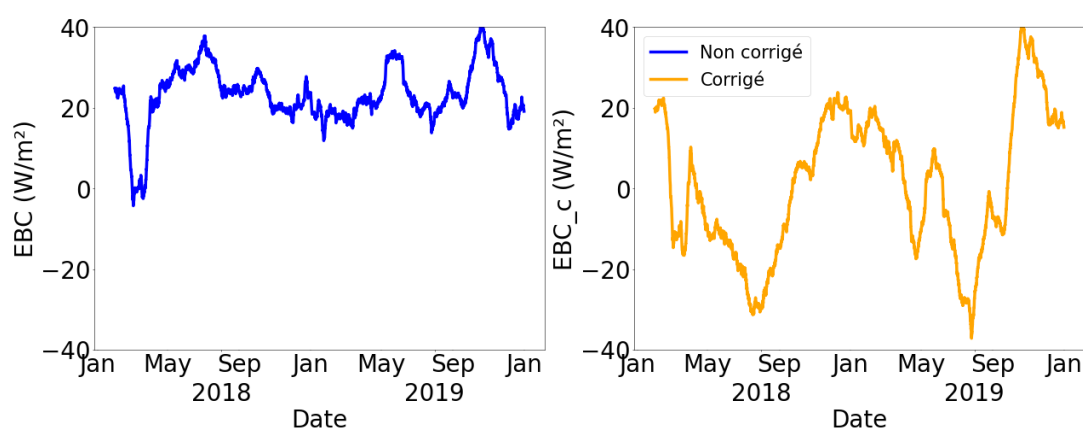


Figure A.3 – Fermetures des bilans d'énergie ( $R_n - (LE + H + G)$ ) pour les flux non corrigés (en bleu, panneau de gauche) et corrigés (en orange, panneau de droite) à FR-Hes en 2018 et 2019

Ces résultats, bien qu'intéressants, posent un problème majeur pour l'analyse des résultats d'ORCHIDEE. En effet, la fermeture du bilan forcée par le modèle impose à chaque pas de temps que la somme des flux d'énergie ne

dépasse pas le rayonnement net. Le problème de la comparaison sur une période précise avec les mesures corrigées reste donc entier. Notons enfin que cette très forte correction modifie grandement la dynamique saisonnière sur site et les comparaisons modèles/observations sur les périodes infra-annuelles deviennent potentiellement plus difficiles qu'avec les flux non corrigés.

### A.3.2 Analyse sur la base de données Fluxnet 2015

Cette analyse sur la forêt de Hesse nous fait réfléchir à la pertinence de ces corrections sur l'ensemble des bases de données *FLUXNET* et notamment la base de données *FLUXNET2015* que nous avons utilisé pour valider nos développements. L'objectif de cette analyse est d'étudier la variabilité saisonnière de la fermeture du bilan corrigé. Pour ce faire, les sites ont été triés de manière à ne faire apparaître que ceux qui ont des mesures des flux corrigés sur l'ensemble de leur période de mesure. Pour chaque site, les fermetures des bilans d'énergie sont calculées à chaque pas de temps. Les variables analysées sont les suivantes :

- Le cumul (somme) des valeurs absolues et des valeurs brutes de l'ensemble des fermetures de bilans ( $EBC$  et  $EBC_c$ ) à chaque pas de temps pour chacun des sites (normalisé par  $R_n$  pour que chaque site soit comparable);
- Les fermetures de bilans en moyenne sur chacun des sites.

Le cumul des valeurs absolues et brutes des bilans permet donc de déterminer si les erreurs de fermeture présentent une variabilité saisonnière. En effet, si une telle variabilité est présente (comme illustrée ci-dessus pour un site particulier, FR-Hes), certaines périodes de l'année vont présenter des valeurs de  $EBC_c$  négative qui vont compenser les valeurs positives d'autres périodes. La comparaison des valeurs cumulées absolues et brutes avant et après correction permettra donc de déterminer si la correction a introduit une variabilité infra-annuelle artificielle dans les données.

De même, la valeur moyenne des fermetures de bilan sur chacun des sites permettra de savoir si le biais moyen sur la fermeture est négatif (donc une surestimation des flux d'énergie) ou positif (sous-estimation).

Les figures A.4 et A.5 présentent respectivement les résultats des cumuls des valeurs absolues et brutes de  $EBC$  et  $EBC_c$  pour chaque site (classés sur l'axe des x selon les valeurs de cumul). Sur la première figure, il est notable qu'en moyenne pour les valeurs absolues, la fermeture du bilan après correction présente un biais du même ordre de grandeur qu'avant la correction, laissant suggérer que cette correction a peu d'impact sur les résultats. Le panneau de gauche montre d'ailleurs que pour certains sites, la correction a amplifié la non fermeture du bilan lorsque l'on considère les valeurs absolues mensuelles. La seconde figure présente les mêmes résultats en prenant les valeurs brutes lors du cumul. On voit clairement ici qu'après correction, en moyenne, le bilan est davantage fermé avec la correction, avec une médiane de la distribution de chacun des sites qui est beaucoup plus proche de 0. Ces deux figures suggèrent donc bien que la correction a un impact clair sur la fermeture du bilan en moyenne annuelle, permettant d'obtenir des flux d'énergie plus proche du rayonnement net annuellement. Cependant, le fort biais présent dans la distribution correspondant au cumul en valeur absolue suggère une forte variabilité infra-annuelle qui engendre, comme vu dans la section précédente, une potentielle forte surestimation des flux d'énergie durant la saison de croissance.

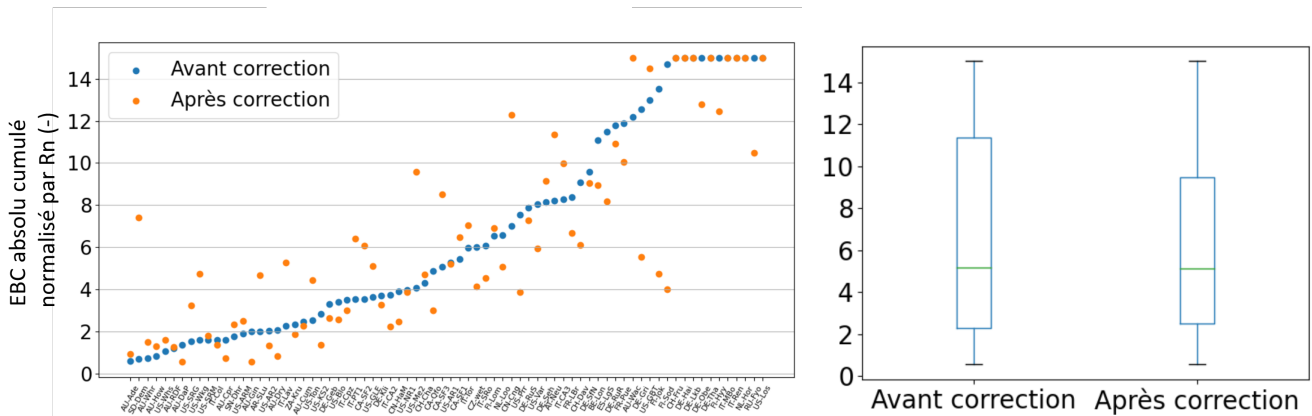


Figure A.4 – Cumul en valeur absolue des fermetures des bilans d'énergie non corrigés (points bleus) et corrigés (points oranges) par site (panneau de gauche) et leur distribution (panneau de droite)

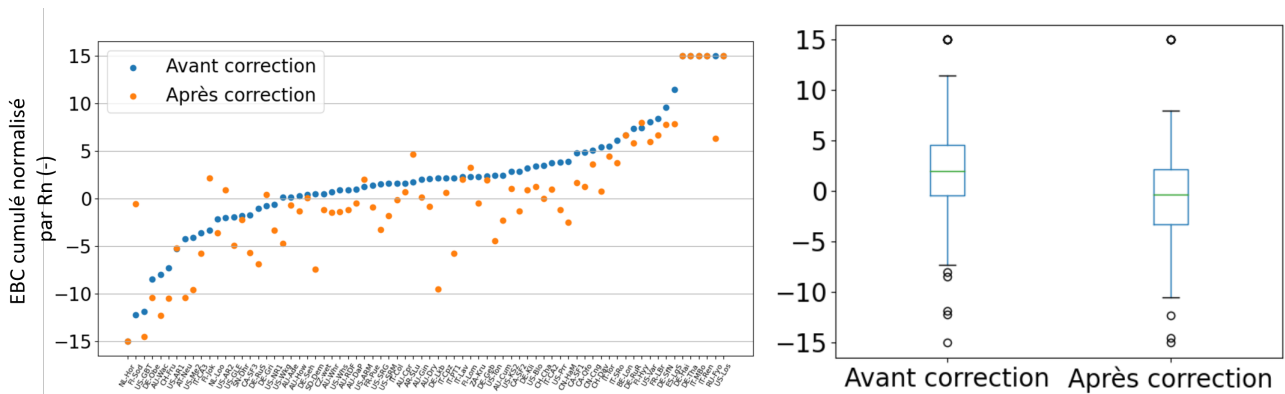


Figure A.5 – Cumul en valeur non absolue des fermetures des bilans d'énergie non corrigés (points bleus) et corrigés (points oranges) par site (panneau de gauche) et leur distribution (panneau de droite)

Enfin, la figure A.6 présente les valeurs moyennes annuelle du biais dans la fermeture du bilan non corrigé et corrigé. Bien que la médiane de la distribution soit plus proche de zéro pour les flux corrigés, il est important de noter qu'en moyenne la fermeture du bilan est négative pour les flux corrigés, synonyme d'une surestimation moyenne des flux d'énergie.

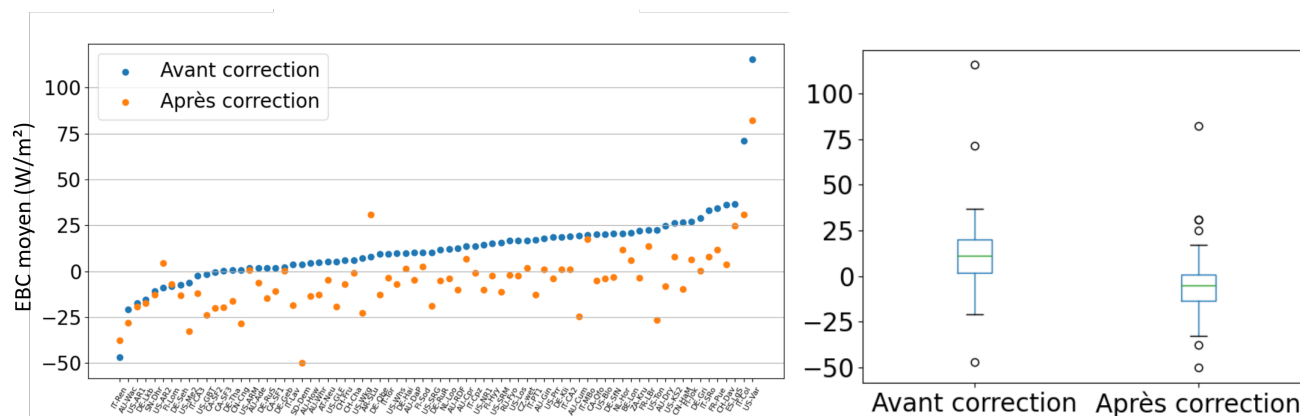


Figure A.6 – Cumul moyen des fermetures des bilans d'énergie non corrigés (points bleus) et corrigés (points oranges) par site (panneau de gauche) et leur distribution (panneau de droite)

## A.4 Réflexions autour de l'utilisation des mesures FLUXNET pour évaluer ORCHIDEE

Le problème de fermeture des bilans d'énergie dans les observations *FLUXNET* n'est pas nouveau (Foken (2008)). Cependant, se pose la question de comment évaluer un modèle tel qu'ORCHIDEE avec de telles incertitudes / biais sur les mesures? Quelques pistes de réflexion ont pu être tracées après des discussions avec Dario Papale, responsable du cluster européen des bases de données de mesures de flux par covariance des turbulences.

Du fait de la relativement bonne diminution du biais à l'échelle annuelle, l'évaluation d'un modèle sur les sites *FLUXNET* avec les données corrigées peut être adaptée à des évaluations à des échelles annuelles (i.e., grandeurs moyennées sur un multiple d'années). Cependant, à partir du moment où la saisonnalité est étudiée, les données non-corrigées sont préférables et s'imposent comme référence. Dans ce cas, étant donné le biais positif constant dans la fermeture du bilan, les métriques de type corrélation sont à privilégier de manière à éviter tout impact du biais moyen.

Enfin, cette analyse pose aussi la question de la pertinence de l'évaluation des modèles sur de telles métriques. La même étude sur la dernière mise à jour de la base de données ICOS mesurant les stockages d'eau et d'énergie dans le sol et la canopée, montrent une fermeture des bilans bien meilleure dans le cas des flux non-corrigés (le stockage étant pris en compte dans les métriques *EBC* et *EBC\_c*). De plus, la correction appliquée permet une bien meilleure fermeture du bilan en tenant compte de ce stockage.

Ainsi, si l'on veut comparer les modèles relativement simples comme ORCHIDEE ne prenant pas en compte de stockage dans la canopée, il est important de bien comprendre ce qui est mesuré, les liens avec les variables modélisées et les incertitudes associées. En complément, d'autres mesures peuvent être privilégiées comme les mesures in-situ d'écoulement d'eau au travers des arbres de la base de données *SAPFLUXNET* (Poyatos et al. (2016)) par exemple.

