

Tuner en-

Chapitre I

Tuning visant les observations du site instrumenté du SIRTA : mise en place d'une configuration de référence

I.1 Introduction

Bien simuler le climat à la surface des continents est un objectif important des ~~GCMs~~modèles globaux de climat. Les projections climatiques produites par ~~les~~ces modèles ~~de climat~~ sont en effet utilisées pour évaluer les impacts du changement climatique sur les installations humaines (ville, énergie solaire, ~~ressourcee~~ressources en eau, réseau électrique etc) se situant majoritairement à la surface des continents, ainsi que sur la santé humaine (pollution de l'air, canicules etc), l'agriculture et les écosystèmes terrestres. Les impacts peuvent être évalués directement dans les projections climatiques fournies par les GCMs ou dans des modèles plus fins forcés par les simulations globales des GCMs.

Le climat à la surface des continents est au premier ordre le résultat des équilibres atmosphériques globaux et à plus courtes échelles de temps, de la météorologie. Aux moyennes ~~latitude, e'est latitudes,~~ la séquence d'~~anticyclone et de dépression qui est responsable au premier ordre de anticyclones et de dépressions va par exemple être déterminante pour~~ la météorologie locale et ~~des~~les variations intra-saisonnier. L'état de la surface des continents (humidité du sol, type de sol, végétation, etc) influence également le climat à la surface des continents ; et ce plus ou moins fortement selon la situation météorologique et les échelles de temps et d'espace. Les échelles régionales et intra-saisonnieres sont globalement les plus sensibles aux couplages entre l'atmosphère et la surface. La compréhension des mécanismes qui régissent ces couplages entre atmosphère et surfaces continentales, ainsi que leur réponse au changement climatique sont des sujets de recherche ~~aetifactifs~~.

Une manière d'améliorer la simulation du climat à la surface des continents est de cibler celle-ci directement dans la procédure de tuning. Ainsi, la stratégie de tuning proposée ici est élaborée avec l'intention de contraindre le climat de surface au plus proche des processus, pour éviter les compensations d'erreurs et créer des conditions favorables à une meilleure compréhension des interactions entre surface et atmosphère.

Nous proposons de construire une stratégie de tuning ciblant explicitement le couplage entre atmosphère et surface continentale, afin de garantir que les variables résultantes de ce couplage, comme la température et l'humidité de l'air proche de la surface, soient simulées correctement et si possible pour les bonnes raisons. Cibler le couplage est également en théorie un bon moyen de tuner conjointement les paramètres libre de LMDZ et d'ORCHIDEE, qui sont actuellement tunés séparément.

Les références utilisées ici pour ce tuning sont des observations du site instrumentés instrumenté du SIRTA, situé à Palaiseau en banlieu banlieue parisienne. Les sites instrumentés tel que celui du SIRTA ont été déployés avec l'objectif d'aider à la compréhension des processus atmosphériques et d'observer le climat et le changement climatique. Des moyens importants sont alloués au fonctionnement de ces sites, et les synergies d'observations qu'ils produisent sont considérées comme sous-exploitées “super-sites”. Le potentiel offert par la synergie entre les multiples observations qui y sont recueillies est cependant parfois considéré comme sous exploité (Chiriaco et al., 2018).

Nous proposons d'explorer dans cette étude leur potentiel de le potentiel de ces observations sur super-sites comme référence pour le tuning de modèle de climat. C'est pourquoi nous choisissons de nous focaliser sur un seul site instrumenté. Le site du SIRTA est choisi pour son appartenance à des réseaux de mesures internationaux (FLUXNET pour les flux turbulents de surface et BSRN pour les flux radiatifs), pour sa proximité avec les équipes du LMD et son histoire de comparaison avec LMDZ (Campoy et al., 2013; Cheruy et al., 2013; Coudreau et al., 2007). Des comparaisons LMDZ-SIRTA sont disponibles en temps réel sur le site <https://web.lmd.jussieu.fr/~lmdz/LMDZope/LMDZ-SIRTA/meteo/> (LMD/EMC3, 2020)

Enfin, cette étude est motivée par un souci de sobriété numérique. Elle vise en effet à ajouter, dans la stratégie de tuning de LMDZ, une étape intermédiaire pas trop coûteuse en temps de calcul et permettant d'assurer une continuité entre les métriques 1D et les métriques globales. Focalisée sur des flux et variables météorologiques en surface, alors que le tuning 3D effectué jusque là portait sur des flux au sommets, cette étape est se veut également plus proche des processus (notamment couche limite, convection et nuages associés) et plus systématique que les quelques cas tests utilisés dans le tuning 1D. Une attention particulière est ainsi portée à l'utilisation d'une configuration légère de LMDZ pour la contrainte du climat de surface.