## **Annexe B**

# **Résultats complémentaires - Impact de l'hétérogénéité sous-maille**

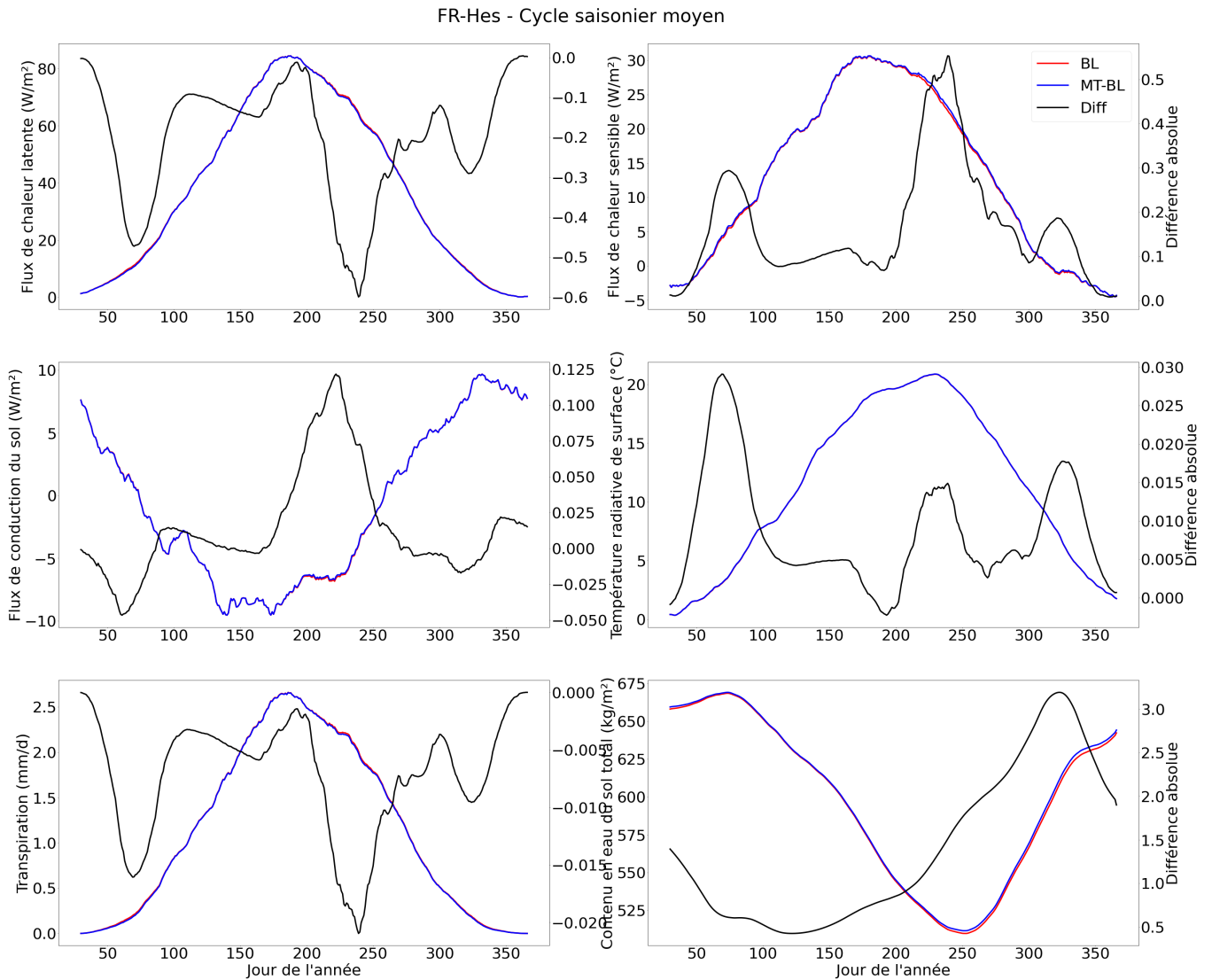


Figure B.1 – Cycles saisonniers moyens des principales variables impactées par le passage à une représentation de flux-moyennés sur le site FR-Hes (supérieur gauche : flux de chaleur latente ( $LE$  en  $W/m^2$ ); supérieur droit : flux de chaleur sensible ( $H$  en  $W/m^2$ ); central gauche : flux de conduction dans le sol ( $G$  en  $W/m^2$ ); central droit : température radiative de surface ( $T_{rad}$  en  $^{\circ}C$ ); inférieur gauche : flux de transpiration ( $F_T$  en  $mm/d$ ); inférieur droit : Contenu en eau du sol total ( $SWC$  en  $m^3/m^3$ )). Les cycles saisonniers moyens sont évalués grâce à un regroupement de l'ensemble des résultats semi-horaires en fonction du jour de l'année auxquels ils correspondent. Une moyenne glissante sur 30 jours a ensuite été appliquée pour faciliter la lecture. Les différences absolues sont exprimées dans la même unité que la grandeur considérée.

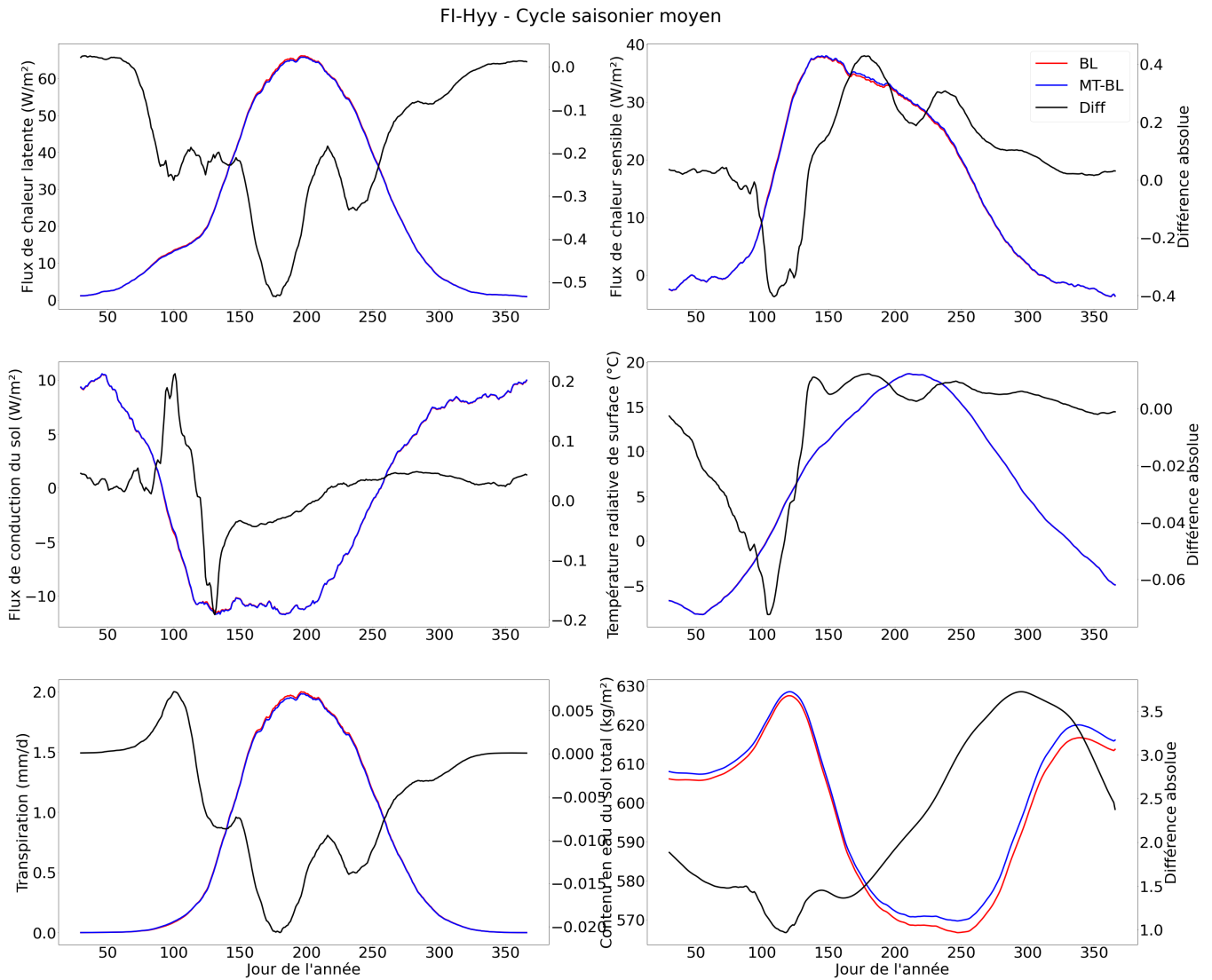


Figure B.2 – Cycles saisonniers moyens des principales variables impactées par le passage à une représentation de flux-moyennés sur le site FI-Hyy (supérieur gauche : flux de chaleur latente ( $LE$  en  $W/m^2$ ); supérieur droit : flux de chaleur sensible ( $H$  en  $W/m^2$ ); central gauche : flux de conduction dans le sol ( $G$  en  $W/m^2$ ); central droit : température radiative de surface ( $T_{rad}$  en  $^{\circ}C$ ); inférieur gauche : flux de transpiration ( $F_T$  en  $mm/d$ ); inférieur droit : Contenu en eau du sol total ( $SWC$  en  $m^3/m^3$ )). Les cycles saisonniers moyens sont évalués grâce à un regroupement de l'ensemble des résultats semi-horaires en fonction du jour de l'année auxquels ils correspondent. Une moyenne glissante sur 30 jours a ensuite été appliquée pour faciliter la lecture. Les différences absolues sont exprimées dans la même unité que la grandeur considérée.



## Annexe C

# Transport turbulent dans et au-dessus de la canopée grâce à d'autres outils de physique statistique

Qu'il se produise dans la canopée, à l'interface avec l'atmosphère ou au-dessus de la canopée, l'ensemble du transport de quantité de mouvement, de masse ou d'énergie s'effectue par turbulence (et flottabilité dans le cas de conditions atmosphériques stables et instables). L'étude de ce phénomène hautement aléatoire et imprédictible a donné naissance à un ensemble varié de modèles essayant de le représenter. Comme on l'a vu précédemment, nombre de ces modèles répondent à beaucoup d'attentes dans des domaines d'application différents et devraient permettre de modéliser de manière réaliste le transport turbulent dans la canopée. Cependant, beaucoup de ces modèles reposent sur des hypothèses fortes et nombre d'entre eux sont empiriques ou semi-empiriques. Ce gros enjeu de la modélisation de la turbulence intra-canopée reste donc relativement ouvert. L'objectif de cette section n'est évidemment pas d'y répondre mais d'apporter de maigres pistes de réflexion pouvant permettre d'avancer vers un modèle différent de ceux proposés précédemment. Une vraie étude sur chacun de ces sujets pouvant constituer une thèse à part entière, seuls les grands principes de chacun des domaines ainsi qu'une explication très succincte sur pourquoi ils pourraient convenir, est fournie. Ces réflexions font suite à un cours du Pr. Stéphane Mallat suivi pendant la thèse au Collège de France intitulé *Modèle, Information et Physique Statistique*.

Le cours s'articulait autour de la question : *Comment penser les problèmes et modéliser les données en grande dimension*. Pour répondre à cette question, la physique statistique développée aux 19ème et 20ème siècles permet de déterminer des propriétés physiques grande échelle à partir d'interactions à petite échelle. Elle a notamment été utilisée en thermodynamique pour déterminer des propriétés d'entropie par exemple. L'objectif de la physique statistique est donc de déterminer l'apparition de propriétés lors du passage du microscopique au macroscopique. De la même manière, son objectif est également de comprendre et d'expliquer les transitions de phase. L'analogie avec la physique de la turbulence dans la canopée est donc intéressante car les tourbillons à l'origine du transport (échelle microscopique) entraîne la formation de structures plus importantes (notamment à l'intersection canopée/atmosphère) qui sont à l'origine du mouvement. Utiliser des théories de turbulence ou de physique statistique développées dans d'autres domaines peut donc s'avérer intéressant pour résoudre la turbulence atmosphérique.

Comme présenté dans le cours mentionné ci-dessus, la première approche qui peut être testée est celle d'un

modèle de mélange gaussien. Ce modèle, dont le principe est la décomposition d'une variable en somme de plusieurs gaussiennes ne permet pas de reproduire la complexité des structures d'un écoulement turbulent. La Figure C.1 présente les résultats d'un modèle gaussien visant à simplifier une simulation d'un écoulement turbulent en 2D (figure de gauche). Il est clair que le modèle gaussien (figure de droite) n'arrive pas à reproduire les structures plus réalistes simulées. Il présente notamment plus de désordre (d'entropie) et ne permet pas de reproduire les structures de plus grande échelle observées sur la figure de gauche.

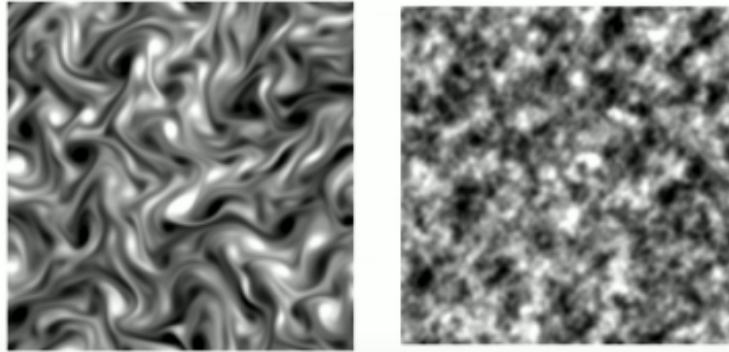


Figure C.1 – Comparaison entre une simulation d'écoulement turbulent 2D (gauche) et le résultat d'un modèle gaussien simplifiant le problème (droite)

En réponse à cette incapacité des systèmes gaussiens à reproduire ces structures de plus grande échelle, certains modèles ont été développés pour mieux représenter les corrélations entre échelles. Parmi eux, les modèles de reproduction de turbulence par décomposition en ondelettes et les modèles de production d'entropie maximum. Ces théories, basées sur des principes de physique statistique plus puissants permettent de modéliser les structures à différentes échelles et leurs corrélations. Appliquées au cas de la turbulence, elles permettent de reconstituer les structures de grande échelle comme les figures C.2 et C.3. Bien que non reproduits parfaitement, il est clair que la complexité de la structure ainsi que son taux d'entropie sont parfaitement retranscrits par le modèle.

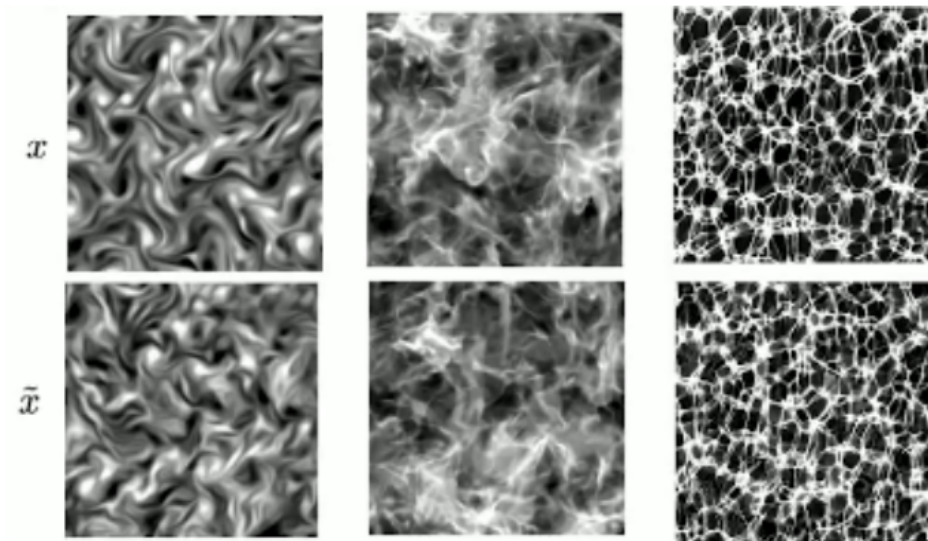


Figure C.2 – Comparaison entre 3 types d'écoulements 2D modélisés grâce à une simulation fine échelle (haut) et les résultats d'un modèle de production d'entropie maximum associé à un réseau de neurones entraîné pour reproduire les types d'écoulements (bas)

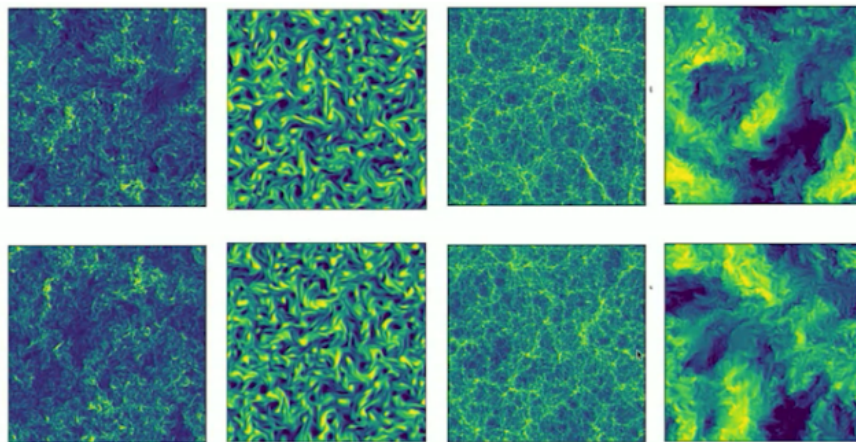


Figure C.3 – Figure similaire à la précédente pour des écoulements à plus haute résolution : comparaison entre 4 types d'écoulements 2D modélisés grâce à une simulation fine échelle (haut) et les résultats d'un modèle de production d'entropie maximum associé à un réseau de neurones entraîné pour reproduire les types d'écoulements (bas)

Enfin, une dernière idée a germé au cours de cette thèse pour tenter de proposer une approche différente aux études effectuées sur les turbulences dans la canopée. L'idée se base sur la théorie de la percolation. Cette théorie de physique statistique étudie les milieux aléatoires grâce à une analogie à un graphe aléatoire. En considérant un cas concret, une surface 2D composée de  $N^2$  sommets, si une source émet des particules sur un sommet de coordonnées  $(i, j)$ , chaque particule aura une probabilité  $p$  d'être transmise au sommet suivant adjacent. A chaque pas de temps, un tirage est effectué et la particule se déplace ou reste à sa place. A la fin de la simulation, l'ensemble du mouvement aléatoire est déterminé. A des fins de curiosité, cette théorie a été appliquée de manière empirique sur une canopée idéalisée émettant une certaine quantité de particules à un instant  $t$ . Il est ici considéré que les tour-

billons responsables du mouvement à l'intérieur de la canopée sont des branches du graphe permettant 3 types de mouvement : bas, haut et horizontal. Pour chaque particule émise, les probabilités de mouvement au sein de la canopée ont été déterminées comme étant 0.5 pour un mouvement "horizontal", 0.7 pour un mouvement "bas" et une fonction quasi-linéaire, fonction de la hauteur pour les mouvements "haut" (permettant d'obtenir une probabilité de 0.5 à 75% de la hauteur de la canopée). Cette dernière fonction a pour objectif de représenter la décroissance des turbulences au sein de la canopée. Une fois arrivées en haut de la grille, les particules sont évacuées. Les résultats obtenus après simulation sur 1000 itérations sont présentés en Figure C.4.

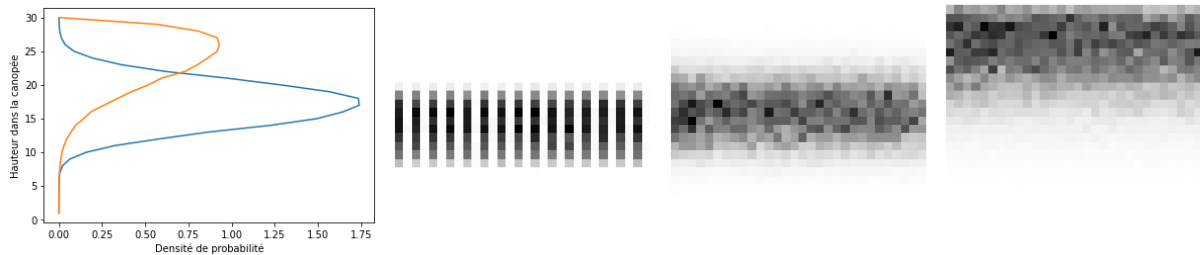


Figure C.4 – Transport des particules dans une canopée théorique par percolation. La figure de gauche présente la densité de probabilité des particules à  $t = 150$  (bleu) et  $t = 1000$  (orange). La figure centrale de gauche présente la canopée à l'instant  $t = 0$ , la figure centrale droite après  $t = 150$  itérations, la figure de droite après  $t = 1000$  itérations.

Au delà de l'aspect très simpliste de la simulation, il est intéressant de noter l'étalement de la gaussienne au sein de la canopée, permettant de représenter un transfert plus rapide en haut de la canopée qu'au milieu. Une amélioration d'un tel modèle avec des probabilités de passage dépendante de la vitesse du vent et d'autres propriétés propres à la canopée pourraient rendre intéressant ce type d'approche.

## Annexe D

# Implémentation de l'hétérogénéité sous-maille dans ORCHIDEE

Cette annexe a pour objectif de décrire le principe de fonctionnement du modèle d'hétérogénéité sous-maille implémenté dans ORCHIDEE dans le cadre de cette thèse.

## D.1 Architecture du modèle

### D.1.1 Zoom sur l'architecture standard d'ORCHIDEE

Avant de décrire l'architecture du modèle, il convient de rentrer dans les détails de l'architecture standard. L'objectif de cette section est la description des liens entre les différents modules d'ORCHIDEE et la manière dont les équations sont résolues entre elles. Cette description est cruciale de manière à comprendre les changements qui ont été nécessaires pour représenter l'hétérogénéité sous-maille dans ORCHIDEE.

#### D.1.1.1 Principales échelles de résolution

La description d'ORCHIDEE fournie en section 2.1.1.2 et dans la table 2.1 permet d'avoir un premier aperçu des différentes échelles de résolution d'ORCHIDEE. Les 3 principales sont :

- La maille sur laquelle est résolue le bilan d'énergie, la dynamique et la thermique de la neige;
- Les PFTs, sur lesquels sont résolus tous les processus liés au cycle du carbone, à la croissance de la végétation ou à la photosynthèse;
- Les colonnes de sol (aussi appelées "soil tiles"), sur lesquelles sont résolus l'hydrologie et la thermique du sol.

Des échelles plus fines comme les classes de circonférence des arbres sont aussi utilisées dans certaines parties du code mais elles ne sont pas décrites ici car elles ne présentent pas d'intérêt à cette étape du travail.

### D.1.1.2 Modules et routines

ORCHIDEE est divisé en un grand nombre de modules résolvant chacun un processus ou un groupe de processus précis. Ces différents modules sont "appelés" par deux modules principaux : *sechiba* (correspondant au modèle "parent" d'ORCHIDEE mentionné en section 2.1.1.1) et *stomate* (le modèle ajouté à *sechiba* à la création d'ORCHIDEE). Chaque module principal est composé d'un grand nombre de sous-modules qui vont être décrits par la suite.

Pour le module *stomate*, comme pour l'ensemble de ses "sous-modules", les calculs sont déjà résolus à l'échelle du PFT et, comme les processus impliqués dans ce module sont relativement peu en lien avec les bilans d'énergie et d'eau, il a été volontairement décidé de ne pas décrire ce module.

Le module *sechiba*, de son côté, est composé de 12 modules principaux. L'ensemble de ces 12 modules, leur description, les routines les composant et les échelles de résolution sont résumés dans les tableaux D.1, D.2 & D.3.

La complexité du code d'ORCHIDEE réside donc principalement dans les différentes échelles de chacune des routines des modules présentés précédemment. L'ensemble de ces modules est résolu en suivant le schéma de résolution suivant (cette description omet volontairement le module *hydraulic\_arch* qui résolvait l'ancienne version de l'architecture hydraulique et est maintenant obsolète) :

1. Le premier module appelé est *diffuco*, il calcule successivement les différents coefficients  $\beta$  utilisés dans le bilan d'énergie;
2. Le second module appelé est celui du bilan d'énergie. En fonction de l'option choisie, il s'agit soit du module *enerbil* qui résout le bilan d'énergie "big-leaf" à l'échelle de la maille ainsi que son couplage implicite avec l'atmosphère, soit le module *mleb* qui résout le bilan d'énergie multi-couches;
3. Ensuite, le module *hydrol* est appelé. Il commence par appeler le module *explicitssnow* qui traite la dynamique de la neige, puis il résout le bilan hydrique du sol;
4. Le module *condveg* commence par résoudre le modèle de transfert turbulent avec l'atmosphère en calculant le coefficient de traînée et les hauteurs de rugosité. Il appelle ensuite le module *albedo\_surface* qui résout le transfert radiatif courtes longueurs d'ondes et calcule l'albedo;
5. Le module *thermosoil* résout le bilan thermique du sol, permettant le calcul du flux de conduction dans le sol et de la température de surface pour le pas de temps suivant;
6. Le module *routing* résout le schéma de routage en fonction des bassins versants;
7. Enfin, le module *slowproc* est appelé. Sa fonction principale est d'appeler le module parent *stomate* qui va résoudre l'ensemble de la dynamique de la végétation (avec d'autres modules). Le module *slowproc* fait le lien avec le reste du module *sechiba*.

### D.1.1.3 Variables et boucles de résolution

Le traitement des variables dans ORCHIDEE suit la logique de résolution des modules. Chaque module possédant sa propre échelle de résolution, l'ensemble des boucles de résolutions se situent au sein des routines (boucles sur les mailles ou sur les PFTs). Du fait de l'endroit où sont situées ces boucles, de nombreuses variables locales à chaque module sont définies comme des tableaux de dimension  $(N_{grille}, N_{echelle})$  où  $N_{echelle}$  est la dimension de l'échelle considérée (PFTs : 13 ou 15, soiltiles : 3 ...).

De même, comme de nombreuses échelles différentes sont définies, de nombreuses variables existent pour

<b>Sous-module</b>	<b>Description générale</b>	<b>Routines importantes</b>	<b>Description spécifique</b>	<b>Echelle de résolution</b>
explicitsnow	Décrit la dynamique et le bilan d'énergie de la neige sur la maille	explicitsnow_profile  explicitsnow_melt_refrz  explicitsnow_subli	Décrit le bilan thermique et le profil de température dans la neige  Calcule des processus de fonte/regel de la neige  Calcule la quantité de neige sublimée  cf description générale	Maille (neige équirépartie sur chaque PFT ensuite)  Maille (neige équirépartie sur chaque PFT ensuite)  Maille (neige équirépartie sur chaque PFT ensuite)  PFT
chemistry	Décrit l'ensemble des émissions biogéniques de composés réactifs dans l'atmosphère (VOC de la végétation et NOx du sol)	chemistry_main		
condveg	Calcule la rugosité de la surface (coefficient de trainée, hauteurs de rugosité...)	condveg_zocdrag  condveg_zocdrag_dyn	résout le modèle de Louis (1979) présenté en section 2.1.3.1  résout le modèle de Su et al. (2001) présenté en section 2.1.3.2  cf description générale	Maille  PFT, moyenné à l'échelle de la maille
routing	Décrit la dynamique des transferts latéraux dans les bassins versants	routing_main		Bassin versant
albedo_surface	Calcule l'albedo de la surface (végétation, sol et neige)	calculate_snow_albedo  multilevel_albedo	Calcule l'albedo de la neige sur la végétation  résout le modèle de Pinty et al. (2006) présenté en section 4.2.1.3	PFT, moyenné à l'échelle de la maille  PFT, moyenné à l'échelle de la maille
thermosoil	Décrit le bilan thermique du sol	thermosoil_profile  thermosoil_coef	Calcule le profil de température dans le sol en résolvant l'équation 2.29  Calcule les coefficients nécessaires à la résolution du bilan thermique du sol au prochain pas de temps	Maille  Maille

 Table D.1 – Résumé des différents sous-modules composant le module parent *sechiba* - Part 1

<b>Sous-module</b>	<b>Description générale</b>	<b>Routines importantes</b>	<b>Description spécifique</b>	<b>Echelle de résolution</b>
enerbil	résout le bilan d'énergie big-leaf de la surface décrit en section 2.1.2.1	enerbil_surftemp	Résout le schéma de résolution implicite pour calculer l'humidité et la température de la surface	Maille
		enerbil_flux	Calcule les flux composants le bilan d'énergie dans les équations 2.3 & 2.1	Maille
		enerbil_evapveg	Calcule les différents flux composant le flux d'évapotranspiration	Maille
		diffuoco_flood	Calcule le $\beta$ associé à l'évaporation des plaines inondées	Maille
diffuoco	Calcule l'ensemble des coefficients résistifs $\beta$ nécessaires pour le calcul du bilan d'énergie et des flux d'évapotranspiration	diffuoco_bare	Calcule le $\beta$ associé à l'évaporation du sol nu décrit en section 2.1.4.2	Maille
		diffuoco_inter	Calcule le $\beta$ associé à l'évaporation de l'eau interceptée par la végétation	PFT, moyenné à l'échelle de la maille
		diffuoco_trans_co2	Calcule le $\beta$ associé à la transpiration en résolvant le module de photosynthèse décrit en section 2.1.4.1	PFT, moyenné à l'échelle de la maille
hydraulic_arch	résout la précédente architecture hydraulique implémentée dans Naudts et al. (2015) (obsolète depuis l'intégration de l'architecture hydraulique décrite en chapitre 4	hydraulic_arch_main	cf description générale	PFT
slowproc	Appelle le module <i>stomate</i> pour résoudre la dynamique de la végétation	slowproc_main		