Cibler des observations locales et orientées processus dans une configuration de LMDZ globale, zoomée à dynamique contraintes est un intermédiaire dont les potentialités pour le tuning de modèle de climat ont été identifiées par Hourdin et al. (2017) et dont nous testons, dans cette étude, la mise en pratique.

I.1.1 Histoire de l'expérience

La première expérience de tuning des paramètres libres de LMDZ visant les observations du SIRTA, a été un échec. La compréhension de cet échec a été longue, et un travail important. Un travail méthodique et conséquent sur la configuration du modèle a du dû être effectué afin de pouvoir mettre en place une expérience de tuning robuste. Il aura fallu trois ans de travail pour aboutir à une configuration de LMDZ, permettant une comparaison fiable et quantifiée avec les observations du SIRTA. Ce travail a été très instructif, et a amené à repenser les objectifs et les questions scientifiques initialement posés. Ce chapitre présente le travail effectué pour rendre comparable les simulations de LMDZ avec les observations du SIRTA, lorsque cela a été possible de mise au point de la configuration de LMDZ, au final très instructif, est l'objet du présent chapitre. Le chapitre suivant présente l'expérience de tuning

Dans cette première expérience, l'objectif était de tuner 18 paramètres libres de LMDZ sont tunés en visant l'effet radiatif des nuages à la surface et les précipitations en moyenne sur plusieurs périodes d'intérêt, en même temps que des discussions étaient menées avec des collègues pour savoir quels paramètres d'ORCHIDEE inclure dans un futur tuning. Les tolérances à l'erreur associées à chacune des métriques sont choisies supérieur étaient choisies supérieures aux incertitudes d'observations, et de manière à avoir un NROY non vide. Dès la deuxième vague de tuning, les résultats de l'expérience était étaient déroutants. Le PPE de la deuxième vague était presque aussi large que celui de la première vague, et ne paraissait pas se rapprocher des références. La, la fraction volumique du NROY a chuté chutant drastiquement sur les deux

premières vagues.

~~On s'est~~ Nous nous sommes alors rendu compte que ~~l'on n'avait pas~~ nous n'avions évalué quantifié la variabilité interne du modèle, que l'on pensait faible ~~avec le guidage~~. grâce à un guidage des champs météorologique par des "réanalyses". Ce guidage était en effet sensé enlever la part d'incertitude liée à la très forte sensibilité des simulations météorologiques à l'état initial, celle-là même qui limite fortement l'horizon de prévisibilité du temps.

Cette variabilité interne ~~était~~ s'est avérée être en fait très importante sur les précipitations des ~~période~~ périodes de convection profonde, et non négligeable sur toutes les variables étudiées sur les périodes de ~~convection~~ convection profonde et les semaines suivantes. Sur certaines métriques, la tolérance à l'erreur utilisée dans l'expérience de tuning était ~~inférieur~~ inférieure à la variabilité interne du modèle. Un vecteur de ~~paramètre~~ paramètres considéré comme bon sur le critère de l'invraisemblance, pourra être considéré comme mauvais dans une simulation où l'on aura fait une petite ~~perturbation~~; et ~~inverssement~~ perturbation ; et inversement. C'est comme si les vecteurs de paramètres retenus comme bon à la fin de la première vague ~~avait~~ avaient été ~~choisi~~ choisis au hasard. Cela explique que la ~~dispertion~~ dispersion des simulations des PPEs ne diminuent pas entre la première et la deuxième itération ; et pourquoi le NROY devenait si petit si rapidement. Augmenter la tolérance à l'erreur sur les métriques concernées ne pouvait pas permettre de contourner ce problème, puisque la variabilité interne était de l'ordre de grandeur de la dispersion des simulations des PPEs sur certaines métriques. Dans ce cas, on ne peut plus discriminer les simulations des PPEs, et considérer qu'une simulation est meilleur qu'une autre.