 Table D.2 – Résumé des différents sous-modules composant le module parent *sechiba* - Part 2

Sous-module	Description générale	Routines importantes	Description spécifique	Echelle de résolution
hydrol	Décrit le bilan d'eau dans chaque soitile	hydro_hydraulic_arch_tuzet_calc hydro_soil	Résout l'architecture hydraulique présentée en Chapitre 4 Résout le bilan hydrique du sol, les flux le constituant et calcule le profil d'humidité du sol	PFT Soitile
mleb	résout le bilan d'énergie multicouches présenté dans le Chapitre 5	mleb_profile mleb_lwrad mleb_calc_column mleb_flux mleb_evapveg	Résout le modèle de transport turbulent décrit en section 4.2.1.2 Résout le modèle de transfert radiatif grandes longueurs d'ondes présenté en section 4.2.1.3 Résout l'ensemble du bilan multi-couches selon la résolution présentée en section 4.2.1.4 Comme la routine enerbil_flux, calcule les flux composant les bilans radiatifs et d'énergie Comme la routine enerbil_veg, calcule les flux composant le flux d'évapotranspiration	Maille (ne fonctionne que sur une maille pure de 1 PFT) Maille (ne fonctionne que sur une maille pure de 1 PFT) Maille (ne fonctionne que sur une maille pure de 1 PFT) Maille (ne fonctionne que sur une maille pure de 1 PFT) Maille (ne fonctionne que sur une maille pure de 1 PFT)

 Table D.3 – Résumé des différents sous-modules composant le module parent *sechiba* - Part 3

convertir les grandeurs d'une échelle à l'autre. L'ajout de ces variables annexes complexifie grandement le code. Par exemple, pour convertir une variable comme l'absorption d'eau par les racines (en  $kg/m_{PFT}^2$ ) du PFT (échelle de calcul initiale) au soiltile (échelle de calcul finale) (donc pour l'obtenir en  $kg/m_{soiltile}^2$ ), elle doit être multipliée par  $veget\_max$  (en  $m_{PFT}^2/m_{grille}^2$ ) qui traduit la part du PFT sur la grille puis divisée par la variable "soiltile" (en  $m_{soiltile}^2/m_{grille}^2$ ) qui traduit la fraction de la grille occupée par le soiltile considéré :

$$F_{abs,soiltile} = \frac{F_{abs,PFT} \cdot veget\_max}{soiltile} \equiv \frac{\frac{kg}{m_{PFT}^2} \cdot \frac{m_{PFT}^2}{m_{grille}^2}}{\frac{m_{soiltile}^2}{m_{grille}^2}} \equiv \frac{kg}{m_{soiltile}^2} \quad (D.1)$$

#### D.1.1.4 Récapitulatif

Un schéma récapitulatif de l'architecture de résolution d'ORCHIDEE est proposé en Figure D.1. Au delà de sa non-capacité à représenter l'hétérogénéité sous-maille dans le bilan d'énergie, cette architecture souffre de plusieurs problèmes d'ordre technique et conceptuel :

- De nombreuses variables locales sont définies aux échelles intermédiaires alors que cela n'est pas nécessaire ;
- Les boucles de résolutions sont souvent répétées ;
- La lecture du code est rendue complexe par la complexité des sous-modules due aux dimensions des variables et aux boucles ;
- Les variables de transition permettant de passer d'une échelle à l'autre rendent le code d'autant plus complexe et leur utilisation est contre-intuitive ;
- Au sein d'un même module, certaines variables, voire routines, peuvent être à des échelles différentes.

L'ensemble de ces problèmes, ajouté à la volonté d'intégrer une représentation sous-maille, suggère une refonte profonde de la manière d'aborder l'architecture du code. Cette refonte du code est proposée dans la section D.1.2.

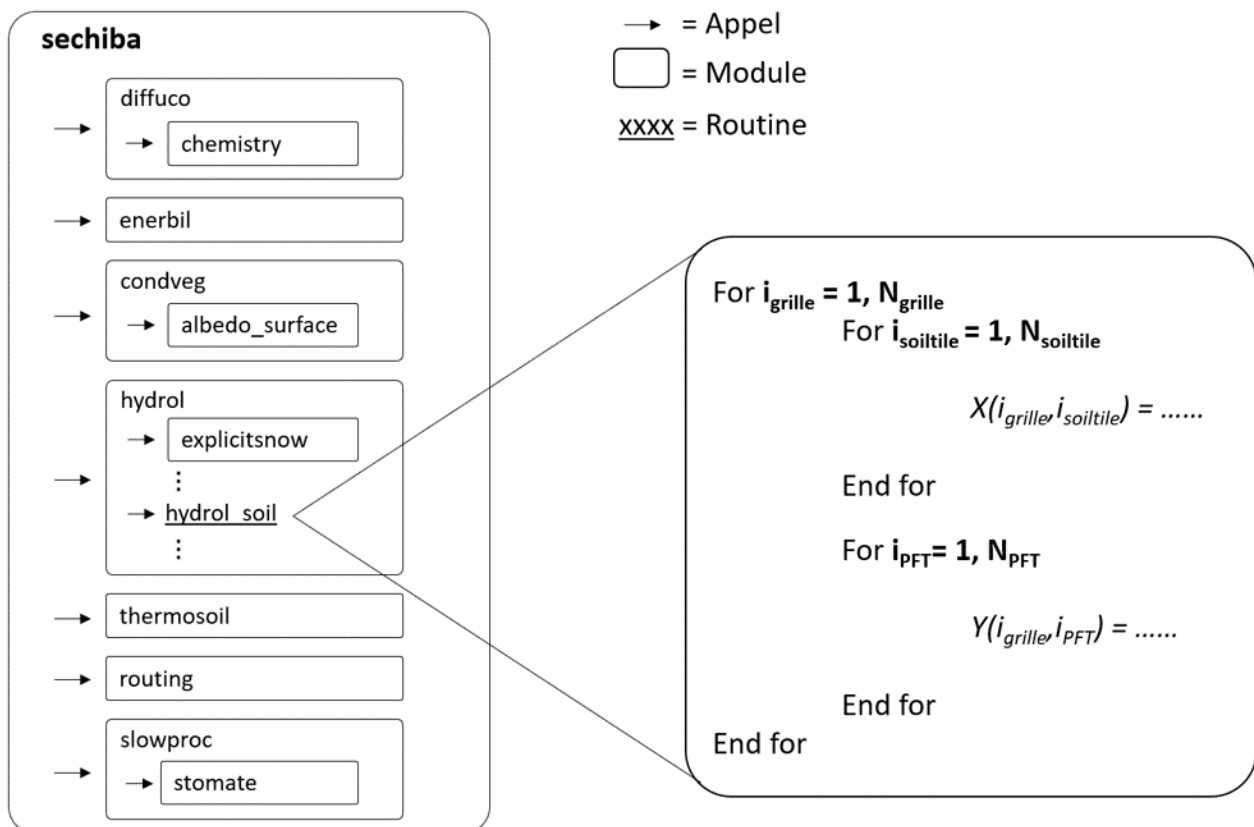


Figure D.1 – Architecture du code par défaut. Chaque module appelé est explicité dans le module parent *sechiba* ou dans les sous-modules l'appelant. Une vision détaillée d'une routine est proposée sur la partie droite de l'image pour comprendre le fonctionnement du calcul de deux variables X et Y définies par des tableaux dépendant du nombre de points de grille ( $N_{grille}$ ) et, respectivement, du nombre de soil tiles ( $N_{soiltiles}$ ) et du nombre de PFT ( $N_{PFT}$ ). Pour simplifier le schéma, les modules *hydraulic\_arch* et *mleb* ainsi que les différentes conditions ont été retirées.

## D.1.2 Nouvelle résolution d'ORCHIDEE

La nouvelle résolution présentée ci-après a été développée en suivant trois principes clés :

- Permettre l'intégration d'une représentation de l'hétérogénéité sous-maille de type mosaïque;
- Faciliter la lecture et la compréhension du code;
- Être rapidement implémentable dans ORCHIDEE dans le cadre de cette thèse.

Ce développement s'affranchit donc de considérations essentielles comme la facilité de portage du code sur GPU ou l'efficacité du code. Ces deux points précis nécessitant une réflexion accrue sur l'architecture du modèle, il a été décidé de proposer une version plus simple répondant aux 3 critères ci-dessus.

L'objectif premier de la restructuration du code est de permettre une représentation des bilans par PFT. Pour y arriver, l'ensemble des modules et des routines présentés dans le tableau D.1, D.2 et D.3 doivent présenter une échelle de résolution "PFT" (à l'exception du module de routage qui sera traité séparément et restera inchangé).

Cette volonté d'obtenir l'ensemble des variables sur la même dimension revient à effectuer plusieurs changements :

- Remplacer les dimensions soit de chacune des variables concernées par une dimension PFT et introduire une dimension PFT dans les variables du bilan d'énergie;
- Enlever toutes les variables de conversion dans chacun des calculs;
- Revoir l'ensemble des boucles de résolution.

Une fois l'ensemble des variables déclarées à la même échelle, un gros travail de restructuration du code a été mené de manière à faciliter sa compréhension. Pour faciliter la lecture du code, il a été décidé que chaque "sous-module" de *sechiba*, peut, en réalité, être considéré comme un ensemble de calculs à effectuer sur plusieurs variables de dimension unitaire précise. Ainsi, l'ensemble des boucles a été retiré des modules et les variables en leur sein ne possèdent plus de dimension (à part quelques exceptions). Les boucles sur les points de grille et les PFTs ont été déplacées au niveau du module parent *sechiba* et chaque "sous-module" est appelé autant de fois que les dimensions le demandent. A chaque appel de ces "sous-modules", les variables envoyées à ces derniers correspondent uniquement aux valeurs d'indice ( $i_{grille}, i_{PFT}$ ) de chacune des variables de dimension ( $N_{grille}, N_{PFT}$ ). Le code dans chaque sous-module se retrouve simplifié des dimensions de variable, des variables de conversion ainsi que des boucles permettant une lecture plus simple.

Dans le cadre de la représentation de l'hétérogénéité sous-maille, l'ensemble des variables reliées aux bilans d'eau et d'énergie et définies à l'échelle de la maille ou du soiltile, sont redéfinies à l'échelle du PFT. Enfin, deux routines sont introduites de manière à faire le lien entre les variables d'entrée d'ORCHIDEE (définie à l'échelle de la maille et qui doivent subir une réduction d'échelle à l'échelle du PFT) et les variables de sortie de *sechiba* qui doivent subir une augmentation d'échelle pour être toujours compatibles avec un futur couplage avec LMDZ.

La Figure D.2 présente une version mise à jour de la figure D.1 après introduction du modèle de représentation sous-maille et de la restructuration du code.

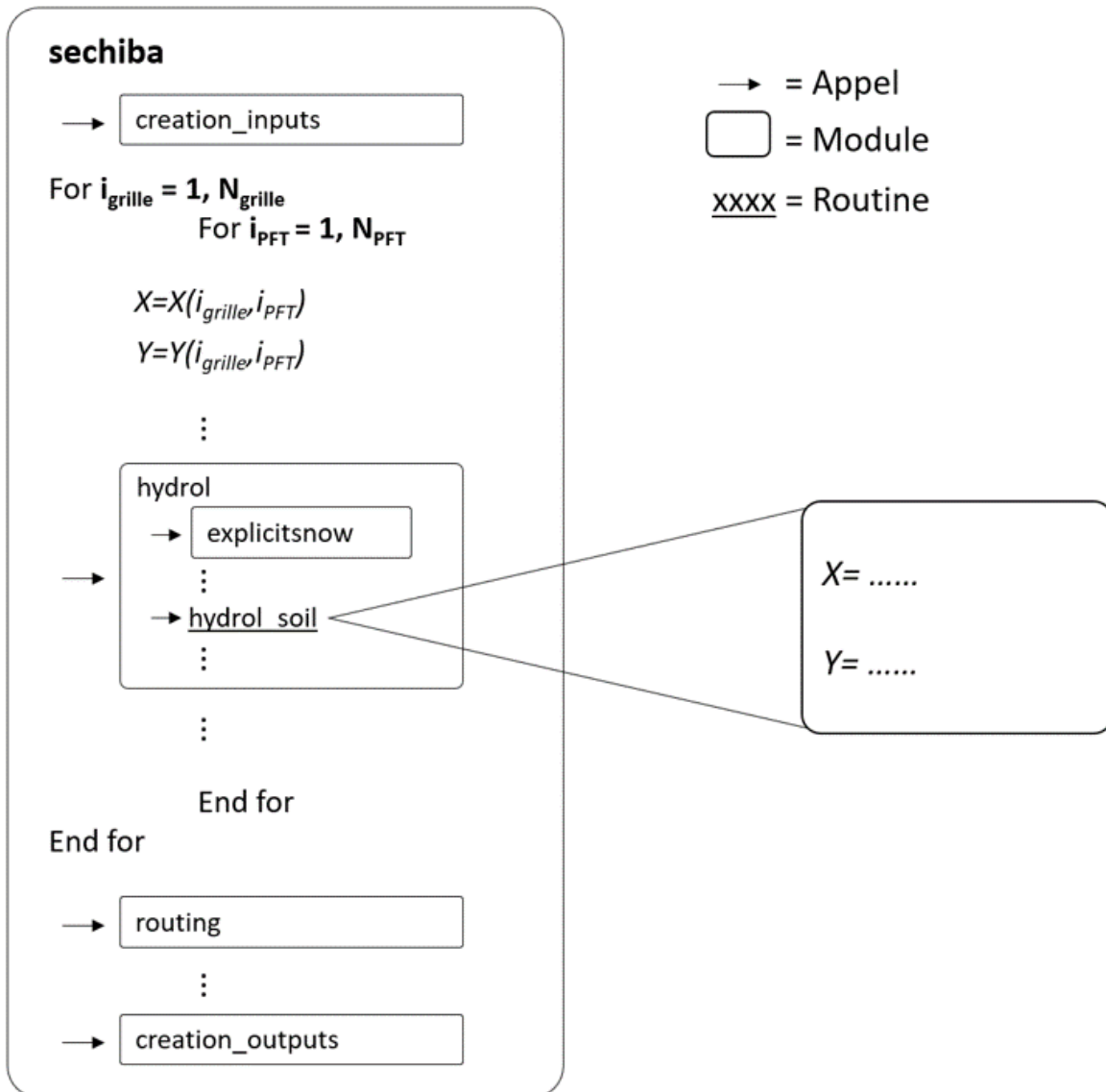


Figure D.2 – Architecture du code après restructuration. l'ensemble des modules appelés est similaire à la figure précédente mais non représenté dans un souci de concision. Une vision détaillée du principe de calcul de deux variables X et Y définies par des tableaux dépendant du nombre de points de grille ( $N_{grille}$ ) et du nombre de PFTs ( $N_{PFT}$ ) (les soil tiles n'étant plus pris en compte) est proposée au sein du module parent *sechiba* et au sein d'un des sous-modules (*hydrol*).