Une partie significative du travail de thèse a alors consisté à investiguer ce problème et à trouver des stratégies de contournement pour profiter malgré tout des observations sur site pour le tuning des modèles, et de ce fait montrer le potentiel mais aussi les limites de cette proposition.

Une partie du travail a ~~alors~~ en particulier consisté à étudier la variabilité interne du modèle avec guidage pour la comprendre et pouvoir si possible la diminuer. Tout d'abord, nous avons ~~testés~~ testé différents types de guidage. Nous montrons Section I.4.2 que le guidage en vent, humidité et température a permis de diminuer la variabilité interne avant la première période de convection profonde par rapport au guidage en vent uniquement. Nous nous sommes ensuite intéressés à la variabilité interne des précipitations en période convective, que l'on soupçonnait d'être responsable de la forte variabilité interne des autres variables (Section I.5). Nous avons montré que la variabilité spatiale de ces précipitations était fortement surestimée, ce qui pouvait expliquer leur forte variabilité interne. ~~Moyenner~~ Là encore, les PPEs générés par les expériences de tuning nous ont donc permis de mettre en évidence un biais structurel du modèle.

Nous avons cependant montré que le fait de moyenner les précipitations sur plusieurs mailles faisait suffisamment diminuer leur variabilité suffisamment diminuer leur variabilité interne pour pouvoir les utiliser comme métrique pour le tuning. La référence utilisée est alors le produit radar Coméphore de Météo France (Tabary et al., 2012), qui fournit des données de précipitations toutes les heures à l'échelle kilométrique sur toute la France.

~~Pour savoir si~~ Cependant, si le fait de moyenner les précipitations ~~conveetives étaient responsable de la forte variabilité interne des autres variables, nous avons coupé~~ spatialement permet de les utiliser dans le tuning, le fait que la précipitation puisse varier du tout au tout d'une maille à l'autre (ou de façon équivalente, en supposant le champ de pluie ergodique, d'une simulation à l'autre sur la maille du SIRTA), il ne répare pas le fait que la colonne atmosphérique du SIRTA va "voir" aléatoirement des simulations avec des sols sec ou humide. Pour contourner cette difficulté, il a alors été décidé de couper la rétroaction de l'hydrologie d'ORCHIDEE sur l'atmosphère ~~en imposant~~.

Ce faisant, nous limitions l'ambition de l'expérience de tuning, puisqu'elle ne pouvait plus concerner le couplage avec l'hydrologie du sol, un des objectifs initiaux de l'exercice. Nous

maintenions cependant la possibilité de tuner le modèle au SIRTA, en matière de physique de Nuages, de rayonnement et de couplage avec la conduction dans le sol, mais dans un cadre davantage contraint, où à la fois la succession des séquences météorologiques et la capacité du sol à évaporer étaient contraintes par l'observation. En pratique, la proposition consiste à imposer l'évolution en temps, sur la maille du SIRTA, d'un "facteur d'évaporation" ou "facteur d'aridité" diagnostiqué à partir des observations (Section I.6). Ce facteur, appelé β est d'ordinaire évalué par ORCHIDEE pour calculer l'évaporation comme produit de ce β par l'évaporation potentielle atmosphérique.

Ce protocole permettait de contourner une autre difficulté bien connue du modèle et clairement présente dans la première expérience de tuning : quelques soient les paramètres testés, le modèle n'arrivait pas à simuler suffisamment d'effet d'albédo (d'ombre pour la surface) des nuages en fin de printemps et en été, et ce déficit s'accompagnait d'une forte sous-estimation de l'évaporation des sols. Ce comportement du modèle n'est pas nouveau. Il avait déjà été identifié dans des études précédentes de simulations au Sirta [citer Coidnreau et Cheruy]. Dans ces simulations, le modèle tend à évaporer trop d'eau au début du printemps, peut-être déjà à cause d'une sous-estimation de l'albédo des nuages. En tous cas, les sols s'assèchent trop l'été, conduisant à une sous-estimation de l'évaporation qui peut amplifier en retour un manque de couverture nuageuse. Cette rétroaction positive bien connue et la difficulté des modèles d'hydrologie de surface à mettre en jeu des constantes de temps longues permettant d'évaporer l'été de l'eau accumulée en hiver (dans les moyennes latitudes) sont parmi les raisons invoquées pour expliquer une tendance des modèles de climat à partir en mode caniculaire l'été, sur les continents des moyennes latitudes.

Un des objectifs initiaux du tuning au SIRTA, motivant la prise en compte de paramètres d'ORCHIDEE dans le tuning (ce qui n'était pas le cas de ce premier tuning exploratoire), était justement cet assèchement printanier trop rapide et cette sous-estimation de l'évaporation et des nuages l'été. Le protocole avec β imposé, mis en place pour contourner le problème de variabilité, ne le permet plus. En revanche, il répond à un enjeu mieux identifié aujourd'hui qu'à l'époque du début de ma thèse : l'utilisation de l'approche d'IMHR comme un outil d'exploration de questions scientifiques bien identifiées, dans des configurations adaptées. On prônerait peut-être d'emblée aujourd'hui cette stratégie à deux vitesses : 1) dans un premier temps modifier la configuration pour couper la rétroaction avec le sol afin d'aborder la question de la représentation des nuages dans le modèle atmosphérique "pour une hydrologie du sol correcte" ; 2) dans un second temps utiliser les configurations ainsi réglées pour attaquer les questions relatives aux constantes de temps longues de l'assèchement au printemps. Le travail nécessaire par la mise au point de la configuration n'a pas permis d'aller jusque là mais il a largement pavé le chemin pour un tel travail. [Reprendre ça dans le meta]

Une nouvelle difficulté est alors apparue sur un ensemble de simulations réalisé avec cette configuration. Imposer le facteur d'évaporation sur une seule maille du modèle a créé des incohérences dans les variables proches de la surface, probablement parce que l'air venant des mailles adjacentes avait vu un facteur d'évaporation très différent et était donc irréalistement différemment chargé en humidité de façon irréaliste. Typiquement, on peut penser que l'été, un air asséché dans les mailles adjacentes qui n'avaient plus de capacité d'évaporation, arrivait subitement sur une surface plus humide donc par exemple sans doute nettement plus froide en pleine journée. Pour éviter ce problème, nous avons imposé le facteur d'évaporation diagnostiqué au SIRTA dans un rayon de 100 km autour de la maille du SIRTA. La nouvelle configuration c'est avérée avoir une variabilité interne de cette configuration a suffisamment diminué suffisamment diminué pour pouvoir utiliser les variables radiatives comme métrique de tuning. En revanche, cela ne nous permettait plus de pouvoir tuner conjointement les paramètres libre de LMDZ et d'ORCHIDEE en ciblant les variables du couplage à la surface, qui était un

~~des objectifs initiaux de cette étude tout en maintenant un niveau d'évaporation raisonnable au SIRTA.~~

~~Enfin, parce que~~ Mais l'histoire ne s'est pas terminée ici. Dans un grand nombre de simulations réalisées avec ce coefficient β imposé sur un rayon de 100 km autour du site, l'humidité du sol devenait négative lorsque l'on imposait le facteur d'évaporation. Or dans ORCHIDEE, l'inertie thermique du sol, qui contrôle la conduction thermique sous la surface, dépend de l'humidité du sol. Il faut donc en plus de maintenir une évaporation correcte, maintenir un contenu en eau du sol raisonnable pour bien simuler la température du sol et donc de l'air dans la colonne atmosphérique au-dessus. Ce problème faisait écho à un problème préalablement identifié au SIRTA lors de la thèse d'Aurélien Campoy, à savoir la présence d'une nappe perchée sur le site, qui maintient en permanence un sol humide au SIRTA vers 1 m de profondeur. Pour résoudre ce problème, nous avons alors de plus imposé une humidité à saturation en dessous de 1.3 m en augmentant la discréétisations du sol à 22 couches (contre 11 dans la version de référence), en suivant les choix de Campoy (2013). Le LAI (Leaf Area Index), qui rentre dans le calcul des longueurs de rugosité, a également été imposé afin de s'affranchir de sa dépendance à l'hydrologie et de réduire l'incertitude liée à la localité du site.

~~L'ensemble des développements nécessaires à ce tuning au SIRTA s'est avéré au bout du compte représenter une partie significative de mon travail de thèse.~~

I.1.2 Plan

~~Nous avons~~

Nous avons ainsi choisi de découper cette étude en deux chapitres : un premier chapitre qui expose le travail sur l'évaluation de LMDZ avec les observations du site instrumenté du SIRTA, aboutissant à une configuration de référence du modèle, et un deuxième chapitre qui propose une première expérience de tuning utilisant cette configuration de modèle et visant les observations du SIRTA.