## D.2 Evaluation

Bien qu'implémenté et fonctionnant sans "crash", l'évaluation du nouveau modèle d'hétérogénéité sous-maille n'a pas pu être effectuée dans le cadre de cette thèse. La cohérence des résultats sur site doit encore être vérifiée de manière à s'assurer que la physique du modèle est bien conservée. Pour ce faire, plusieurs tests dans des configurations précises avec un seul PFT doivent être menés pour vérifier que l'introduction de l'hétérogénéité sous-maille conserve les résultats du modèle standard. Une fois ces tests effectués, une évaluation précise des résultats de l'hé-

térogénéité sous-maille pourra être effectuée. Elle devrait, dans un premier temps, prolonger l'étude préliminaire présentée en section 5.2 avec une évaluation de l'impact de l'hétérogénéité sous-maille sur les résultats globaux du modèle big-leaf (comparaison la méthode paramètres-agrégés et la méthode mosaïque). Dans un second temps, une évaluation globale du bilan d'énergie multi-couches pour obtenir une première représentation globale du micro-climat intra-canopée et de sa capacité d'atténuation des températures pourra être effectuée de manière à apporter des éléments de réponse aux questions de recherche mentionnées dans ce manuscrit.

Le temps restreint de la thèse n'a malheureusement pas permis de finaliser ces évaluations.

# Bibliographie

- Adams, H. D., Zeppel, M. J., Anderegg, W. R., Hartmann, H., Landhäusser, S. M., Tissue, D. T., Huxman, T. E., Hudson, P. J., Franz, T. E., Allen, C. D., Anderegg, L. D., Barron-Gafford, G. A., Beerling, D. J., Breshears, D. D., Brodrigg, T. J., Bugmann, H., Cobb, R. C., Collins, A. D., Dickman, L. T., Duan, H., Ewers, B. E., Galiano, L., Galvez, D. A., Garcia-Forner, N., Gaylord, M. L., Germino, M. J., Gessler, A., Hacke, U. G., Hakamada, R., Hector, A., Jenkins, M. W., Kane, J. M., Kolb, T. E., Law, D. J., Lewis, J. D., Limousin, J. M., Love, D. M., Macalady, A. K., Martínez-Vilalta, J., Mencuccini, M., Mitchell, P. J., Muss, J. D., O'Brien, M. J., O'Grady, A. P., Pangle, R. E., Pinkard, E. A., Piper, F. I., Plaut, J. A., Pockman, W. T., Quirk, J., Reinhardt, K., Ripullone, F., Ryan, M. G., Sala, A., Sevanto, S., Sperry, J. S., Vargas, R., Vennetier, M., Way, D. A., Xu, C., Yopez, E. A., and McDowell, N. G. A multi-species synthesis of physiological mechanisms in drought-induced tree mortality. *Nature Ecology and Evolution*, 1, 2017. ISSN 2397334X. doi : 10.1038/s41559-017-0248-x.
- Ament, F. and Simmer, C. Improved representation of land-surface heterogeneity in a non-hydrostatic numerical weather prediction model. *Boundary-Layer Meteorology*, 121, 2006. ISSN 00068314. doi : 10.1007/s10546-006-9066-4.
- Amigo, I. When will the amazon hit a tipping point?, 2020. ISSN 14764687.
- Arias, P., Bellouin, N., Coppola, E., Jones, R., Krinner, G., Marotzke, J., Naik, V., Palmer, M., Plattner, G.-K., Rogelj, J., Rojas, M., Sillmann, J., Storelvmo, T., Thorne, P., Trewin, B., Achuta Rao, K., Adhikary, B., Allan, R., Armour, K., Bala, G., Barimalala, R., Berger, S., Canadell, J., Cassou, C., Cherchi, A., Collins, W., Collins, W., Connors, S., Corti, S., Cruz, F., Dentener, F., Dereczynski, C., Di Luca, A., Diongue Niang, A., Doblas-Reyes, F., Dosio, A., Douville, H., Engelbrecht, F., Eyring, V., Fischer, E., Forster, P., Fox-Kemper, B., Fuglestedt, J., Fyfe, J., Gillett, N., Goldfarb, L., Gorodetskaya, I., Gutierrez, J., Hamdi, R., Hawkins, E., Hewitt, H., Hope, P., Islam, A., Jones, C., Kaufman, D., Kopp, R., Kosaka, Y., Kossin, J., Krakovska, S., Lee, J.-Y., Li, J., Mauritsen, T., Maycock, T., Meinshausen, M., Min, S.-K., Monteiro, P., Ngo-Duc, T., Otto, F., Pinto, I., Pirani, A., Raghavan, K., Ranasinghe, R., Ruane, A., Ruiz, L., Sallée, J.-B., Samset, B., Sathyendranath, S., Seneviratne, S., Sörensson, A., Szopa, S., Takayabu, I., Tréguier, A.-M., van den Hurk, B., Vautard, R., von Schuckmann, K., Zaehle, S., Zhang, X., and Zickfeld, K. *Technical Summary*, page 33144. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2021. doi : 10.1017/9781009157896.002.
- Arola, A. Parameterization of turbulent and mesoscale fluxes for heterogeneous surfaces. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56, 1999. ISSN 00224928. doi : 10.1175/1520-0469(1999)056<0584:POTAMF>2.0.CO;2.
- Arx, G. V., Pannatier, E. G., Thimonier, A., and Rebetez, M. Microclimate in forests with varying leaf area index and soil moisture : Potential implications for seedling establishment in a changing climate. *Journal of Ecology*, 101, 2013. ISSN 00220477. doi : 10.1111/1365-2745.12121.
- Asner, G. P., Townsend, A. R., and Braswell, B. H. Satellite observation of el nino effects on amazon forest phenology and productivity. *Geophysical Research Letters*, 27, 2000. ISSN 00948276. doi : 10.1029/1999GL011113.

- Baldocchi, D., Chen, Q., Chen, X., Ma, S., Miller, G., Ryu, Y., Xiao, J., Wenk, R., and Battles, J. *The dynamics of energy, water, and carbon fluxes in a blue oak (quercus douglasii) Savanna in California*. 2010. doi : 10.1201/b10275.
- Ball, J. T., Woodrow, I. E., and Berry, J. A. *A Model Predicting Stomatal Conductance and its Contribution to the Control of Photosynthesis under Different Environmental Conditions*. 1987. doi : 10.1007/978-94-017-0519-6\_48.
- Bardal, L. M., Onstad, A. E., Sætran, L. R., and Lund, J. A. Evaluation of methods for estimating atmospheric stability at two coastal sites. *Wind Engineering*, 42, 2018. ISSN 2048402X. doi : 10.1177/0309524X18780378.
- Baret, F., Weiss, M., Lacaze, R., Camacho, F., Makhmara, H., Pacholczyk, P., and Smets, B. Geov1 : Lai and fapar essential climate variables and fcover global time series capitalizing over existing products. part1 : Principles of development and production. *Remote Sensing of Environment*, 137, 2013. ISSN 00344257. doi : 10.1016/j.rse.2012.12.027.
- Bastrikov, V., Macbean, N., Bacour, C., Santaren, D., Kuppel, S., and Peylin, P. Land surface model parameter optimisation using in situ flux data : Comparison of gradient-based versus random search algorithms (a case study using orchidee v1.9.5.2). *Geoscientific Model Development*, 11, 2018. ISSN 19919603. doi : 10.5194/gmd-11-4739-2018.
- Berbigier, P. and Bonnefond, J. M. Measurement and modelling of radiation transmission within a stand of maritime pine (pinus pinaster ait). *Annales des Sciences Forestieres*, 52, 1995. ISSN 00034312. doi : 10.1051/forest:19950103.
- Bernus, A. and Oettle, C. Modeling subgrid lake energy balance in orchidee terrestrial scheme using the flake lake model. *Geoscientific Model Development*, 15, 2022. ISSN 19919603. doi : 10.5194/gmd-15-4275-2022.
- Best, M. J., Pryor, M., Clark, D. B., Rooney, G. G., Essery, R. L. H., Ménard, C. B., Edwards, J. M., Hendry, M. A., Porson, A., Gedney, N., Mercado, L. M., Sitch, S., Blyth, E., Boucher, O., Cox, P. M., Grimmond, C. S. B., and Harding, R. J. The joint uk land environment simulator (jules), model description – part 1 : Energy and water fluxes. *Geoscientific Model Development*, 4, 2011. doi : 10.5194/gmd-4-677-2011.
- Bisht, G., Riley, W. J., and Mills, R. T. Development of a multi-layer canopy model for e3sm land model with support for heterogeneous computing. *Journal of Computational Science*, 81 :102366, 9 2024. ISSN 18777503. doi : 10.1016/j.jocs.2024.102366.
- Bonal, D., Bosc, A., Ponton, S., Goret, J. Y., Burban, B. T., Gross, P., Bonnefond, J. M., Elbers, J., Longdoz, B., Epron, D., Guehl, J. M., and Granier, A. Impact of severe dry season on net ecosystem exchange in the neotropical rainforest of french guiana. *Global Change Biology*, 14, 2008. ISSN 13541013. doi : 10.1111/j.1365-2486.2008.01610.x.
- Bonan, G. B. *Forests and climate change : Forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests*, 2008. ISSN 00368075.
- Bonan, G. B. *Forests, climate, and public policy : A 500-year interdisciplinary odyssey*. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 47, 2016. ISSN 15452069. doi : 10.1146/annurev-ecolsys-121415-032359.
- Bonan, G. B., Patton, E. G., Harman, I. N., Oleson, K. W., Finnigan, J. J., Lu, Y., and Burakowski, E. A. Modeling canopy-induced turbulence in the earth system : A unified parameterization of turbulent exchange within plant canopies and the roughness sublayer (clm-ml vo). *Geoscientific Model Development*, 11, 2018. ISSN 19919603. doi : 10.5194/gmd-11-1467-2018.
- Bonan, G. B., Patton, E. G., Finnigan, J. J., Baldocchi, D. D., and Harman, I. N. Moving beyond the incorrect but useful paradigm : reevaluating big-leaf and multilayer plant canopies to model biosphere-atmosphere fluxes – a review. *Agricultural and Forest Meteorology*, 306, 2021. ISSN 01681923. doi : 10.1016/j.agrformet.2021.108435.

- Boone, A., Samuelsson, P., Gollvik, S., Napoly, A., Jarlan, L., Brun, E., and Decharme, B. The interactions between soil-biosphere-atmosphere land surface model with a multi-energy balance (isba-meb) option in surfexv8-part 1 : Model description. *Geoscientific Model Development*, 10, 2017. ISSN 19919603. doi : 10.5194/gmd-10-843-2017.
- Bosveld, F. C. Derivation of fluxes from profiles over a moderately homogeneous forest. *Boundary-Layer Meteorology*, 84, 1997. ISSN 00068314. doi : 10.1023/A:1000453629876.
- Brunet, Y. Turbulent flow in plant canopies : Historical perspective and overview. *Boundary-Layer Meteorology*, 177, 2020. ISSN 15731472. doi : 10.1007/s10546-020-00560-7.
- Buckley, T. N. The control of stomata by water balance, 2005. ISSN 0028646X.
- Budyko, M. I. The heat balance of the earth's surface. *Soviet Geography*, 2, 1961. ISSN 0038-5417. doi : 10.1080/00385417.1961.10770761.
- Cantero, E., Sanz, J., Borbón, F., Paredes, D., and García, A. On the measurement of stability parameter over complex mountainous terrain. *Wind Energy Science*, 7, 2022. ISSN 23667451. doi : 10.5194/wes-7-221-2022.
- Cellier, P. and Brunet, Y. Flux-gradient relationships above tall plant canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 58, 1992. ISSN 01681923. doi : 10.1016/0168-1923(92)90113-I.
- Chaney, N. W., Metcalfe, P., and Wood, E. F. Hydroblocks : a field-scale resolving land surface model for application over continental extents. *Hydrological Processes*, 30, 2016. ISSN 10991085. doi : 10.1002/hyp.10891.
- Chaney, N. W., Huijgevoort, M. H. V., Shevliakova, E., Malyshev, S., Milly, P. C., Gauthier, P. P., and Sulman, B. N. Harnessing big data to rethink land heterogeneity in earth system models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22, 2018. ISSN 16077938. doi : 10.5194/hess-22-3311-2018.
- Charbonnier, F., le Maire, G., Dreyer, E., Casanoves, F., Christina, M., Dauzat, J., Eitel, J. U., Vaast, P., Vierling, L. A., and Rouspard, O. Competition for light in heterogeneous canopies : Application of maestra to a coffee (*coffea arabica* l.) agroforestry system. *Agricultural and Forest Meteorology*, 181, 2013. ISSN 01681923. doi : 10.1016/j.agrformet.2013.07.010.
- Chen, J., Franklin, J. F., and Spies, T. A. Contrasting microclimates among clearcut, edge, and interior of old-growth douglas-fir forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 63, 1993. ISSN 01681923. doi : 10.1016/0168-1923(93)90061-L.
- Chen, J., Saunders, S. C., Crow, T. R., Naiman, R. J., Brosofske, K. D., Mroz, G. D., Brookshire, B. L., and Franklin, J. F. Microclimate in forest ecosystem and landscape ecology. *BioScience*, 49, 1999. ISSN 0006-3568. doi : 10.2307/1313612.
- Chen, Y., Ryder, J., Bastrikov, V., McGrath, M. J., Naudts, K., Otto, J., Ottlé, C., Peylin, P., Polcher, J., Valade, A., Black, A., Elbers, J. A., Moors, E., Foken, T., Gorsel, E. V., Haverd, V., Heinesch, B., Tiedemann, F., Knohl, A., Launiainen, S., Loustau, D., Ogeé, J., Vessala, T., and Luysaert, S. Evaluating the performance of land surface model orchidee-can v1.0 on water and energy flux estimation with a single-and multi-layer energy budget scheme. *Geoscientific Model Development*, 9, 2016. ISSN 19919603. doi : 10.5194/gmd-9-2951-2016.
- Chen, Y., Liu, Y., Zhang, J., Yang, W., He, R., and Deng, C. Microclimate exerts greater control over litter decomposition and enzyme activity than litter quality in an alpine forest-tundra ecotone. *Scientific Reports*, 8, 2018. ISSN 20452322. doi : 10.1038/s41598-018-33186-4.

- Choudhury, B. J. and Monteith, J. L. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114, 1988. ISSN 1477870X. doi : 10.1002/qj.49711448006.
- Davis, K. T., Dobrowski, S. Z., Holden, Z. A., Higuera, P. E., and Abatzoglou, J. T. Microclimatic buffering in forests of the future : the role of local water balance. *Ecography*, 42, 2019. ISSN 16000587. doi : 10.1111/ecog.03836.
- de Ridder, K. Bulk transfer relations for the roughness sublayer. *Boundary-Layer Meteorology*, 134, 2010. ISSN 00068314. doi : 10.1007/s10546-009-9450-y.
- de Rosnay, P., Polcher, J., Bruen, M., and Laval, K. Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large-scale land surface processes. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 107, 2002. ISSN 01480227. doi : 10.1029/2001jd000634.
- de Vrese, P., Schulz, J. P., and Hagemann, S. On the representation of heterogeneity in land-surface-atmosphere coupling. *Boundary-Layer Meteorology*, 160, 2016. ISSN 15731472. doi : 10.1007/s10546-016-0133-1.
- Decharme, B., Delire, C., Minvielle, M., Colin, J., Vergnes, J. P., Alias, A., Saint-Martin, D., Séférian, R., Sénési, S., and Voldoire, A. Recent changes in the isba-ctrip land surface system for use in the cnrm-cm6 climate model and in global off-line hydrological applications. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11, 2019. ISSN 19422466. doi : 10.1029/2018MS001545.
- Diamantakis, M. The semi-lagrangian technique in atmospheric modelling : current status and future challenges. *Seminar in numerical methods for atmosphere and ocean modelling*, 2013.
- Didham, R. K. and Ewers, R. M. Edge effects disrupt vertical stratification of microclimate in a temperate forest canopy. *Pacific Science*, 68, 2014. ISSN 15346188. doi : 10.2984/68.4.4.
- Dlugokencky, E. and Tans, P. Trends in atmospheric carbon dioxide, national oceanic and atmospheric administration, earth system research laboratory, 2020.
- Ducoudré, N. I., Laval, K., and Perrier, A. Sechiba, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land-atmosphere interface within the lmd atmospheric general circulation model. *Journal of Climate*, 6, 1993. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/1520-0442(1993)006<0248:sansop>2.0.co;2.
- Dufresne, J.-L. and Ghattas, J. Description du schema de la couche limite turbulente et l'interface avec la surface planetaire dans lmdz, 2009.
- Dupont, S., Gosselin, F., Py, C., Langre, E. D., Hemon, P., and Brunet, Y. Modelling waving crops using large-eddy simulation : Comparison with experiments and a linear stability analysis. *Journal of Fluid Mechanics*, 652, 2010. ISSN 14697645. doi : 10.1017/S0022112010000686.
- Ewers, R. M. and Banks-Leite, C. Fragmentation impairs the microclimate buffering effect of tropical forests. *PLoS ONE*, 8, 2013. ISSN 19326203. doi : 10.1371/journal.pone.0058093.
- Farquhar, G. D., von Caemmerer, S., and Berry, J. A. A biochemical model of photosynthetic co2 assimilation in leaves of c3 species. *Planta*, 149, 1980. ISSN 00320935. doi : 10.1007/BF00386231.
- Fatichi, S., Pappas, C., and Ivanov, V. Y. Modeling plant-water interactions : an ecohydrological overview from the cell to the global scale, 2016. ISSN 20491948.

- Finnigan, J. Turbulence in plant canopies. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 32, 2000. ISSN 00664189. doi : 10.1146/annurev.fluid.32.1.519.
- Fisher, R. A., Koven, C. D., Anderegg, W. R., Christoffersen, B. O., Dietze, M. C., Farnier, C. E., Holm, J. A., Hurtt, G. C., Knox, R. G., Lawrence, P. J., Lichstein, J. W., Longo, M., Matheny, A. M., Medvigy, D., Muller-Landau, H. C., Powell, T. L., Serbin, S. P., Sato, H., Shuman, J. K., Smith, B., Trugman, A. T., Viskari, T., Verbeeck, H., Weng, E., Xu, C., Xu, X., Zhang, T., and Moorcroft, P. R. Vegetation demographics in earth system models : A review of progress and priorities, 2018. ISSN 13652486.
- Foken, T. Eddy flux measurements the energy balance closure problem : an overview. *Ecol. Appl.*, 18, 2008. ISSN 10510761.
- Fornoff, F., Staab, M., Zhu, C. D., and Klein, A. M. Multi-trophic communities re-establish with canopy cover and microclimate in a subtropical forest biodiversity experiment. *Oecologia*, 196, 2021. ISSN 14321939. doi : 10.1007/s00442-021-04921-y.
- Franks, P. J., Cowan, I. R., and Farquhar, G. D. A study of stomatal mechanics using the cell pressure probe. *Plant, Cell and Environment*, 21, 1998. ISSN 01407791. doi : 10.1046/j.1365-3040.1998.00248.x.
- Frenne, P. D., Rodríguez-Sánchez, F., Coomes, D. A., Baeten, L., Verstraeten, G., Vellen, M., Bernhardt-Römermann, M., Brown, C. D., Brunet, J., Cornelis, J., Decocq, G. M., Dierschke, H., Eriksson, O., Gilliam, F. S., Hédli, R., Heinken, T., Hermy, M., Hommel, P., Jenkins, M. A., Kelly, D. L., Kirby, K. J., Mitchell, F. J., Naaf, T., Newman, M., Peterken, G., Petřík, P., Schultz, J., Sonnier, G., Calster, H. V., Waller, D. M., Walther, G. R., White, P. S., Woods, K. D., Wulf, M., Graae, B. J., and Verheyen, K. Microclimate moderates plant responses to macroclimate warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110, 2013. ISSN 00278424. doi : 10.1073/pnas.1311190110.
- Frenne, P. D., Zellweger, F., Rodríguez-Sánchez, F., Scheffers, B. R., Hylander, K., Luoto, M., Vellend, M., Verheyen, K., and Lenoir, J. Global buffering of temperatures under forest canopies. *Nature Ecology and Evolution*, 3, 2019. ISSN 2397334X. doi : 10.1038/s41559-019-0842-1.
- Frenne, P. D., Lenoir, J., Luoto, M., Scheffers, B. R., Zellweger, F., Aalto, J., Ashcroft, M. B., Christiansen, D. M., Decocq, G., Pauw, K. D., Govaert, S., Greiser, C., Gril, E., Hampe, A., Jucker, T., Klings, D. H., Koelemeijer, I. A., Lembrechts, J. J., Marrec, R., Meeussen, C., Ogée, J., Tyystjärvi, V., Vangansbeke, P., and Hylander, K. Forest microclimates and climate change : Importance, drivers and future research agenda, 6 2021. ISSN 13652486.
- Garratt, J. R. Surface influence upon vertical profiles in the atmospheric near-surface layer. *Q.J.R. METEOROL. SOC.*, 106, 1980. ISSN 00359009. doi : 10.1256/smsqj.45010.
- Gebler, S., Franssen, H. J. H., Pötz, T., Post, H., Schmidt, M., and Vereecken, H. Burba, g. (2013). eddy covariance method for scientific, industrial, agricultural and regulatory applications : A field book on measuring ecosystem gas exchange and areal emission rates. li-cor biosciences. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 2015. ISSN 16077938.
- Geiger, R., Aron, R. H., and Todhunter, P. *The Climate Near the Ground*. 1995. doi : 10.1007/978-3-322-86582-3.
- Gouttevin, I., Krinner, G., Ciais, P., Polcher, J., and Legout, C. Multi-scale validation of a new soil freezing scheme for a land-surface model with physically-based hydrology. *Cryosphere*, 6, 2012. ISSN 19940416. doi : 10.5194/tc-6-407-2012.

- Granier, A., Bréda, N., Longdoz, B., Gross, P., and Ngao, J. Ten years of fluxes and stand growth in a young beech forest at hesse, north-eastern france. *Annals of Forest Science*, 65, 2008. ISSN 12864560. doi : 10.1051/forest:2008052.
- Grant, R. H. The mutual interference of spruce canopy structural elements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 32, 1984. ISSN 01681923. doi : 10.1016/0168-1923(84)90084-4.
- Gregory, P. J. Approaches to modelling the uptake of water and nutrients in agroforestry systems, 1996. ISSN 01674366.
- Grünwald, T. and Bernhofer, C. A decade of carbon, water and energy flux measurements of an old spruce forest at the anchor station tharandt. *Tellus B*, 59, 2007. ISSN 0280-6509. doi : 10.3402/tellusb.v59i3.17000.
- Gu, L., Shugart, H. H., Fuentes, J. D., Black, T. A., and Shewchuk, S. R. Micrometeorology, biophysical exchanges and net decomposition in a two-story boreal forest - development and test of an integrated model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94, 1999. ISSN 01681923. doi : 10.1016/S0168-1923(99)00006-4.
- Harman, I. N. and Finnigan, J. J. A simple unified theory for flow in the canopy and roughness sublayer. *Boundary-Layer Meteorology*, 123, 2007. ISSN 00068314. doi : 10.1007/s10546-006-9145-6.
- Haverd, V., Lovell, J. L., Cuntz, M., Jupp, D. L., Newnham, G. J., and Sea, W. The canopy semi-analytic p gap and radiative transfer (canspart) model : Formulation and application. *Agricultural and Forest Meteorology*, 160, 2012. ISSN 01681923. doi : 10.1016/j.agrformet.2012.01.018.
- Hogstrom, U. Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 78, 1996. ISSN 00068314. doi : 10.1007/BF00120937.
- Hourdin, F. Etude et simulation numerique de la circulation generale des atmospheres planetaires. 1992.
- Joetzer, E., Maignan, F., Chave, J., Goll, D., Poulter, B., Barichivich, J., Maréchaux, I., Luysaert, S., Guimberteau, M., Naudts, K., Bonal, D., and Ciais, P. Effect of tree demography and flexible root water uptake for modeling the carbon and water cycles of amazonia. *Ecological Modelling*, 469, 2022. ISSN 03043800. doi : 10.1016/j.ecolmodel.2022.109969.
- Knohl, A., Schulze, E.-D., Kolle, O., and Buchmann, N. Large carbon uptake by an unmanaged 250-year-old deciduous forest in central germany. *Agricultural and Forest Meteorology*, 118(3) :151-167, 2003. ISSN 0168-1923. doi : [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(03\)00115-1](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(03)00115-1). URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192303001151>.
- Kobayashi, N. and Hiyama, T. Stability dependence of canopy flows over a flat larch forest. *Boundary-Layer Meteorology*, 139, 2011. ISSN 00068314. doi : 10.1007/s10546-010-9572-2.
- Koster, R. D. and Suarez, M. J. A comparative analysis of two land surface heterogeneity representations. *Journal of Climate*, 5, 1992. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/1520-0442(1992)005<1379:acaotl>2.0.co;2.
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S., and Prentice, I. C. A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, 2005. ISSN 08866236.
- Kuppel, S., Peylin, P., Maignan, F., Chevallier, F., Kiely, G., Montagnani, L., and Cescatti, A. Model-data fusion across ecosystems : From multisite optimizations to global simulations. *Geoscientific Model Development*, 7, 2014. ISSN 19919603. doi : 10.5194/gmd-7-2581-2014.

- Köchy, M. and Wilson, S. D. Litter decomposition and nitrogen dynamics in aspen forest and mixed-grass prairie. *Ecology*, 78, 1997. ISSN 00129658. doi : 10.1890/0012-9658(1997)078[0732:LDANDI]2.0.CO;2.
- Landsberg, J. J. and Powell, D. B. Surface exchange characteristics of leaves subject to mutual interference. *Agricultural Meteorology*, 12, 1973. ISSN 00021571. doi : 10.1016/0002-1571(73)90017-4.
- Launiainen, S., Katul, G. G., Lauren, A., and Kolari, P. Coupling boreal forest CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O and energy flows by a vertically structured forest canopy - soil model with separate bryophyte layer. *Ecological Modelling*, 312, 2015. ISSN 03043800. doi : 10.1016/j.ecolmodel.2015.06.007.
- Lawrence, D. M., Fisher, R. A., Koven, C. D., Oleson, K. W., Swenson, S. C., Bonan, G., Collier, N., Ghimire, B., van Kampenhout, L., Kennedy, D., Kluzek, E., Lawrence, P. J., Li, F., Li, H., Lombardozzi, D., Riley, W. J., Sacks, W. J., Shi, M., Vertenstein, M., Wieder, W. R., Xu, C., Ali, A. A., Badger, A. M., Bisht, G., van den Broeke, M., Brunke, M. A., Burns, S. P., Buzan, J., Clark, M., Craig, A., Dahlin, K., Drewniak, B., Fisher, J. B., Flanner, M., Fox, A. M., Gentine, P., Hoffman, F., Keppel-Aleks, G., Knox, R., Kumar, S., Lenaerts, J., Leung, L. R., Lipscomb, W. H., Lu, Y., Pandey, A., Pelletier, J. D., Perket, J., Randerson, J. T., Ricciuto, D. M., Sanderson, B. M., Slater, A., Subin, Z. M., Tang, J., Thomas, R. Q., Martin, M. V., and Zeng, X. The community land model version 5 : Description of new features, benchmarking, and impact of forcing uncertainty. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11, 2019. ISSN 19422466. doi : 10.1029/2018MS001583.
- Lembrechts, J. J., Nijs, I., and Lenoir, J. Incorporating microclimate into species distribution models, 2019. ISSN 16000587.
- Lemone, M. A., Angevine, W. M., Bretherton, C. S., Chen, F., Dudhia, J., Fedorovich, E., Katsaros, K. B., Lenschow, D. H., Mahrt, L., Patton, E. G., Sun, J., Tjernström, M., and Weil, J. 100 years of progress in boundary layer meteorology. *Meteorological Monographs*, 59, 2018. ISSN 19433646. doi : 10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-18-0013.1.
- Lenoir, J., Hattab, T., and Pierre, G. Climatic microrefugia under anthropogenic climate change : implications for species redistribution. *Ecography*, 40, 2017. ISSN 16000587. doi : 10.1111/ecog.02788.
- Leuning, R. A critical appraisal of a combined stomatal-photosynthesis model for C<sub>3</sub> plants. *Plant, Cell & Environment*, 18, 1995. ISSN 13653040. doi : 10.1111/j.1365-3040.1995.tb00370.x.
- Leuning, R. Estimation of scalar source/sink distributions in plant canopies using Lagrangian dispersion analysis : Corrections for atmospheric stability and comparison with a multilayer canopy model. In *Boundary-Layer Meteorology*, volume 96, 2000. doi : 10.1023/A:1002449700617.
- Liu, Q., Peng, C., Schneider, R., Cyr, D., Liu, Z., Zhou, X., and Kneeshaw, D. Triplex-mortality model for simulating drought-induced tree mortality in boreal forests : Model development and evaluation. *Ecological Modelling*, 455, 2021. ISSN 03043800. doi : 10.1016/j.ecolmodel.2021.109652.
- Liu, Y., Kumar, M., Katul, G. G., Feng, X., and Konings, A. G. Plant hydraulics accentuates the effect of atmospheric moisture stress on transpiration. *Nature Climate Change*, 10, 2020. ISSN 17586798. doi : 10.1038/s41558-020-0781-5.
- Louis, J. F. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*, 17, 1979. ISSN 00068314. doi : 10.1007/BF00117978.
- Louppe, D. and Mille, G. *Mémento du forestier tropical*. 2015.