Ce chapitre ci commence par présenter les éléments qui ont motivés cette étude Section I.2, puis expose Section I.3 les observations utilisées ainsi qu'une première configuration de référence de LMDZ. La Section I.4 traitera la question de la variabilité interne du modèle, et la Section I.5 se focalisera plus précisemment sur la variabilité interne des précipitations convectives. Une configuration avec un facteur d'aridité imposé est construite et étudiée Section I.6. La configuration finalement retenue est résumée Section I.7, et les conclusions de tout ce travail seront exposées Section I.8.

I.2 Motivations

I.2.1 Importance du couplage entre l'atmosphère et la surface

L'interface entre atmosphère et surface sur continents est modélisée sans dimension verticale dans LMDZ6A. Même avec des arbres pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres, et une première couche du modèle de 20 m d'épaisseur (dans toutes les configurations utilisées dans cette thèse), les obstacles présents à la surface des continents sont considérés comme petits devant l'épaisseur de la première couche d'atmosphère. On prend en compte leur effet sur le freinage du vent ou les échanges d'eau et d'énergie à la surface au travers du concept de hauteur de rugosité.

Les échanges d'eau à la surface sont régie par une équation de bilan de masse :

$$Pr - E - Rs - Inf = 0 \quad (\text{I.1})$$

On note Pr le flux de précipitation arrivant à la surface, E l'évapotranspiration, Rs le ruissellement et Inf l'infiltration d'eau dans le sol.

Le bilan d'énergie en surface s'écrit quant à lui :

$$SW_{down} - SW_{up} + LW_{down} - LW_{up} - LAT - SENS - TC = 0 \quad (\text{I.2})$$

où SW_{down} et LW_{down} sont les flux radiatifs solaire et infrarouge arrivant à la surface, SW_{up} et LW_{up} les flux radiatifs solaire et infrarouge montant depuis de la surface, LAT est le flux de chaleur latente, $SENS$ le flux de chaleur sensible et TC le flux de chaleur partant dans le sol. Ce dernier est généralement faible devant les autres termes du bilan d'énergie.

Les bilans d'eau et d'énergies sont liés par le flux de chaleur latente qui est proportionnel à l'évapotranspiration, $LAT = LE$ où $L \simeq 2,4510^6 \text{ J/kg}$ est la chaleur latente de vaporisation.

L'humidité du sol est une variable importante du couplage atmosphère-surface sur continents. Ses mécanismes d'interaction avec le climat et le changement climatique sont complexes et sont le sujet de nombreuses recherches (Seneviratne et al., 2010). Le temps caractéristique de résidence de l'eau dans le sol est de l'ordre de quelques mois pour les aquifères classiques. L'humidité du sol intègre l'histoire météorologique des derniers mois et agit comme une mémoire des bilans d'eau passés. Son couplage avec l'atmosphère dépend du régime d'évaporation. On parle de régime saturé lorsque le sol est proche de la saturation et que l'évapotranspiration ne dépend que de l'énergie disponible, c'est-à-dire au premier ordre du rayonnement solaire arrivant à la surface ; et de régime sec lorsque le sol est très sec et que l'évapotranspiration ne dépend que de l'eau disponible, c'est-à-dire au premier ordre des précipitations. Entre ces deux situations, le régime est dit transitoire ; et c'est le régime où le couplage humidité du sol - atmosphère est le plus fort. Dans la moitié nord de la France, où le SIRTA est situé, le régime d'évaporation est saturé en hiver, et transitoire sinon ; hors période de sécheresse estivale où le régime peut devenir sec. Les climats méditerranéens sont quand-quant à eux caractérisés par une prédominance de régime sec tout au long de l'année.