- Lovell, J. L., Haverd, V., Jupp, D. L., and Newnham, G. J. The canopy semi-analytic p gap and radiative transfer (canspart) model : Validation using ground based lidar. *Agricultural and Forest Meteorology*, 158-159, 2012. ISSN 01681923. doi : 10.1016/j.agrformet.2012.01.020.
- MacBean, N., Maignan, F., Bacour, C., Lewis, P., Peylin, P., Guanter, L., Köhler, P., Gómez-Dans, J., and Disney, M. Strong constraint on modelled global carbon uptake using solar-induced chlorophyll fluorescence data. *Scientific Reports*, 8, 2018. ISSN 20452322. doi : 10.1038/s41598-018-20024-w.
- Makar, P. A., Fuentes, J. D., Wang, D., Staebler, R. M., and Wiebe, H. A. Chemical processing of biogenic hydrocarbons within and above a temperate deciduous forest. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 104, 1999. ISSN 01480227. doi : 10.1029/1998JD100065.
- Manabe, S. Climate and the ocean circulation. *Monthly Weather Review*, 97, 1969. ISSN 0027-0644. doi : 10.1175/1520-0493(1969)097<0775:catoc>2.3.co;2.
- Massman, W. J. An analytical one-dimensional model of momentum transfer by vegetation of arbitrary structure. *Boundary-Layer Meteorology*, 83, 1997. ISSN 00068314. doi : 10.1023/A:1000234813011.
- Massman, W. J. A model study of  $k_b(h^{-1})$  for vegetated surfaces using 'localized near-field' lagrangian theory. *Journal of Hydrology*, 223, 1999. ISSN 00221694. doi : 10.1016/S0022-1694(99)00104-3.
- Massman, W. J. and Weil, J. C. An analytical one-dimensional second-order closure model of turbulence statistics and the lagrangian time scale within and above plant canopies of arbitrary structure. *Boundary-Layer Meteorology*, 91, 1999. ISSN 00068314. doi : 10.1023/A:1001810204560.
- Masson, V., Moigne, P. L., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouysse, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J.-C., Carrer, D., Decharme, B., Delire, C., Donier, S., Essaouini, K., Gibelin, A.-L., Giordani, H., Habets, F., Jidane, M., Kerdraon, G., Kourzeneva, E., Lafaysse, M., Lafont, S., Brossier, C. L., Lemonsu, A., Mahfouf, J.-F., Marguinaud, P., Mokhtari, M., Morin, S., Pigeon, G., Salgado, R., Seity, Y., Taillefer, F., Tanguy, G., Tulet, P., Vincendon, B., Vionnet, V., and Voldoire, A. The surfexv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6 :929–960, 7 2013. ISSN 1991-9603. doi : 10.5194/gmd-6-929-2013.
- McLaughlin, B. C., Ackerly, D. D., Klos, P. Z., Natali, J., Dawson, T. E., and Thompson, S. E. Hydrologic refugia, plants, and climate change, 2017. ISSN 13652486.
- Mencuccini, M., Manzoni, S., and Christoffersen, B. Modelling water fluxes in plants : from tissues to biosphere, 2019. ISSN 14698137.
- Milly, P. C. D. Potential evaporation and soil moisture in general circulation models. *Journal of Climate*, 5, 1992. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/1520-0442(1992)005<0209:peasmi>2.0.co;2.
- Monin, A. S. and Obukhov, A. M. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, 24, 1954.
- Monteith, J. and Unsworth, M. *Principles of Environmental Physics : Plants, Animals, and the Atmosphere : Fourth Edition*. 2013. doi : 10.1016/C2010-0-66393-0.
- Moorcroft, P. R., Hurtt, G. C., and Pacala, S. W. A method for scaling vegetation dynamics : The ecosystem demography model (ed). *Ecological Monographs*, 71, 2001. ISSN 00129615. doi : 10.1890/0012-9615(2001)071[0557:AMFSVD]2.0.CO;2.

- Naudts, K., Ryder, J., McGrath, M. J., Otto, J., Chen, Y., Valade, A., Bellasen, V., Berhongaray, G., Bönisch, G., Campioli, M., Ghattas, J., Groote, T. D., Haverd, V., Kattge, J., MacBean, N., Maignan, F., Merilä, P., Penuelas, J., Peylin, P., Pinty, B., Pretzsch, H., Schulze, E. D., Solyga, D., Vuichard, N., Yan, Y., and Luysaert, S. A vertically discretised canopy description for orchidee (svn r2290) and the modifications to the energy, water and carbon fluxes. *Geoscientific Model Development*, 8, 2015. ISSN 19919603. doi : 10.5194/gmd-8-2035-2015.
- Nikolov, N. T., Massman, W. J., and Schoettle, A. W. Coupling biochemical and biophysical processes at the leaf level : an equilibrium photosynthesis model for leaves of c3 plants. *Ecological Modelling*, 80, 1995. ISSN 03043800. doi : 10.1016/0304-3800(94)00072-P.
- Obukhov, A. M. Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature. *Boundary-Layer Meteorology*, 2, 1971. ISSN 00068314. doi : 10.1007/BF00718085.
- Ogée, J. Developpement et applications du modele musica : etude des échanges gazeux d'eau et de carbone entre une pinède landaise et l'atmosphère. 2000.
- Ogée, J., Brunet, Y., Loustau, D., Berbigier, P., and Delzon, S. Musica, a co2, water and energy multilayer, multileaf pine forest model : Evaluation from hourly to yearly time scales and sensitivity analysis. *Global Change Biology*, 9, 2003. ISSN 13541013. doi : 10.1046/j.1365-2486.2003.00628.x.
- Owen, P. R. and Thomson, W. R. Heat transfer across rough surfaces. *Journal of Fluid Mechanics*, 15, 1963. ISSN 14697645. doi : 10.1017/S0022112063000288.
- Paeschke, W. Experimentelle untersuchungen zum rauhigkeits-und stabilitatsproblem in der boden-nahen luftschicht. *Beitrage z. Phys. d. freien Atmos.*, 1937.
- Pastorello, G., Trotta, C., Canfora, E., Chu, H., Christianson, D., Cheah, Y. W., Poindexter, C., Chen, J., Elbashandy, A., Humphrey, M., Isaac, P., Polidori, D., Ribeca, A., van Ingen, C., Zhang, L., Amiro, B., Ammann, C., Arain, M. A., Ardö, J., Arkebauer, T., Arndt, S. K., Arriga, N., Aubinet, M., Aurela, M., Baldocchi, D., Barr, A., Beamesderfer, E., Marchesini, L. B., Bergeron, O., Beringer, J., Bernhofer, C., Berveiller, D., Billesbach, D., Black, T. A., Blanken, P. D., Bohrer, G., Boike, J., Bolstad, P. V., Bonal, D., Bonnefond, J. M., Bowling, D. R., Bracho, R., Brodeur, J., Brümmer, C., Buchmann, N., Burban, B., Burns, S. P., Buysse, P., Cale, P., Cavagna, M., Cellier, P., Chen, S., Chini, I., Christensen, T. R., Cleverly, J., Collalti, A., Consalvo, C., Cook, B. D., Cook, D., Coursolle, C., Cremonese, E., Curtis, P. S., D'Andrea, E., da Rocha, H., Dai, X., Davis, K. J., Cinti, B. D., de Grandcourt, A., Ligne, A. D., Oliveira, R. C. D., Delpierre, N., Desai, A. R., Bella, C. M. D., di Tommasi, P., Dolman, H., Domingo, F., Dong, G., Dore, S., Duce, P., Dufrêne, E., Dunn, A., Dušek, J., Eamus, D., Eichelmann, U., ElKhidir, H. A. M., Eugster, W., Ewenz, C. M., Ewers, B., Famulari, D., Fares, S., Feigenwinter, I., Feitz, A., Fensholt, R., Filippa, G., Fischer, M., Frank, J., Galvagno, M., Gharun, M., Gianelle, D., Gielen, B., Gioli, B., Gitelson, A., Goded, I., Goeckede, M., Goldstein, A. H., Gough, C. M., Goulden, M. L., Graf, A., Griebel, A., Gruening, C., Grünwald, T., Hammerle, A., Han, S., Han, X., Hansen, B. U., Hanson, C., Hatakka, J., He, Y., Hehn, M., Heinesch, B., Hinko-Najera, N., Hörtnagl, L., Hutley, L., Ibrom, A., Ikawa, H., Jackowicz-Korczynski, M., Janouš, D., Jans, W., Jassal, R., Jiang, S., Kato, T., Khomik, M., Klatt, J., Knohl, A., Knox, S., Kobayashi, H., Koerber, G., Kolle, O., Kosugi, Y., Kotani, A., Kowalski, A., Kruijt, B., Kurbatova, J., Kutsch, W. L., Kwon, H., Launiainen, S., Laurila, T., Law, B., Leuning, R., Li, Y., Liddell, M., Limousin, J. M., Lion, M., Liska, A. J., Lohila, A., López-Ballesteros, A., López-Blanco, E., Loubet, B., Loustau, D., Lucas-Moffat, A., Lüers, J., Ma, S., Macfarlane, C., Magliulo, V., Maier, R., Mammarella, I., Manca, G., Marcolla, B., Margolis, H. A., Marras, S., Massman, W., Mastepanov, M., Matamala, R., Matthes, J. H., Mazzenga, F., McCaughey, H., McHugh, I., McMillan, A. M., Merbold, L., Meyer, W., Meyers, T., Miller, S. D., Minerbi, S., Moderow, U., Monson, R. K., Montagnani, L., Moore, C. E., Moors, E., Moreaux, V., Moureaux, C., Munger, J. W.,

- Nakai, T., Neiryneck, J., Nesic, Z., Nicolini, G., Noormets, A., Northwood, M., Nosoetto, M., Nouvellon, Y., Novick, K., Oechel, W., Olesen, J. E., Ourcival, J. M., Papuga, S. A., Parmentier, F. J., Paul-Limoges, E., Pavelka, M., Peichl, M., Pendall, E., Phillips, R. P., Pilegaard, K., Pirk, N., Posse, G., Powell, T., Prasse, H., Prober, S. M., Rambal, S., Üllar Rannik, Raz-Yaseef, N., Reed, D., de Dios, V. R., Restrepo-Coupe, N., Reverter, B. R., Roland, M., Sabbatini, S., Sachs, T., Saleska, S. R., Sánchez-Cañete, E. P., Sanchez-Mejia, Z. M., Schmid, H. P., Schmidt, M., Schneider, K., Schrader, F., Schroder, I., Scott, R. L., Sedláč, P., Serrano-Ortiz, P., Shao, C., Shi, P., Shironya, I., Siebicke, L., Šigut, L., Silberstein, R., Sirca, C., Spano, D., Steinbrecher, R., Stevens, R. M., Sturtevant, C., Suyker, A., Tagesson, T., Takanashi, S., Tang, Y., Tapper, N., Thom, J., Tiedemann, F., Tomassucci, M., Tuovinen, J. P., Urbanski, S., Valentini, R., van der Molen, M., van Gorsel, E., van Huissteden, K., Varlagin, A., Verfaillie, J., Vesala, T., Vincke, C., Vitale, D., Vygodskaya, N., Walker, J. P., Walter-Shea, E., Wang, H., Weber, R., Westermann, S., Wille, C., Wofsy, S., Wohlfahrt, G., Wolf, S., Woodgate, W., Li, Y., Zampedri, R., Zhang, J., Zhou, G., Zona, D., Agarwal, D., Biraud, S., Torn, M., and Papale, D. The fluxnet2015 dataset and the oneflux processing pipeline for eddy covariance data. *Scientific Data*, 7, 2020. ISSN 20524463. doi : 10.1038/s41597-020-0534-3.
- Peylin, P., Bacour, C., MacBean, N., Leonard, S., Rayner, P., Kuppel, S., Koffi, E., Kane, A., Maignan, F., Chevallier, F., Ciais, P., and Prunet, P. A new stepwise carbon cycle data assimilation system using multiple data streams to constrain the simulated land surface carbon cycle. *Geoscientific Model Development*, 9, 2016. ISSN 19919603. doi : 10.5194/gmd-9-3321-2016.
- Pinty, B., Lavergne, T., Dickinson, R. E., Widlowski, J. L., Gobron, N., and Verstraete, M. M. Simplifying the interaction of land surfaces with radiation for relating remote sensing products to climate models. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 111, 2006. ISSN 01480227. doi : 10.1029/2005JD005952.
- Polcher, J., Laval, K., Dümenil, L., Lean, J., and Rowntree, P. R. Comparing three land surface schemes used in general circulation models. *Journal of Hydrology*, 180, 1996. ISSN 00221694. doi : 10.1016/0022-1694(95)02886-2.
- Polcher, J., McAvaney, B., Viterbo, P., Gaertner, M. A., Hahmann, A., Mahfouf, J. F., Noilhan, J., Phillips, T., Pitman, A., Schlosser, C. A., Schulz, J. P., Timbal, B., Verseghy, D., and Xue, Y. A proposal for a general interface between land surface schemes and general circulation models. *Global and Planetary Change*, 19, 1998. ISSN 09218181. doi : 10.1016/S0921-8181(98)00052-6.
- Porté, A., Bosc, A., Champion, I., and Loustau, D. Estimating the foliage area of maritime pine (*Pinus pinaster* Ait.) branches and crowns with application to modelling the foliage area distribution in the crown. *Annals of Forest Science*, 57, 2000. ISSN 12864560. doi : 10.1051/forest:2000110.
- Poyatos, R., Granda, V., Molowny-Horas, R., Mencuccini, M., Steppe, K., and Martínez-Vilalta, J. Sapfluxnet : Towards a global database of sap flow measurements. *Tree Physiology*, 36, 2016. ISSN 17584469. doi : 10.1093/treephys/tpw110.
- Prandtl, L. Recent results of turbulence research. *NACA Technical Note 720*, N/A, 1933.
- Prentice, I. C., Cramer, W., Harrison, S. P., Leemans, R., Monserud, R. A., and Solomon, A. M. A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *Journal of Biogeography*, 19, 1992.
- Raoult, N., Ottlé, C., Peylin, P., Bastrikov, V., and Maugis, P. Evaluating and optimizing surface soil moisture drydowns in the orchidee land surface model at in situ locations. *Journal of Hydrometeorology*, 22, 2021. ISSN 15257541. doi : 10.1175/JHM-D-20-0115.1.

- Raupach. A practical lagrangian method for relating scalar concentrations to source distributions in vegetation canopies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 115, 1989a. ISSN 00359009. doi : 10.1256/smsqj.48709.
- Raupach, M. R. A lagrangian analysis of scalar transfer in vegetation canopies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 113, 1987. ISSN 1477870X. doi : 10.1002/qj.49711347507.
- Raupach, M. R. *Canopy Transport Processes*. 1988. doi : 10.1007/978-3-642-73845-6\_7.
- Raupach, M. R. Applying lagrangian fluid mechanics to infer scalar source distributions from concentration profiles in plant canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 47, 1989b. ISSN 01681923. doi : 10.1016/0168-1923(89)90089-0.
- Raupach, M. R. and Finnigan, J. J. Scale issues in boundary-layer meteorology : Surface energy balances in heterogeneous terrain. *Hydrological Processes*, 9, 1995. ISSN 10991085. doi : 10.1002/hyp.3360090509.
- Raupach, M. R., Finnigan, J. J., and Brunet, Y. Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies : the mixing-layer analogy. *Boundary-Layer Meteorology*, 78, 1996. ISSN 00068314. doi : 10.1007/BF00120941.
- Renner, M., Sweeney, S., and Kubit, J. Green jobs : Towards decent work in a sustainable, low-carbon world : Report for united nations environment programme. *UNEP : Nairobi, Kenya*, 2008.
- Reynolds, C. A., Jackson, T. J., and Rawls, W. J. Estimating soil water-holding capacities by linking the food and agriculture organization soil map of the world with global pedon databases and continuous pedotransfer functions. *Water Resources Research*, 36, 2000. ISSN 00431397. doi : 10.1029/2000WR900130.
- Riutta, T., Slade, E. M., Bebber, D. P., Taylor, M. E., Malhi, Y., Riordan, P., Macdonald, D. W., and Morecroft, M. D. Experimental evidence for the interacting effects of forest edge, moisture and soil macrofauna on leaf litter decomposition. *Soil Biology and Biochemistry*, 49, 2012. ISSN 00380717. doi : 10.1016/j.soilbio.2012.02.028.
- Robinson, D., Linehan, D. J., and Caul, S. What limits nitrate uptake from soil? *Plant, Cell & Environment*, 14, 1991. ISSN 13653040. doi : 10.1111/j.1365-3040.1991.tb01373.x.
- Ryder, J., Polcher, J., Peylin, P., Ottlé, C., Chen, Y., Gorsel, E. V., Haverd, V., McGrath, M. J., Naudts, K., Otto, J., Valade, A., and Luyssaert, S. A multi-layer land surface energy budget model for implicit coupling with global atmospheric simulations. *Geoscientific Model Development*, 9, 2016. ISSN 19919603. doi : 10.5194/gmd-9-223-2016.
- Schmid, H. P., Su, H. B., Vogel, C. S., and Curtis, P. S. Ecosystem-atmosphere exchange of carbon dioxide over a mixed hardwood forest in northern lower michigan. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108, 2003. ISSN 01480227. doi : 10.1029/2002jd003011.
- Schmidt, M., Jochheim, H., Kersebaum, K. C., Lischeid, G., and Nendel, C. Gradients of microclimate, carbon and nitrogen in transition zones of fragmented landscapes – a review, 2017. ISSN 01681923.
- Sellers, P. Modeling and observing land-surface-atmosphere interactions on large scales. *Surveys in Geophysics*, 12, 1991. ISSN 01693298. doi : 10.1007/BF01903413.
- Sellers, P. J. Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *International Journal of Remote Sensing*, 6, 1985. ISSN 13665901. doi : 10.1080/01431168508948283.
- Sellers, P. J., Heiser, M. D., and Hall, F. G. Relations between surface conductance and spectral vegetation indices at intermediate (100m<sup>2</sup> to 15km<sup>2</sup>) length scales. *Journal of Geophysical Research*, 97, 1992. ISSN 01480227. doi : 10.1029/92jd01096.

- Senf, C. and Seidl, R. Mapping the forest disturbance regimes of Europe. *Nature Sustainability*, 4, 2021. ISSN 23989629. doi : 10.1038/s41893-020-00609-y.
- Shaw, R. H. and Patton, E. G. Canopy element influences on resolved- and subgrid-scale energy within a large-eddy simulation. In *Agricultural and Forest Meteorology*, volume 115, 2003. doi : 10.1016/S0168-1923(02)00165-X.
- Slavich, E., Warton, D. I., Ashcroft, M. B., Gollan, J. R., and Ramp, D. Topoclimate versus macroclimate : How does climate mapping methodology affect species distribution models and climate change projections? *Diversity and Distributions*, 20, 2014. ISSN 14724642. doi : 10.1111/ddi.12216.
- Spracklen, D. V., Arnold, S. R., and Taylor, C. M. Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests. *Nature*, 489, 2012. ISSN 14764687. doi : 10.1038/nature11390.
- Su, Z., Schumugge, T., Kustas, W. P., and Massman, W. J. An evaluation of two models for estimation of the roughness height for heat transfer between the land surface and the atmosphere. *Journal of Applied Meteorology*, 40, 2001. ISSN 08948763. doi : 10.1175/1520-0450(2001)040<1933:AEOTMF>2.0.CO;2.
- Takata, K., Emori, S., and Watanabe, T. Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff. *Global and Planetary Change*, 38, 2003. ISSN 09218181. doi : 10.1016/S0921-8181(03)00030-4.
- Taylor, G. I. Diffusion by continuous movements. *Proceedings of the London Mathematical Society*, s2-20, 1922. ISSN 1460244X. doi : 10.1112/plms/s2-20.1.196.
- Team, W. W. . and Centre, I. E. T. Warm winter 2020 ecosystem eddy covariance flux product for 73 stations in fluxnet-archive format—release 2022-1 (version 1.0), 2022.
- Teuling, A. J., Taylor, C. M., Meirink, J. F., Melsen, L. A., Miralles, D. G., Heerwaarden, C. C. V., Vautard, R., Stegehuis, A. I., Nabuurs, G. J., and Arellano, J. V. G. D. Observational evidence for cloud cover enhancement over western European forests. *Nature Communications*, 8, 2017. ISSN 20411723. doi : 10.1038/ncomms14065.
- Torres-Rojas, L., Vergopolan, N., Herman, J. D., and Chaney, N. W. Towards an optimal representation of sub-grid heterogeneity in land surface models. *Water Resources Research*, 58, 2022. ISSN 19447973. doi : 10.1029/2022WR032233.
- Trevis, H. Hydro-jules | project overview, 2018.
- Tuzet, A., Perrier, A., and Leuning, R. A coupled model of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration. *Plant, Cell and Environment*, 26, 2003. ISSN 01407791. doi : 10.1046/j.1365-3040.2003.01035.x.
- Verhoef, A., McNaughton, K. G., and Jacobs, A. F. A parameterization of momentum roughness length and displacement height for a wide range of canopy densities. *Hydrology and Earth System Sciences*, 1, 1997. ISSN 10275606. doi : 10.5194/hess-1-81-1997.
- Verma, S. B. Aerodynamic resistances to transfers of heat, mass and momentum. In *Aerodynamic resistances to transfers of heat, mass and momentum*, volume 177, 1987.
- Vuichard, N. and Papale, D. Filling the gaps in meteorological continuous data measured at fluxnet sites with ERA-Interim reanalysis. *Earth System Science Data*, 7, 2015. ISSN 18663516. doi : 10.5194/essd-7-157-2015.

- Vuichard, N., Messina, P., Luysaert, S., Guenet, B., Zaehle, S., Ghattas, J., Bastrikov, V., and Peylin, P. Accounting for carbon and nitrogen interactions in the global terrestrial ecosystem model orchidee (trunk version, rev 4999) : multi-scale evaluation of gross primary production. *Geoscientific Model Development*, 12, 2019. ISSN 19919603. doi : 10.5194/gmd-12-4751-2019.
- Wang, S., Ruan, H., and Han, Y. Effects of microclimate, litter type, and mesh size on leaf litter decomposition along an elevation gradient in the wuyi mountains, china. *Ecological Research*, 25, 2010. ISSN 09123814. doi : 10.1007/s11284-010-0736-9.
- Wang, Y., Jia, B., and Xie, Z. The effects of dynamic root distribution on land-atmosphere carbon and water fluxes in the community earth system model (cesm1.2.0). *Forests*, 9, 2018. ISSN 19994907. doi : 10.3390/f9040172.
- Warland, J. S. and Thurtell, G. W. A lagrangian solution to the relationship between a distributed source and concentration profile. *Boundary-Layer Meteorology*, 96, 2000. ISSN 00068314. doi : 10.1023/A:1002656907873.
- Watanabe, T. Bulk parameterization for a vegetated surface and its application to a simulation of nocturnal drainage flow. *Boundary-Layer Meteorology*, 70, 1994. ISSN 00068314. doi : 10.1007/BF00712521.
- Whitehead, D. and Kelliher, F. M. A canopy water balance model for a pinus radiata stand before and after thinning. *Agricultural and Forest Meteorology*, 55, 1991. ISSN 01681923. doi : 10.1016/0168-1923(91)90025-L.
- Wieringa, J. An objective exposure correction method for average wind speeds measured at a sheltered location. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102, 1976. ISSN 1477870X. doi : 10.1002/qj.49710243119.
- Wilson, N. R. and Shaw, R. H. A higher order closure model for canopy flow. *Journal of Applied Meteorology*, 16, 1977. ISSN 08948763. doi : 10.1175/1520-0450(1977)016<1197:ahocmf>2.0.co;2.
- Wohlfahrt, G. Modelling fluxes and concentrations of co<sub>2</sub>, h<sub>2</sub>o and sensible heat within and above a mountain meadow canopy : A comparison of three lagrangian models and three parameterisation options for the lagrangian time scale. *Boundary-Layer Meteorology*, 113, 2004. ISSN 00068314. doi : 10.1023/B:BOUN.0000037326.40490.1f.
- Wohlfahrt, G. and Cernusca, A. Momentum transfer by a mountain meadow canopy : A simulation analysis based on massman's (1997) model. *Boundary-Layer Meteorology*, 103, 2002. ISSN 00068314. doi : 10.1023/A:1014960912763.
- Xi, Y., Qiu, C., Zhang, Y., Zhu, D., Peng, S., Hugelius, G., Chang, J., Salmon, E., and Ciais, P. Assessment of a tiling energy budget approach in a land surface model, orchidee-mict (r8205). *Geoscientific Model Development*, 17 :4727-4754, 6 2024. ISSN 1991-9603. doi : 10.5194/gmd-17-4727-2024.
- Yao, Y., Joetzjer, E., Ciais, P., Viovy, N., Aleina, F. C., Chave, J., Sack, L., Bartlett, M., Meir, P., Fisher, R., and Luysaert, S. Forest fluxes and mortality response to drought : Model description (orchidee-can-nha r7236) and evaluation at the caxiuana drought experiment. *Geoscientific Model Development*, 15, 2022. ISSN 19919603. doi : 10.5194/gmd-15-7809-2022.
- Yin, X. and Struik, P. C. C<sub>3</sub> and c<sub>4</sub> photosynthesis models : An overview from the perspective of crop modelling. *NJAS - Wageningen Journal of Life Sciences*, 57, 2009. ISSN 15735214. doi : 10.1016/j.njas.2009.07.001.
- Yokohata, T., Saito, K., Takata, K., Nitta, T., Satoh, Y., Hajima, T., Sueyoshi, T., and Iwahana, G. Model improvement and future projection of permafrost processes in a global land surface model. *Progress in Earth and Planetary Science*, 7, 2020. ISSN 21974284. doi : 10.1186/s40645-020-00380-w.

Zellweger, F., Frenne, P. D., Lenoir, J., Rocchini, D., and Coomes, D. Advances in microclimate ecology arising from remote sensing, 2019. ISSN 01695347.

Zhang, Q., Barnes, M., Benson, M., Burakowski, E., Oishi, A. C., Ouimette, A., Sanders-DeMott, R., Stoy, P. C., Wenzel, M., Xiong, L., Yi, K., and Novick, K. A. Reforestation and surface cooling in temperate zones : Mechanisms and implications. *Global Change Biology*, 26, 2020. ISSN 13652486. doi : 10.1111/gcb.15069.