Une augmentation d'humidité du sol (en régime sec ou transitoire) conduit à une évaporation plus importante donc à une atmosphère plus humide, avec un plus grand potentiel de formation de nuage et de précipitations. Les précipitations agissent directement sur l'humidité du sol et le bilan d'eau à la surface (Equation I.1). Les nuages influencent quand-quant à eux les flux radiatifs solaires et infrarouges arrivant à la surface, donc le bilan d'énergie (Equation I.2). Les nuages constituent le mécanisme principal de rétroaction de l'humidité du sol sur le flux radiatif solaire net à la surface. Un rétroaction de l'humidité sur l'albedo du sol est également possible : un sol nu humide aura un albedo un peu plus important qu'un sol sec ; [Tu es sûre que les sols humides sont en général plus réfléchissant ?] et l'humidité du sol va impacter le couvert végétal qui impacte à son tour l'albédo de la surface. Les rétroactions de l'humidité du sol sur le rayonnement infrarouge sont plus complexes. Le rayonnement infrarouge arrivant à la surface dépend des nuages (couverture nuageuse et température de la base des nuages), de la température et de l'humidité de l'atmosphère, notamment des couches les plus proches de la surface ; sachant que ces trois composantes rétroagissent les unes sur les autres et sont influencées par la surface. Le rayonnement infrarouge émis par la surface est quand-a-quant à lui directement lié à la température de la surface par la loi de Stefan. L'émissivité de la surface est imposée à 1 dans LMDZ, pour des raisons "structurelles" de transfert radiatifs [?], alors qu'elle est en réalité un peu plus faible en particulier dans les régions désertiques. Enfin, une augmentation de l'humidité du sol augmente l'inertie thermique du sol, ce qui diminue en retour l'amplitude du cycle diurne de la température du sol et des premiers mètres de l'atmosphère, toutes choses étant égales par ailleurs.

I.2.2 Réduire les biais classiques dans la simulation du climat de surface par les GCMs

Les études d'inter-comparaison de simulations, comme les exercices CMIP, sont une bonne façon de contextualiser les protocoles et améliorations visés dans ce chapitre.

Ces études d'intercomparaison mettent en évidence des biais persistants sur la simulation du climat à la surface dans les modèles de climat. Quand les GCMs atmosphériques, couplés aux modèles des surfaces continentales, sont forcés par des températures observées de l'océan (protocole AMIP pour *Atmospheric Model Intercomparison Project*), ils tendent généralement à simuler des températures trop chaudes l'été sur les continents de l'hémisphère nord. Ces biais sont plutôt réduits en moyenne quand les mêmes GCMs sont couplés à un modèle d'océan, du fait d'une compensation d'erreur. Les modèles couplés ont en effet tendance à prédire des températures océaniques trop froides dans les moyennes latitudes, induisant un refroidissement relatif dans ces régions de biais chauds sur continents (Figure I.1). La dernière version de référence du modèle LMDZ, LMDZ6A, fait partie des modèles qui montrent un biais chaud relativement modéré l'été, bien réduit par rapport aux configurations antérieures. Cette configuration simule en revanche des températures continentales hivernales trop froides (Figure I.2), et surestime le rayonnement solaire arrivant à la surface des continents, en particulier en hiver (Cheruy et al., 2020).

Les modèles climatiques surestiment en général les précipitations moyennes globales (sans que puisse être totalement écarté un biais systématique dans les jeux d'observations disponibles), avec des écarts régionaux et intermodèles importants (Boucher et al., 2020).

Si la réduction de ces biais est un moteur pour les équipes développant les modèles couplés, il est important de mener des recherches et développer des stratégies pour réduire ces biais "pour de bonnes raisons". Plus que la réduction elle-même, ce qui importe avant tout c'est la montée en compréhension des processus impliqués et leur meilleure représentation. C'est seulement à ce prix qu'on obtient, sur le long terme, une amélioration des climatologies des modèles pour de bonnes raisons plutôt qu'au prix de compensations d'erreurs.

Tuner en ciblant le couplage à la surface pourra permettre de quantifier l'erreur paramétrique de ces biais, et donc de savoir à quel point ces biais sont dus au choix des valeurs des paramètres ou à des défauts structurels du modèle.

I.2.3 Exploiter les données sur site

Les sites instrumentés, appelés parfois super sites d'observations, sont des sites de recherche où sont déployés un grand nombre d'instruments pour observer l'atmosphère et parfois le sol. Les observations ~~sont-y sont recueillies à~~ hautes fréquences et ~~sont-conçues pour le long terme de façon pérenne~~ afin d'observer le climat et le changement climatique. Cette synergie d'observations est conçue pour ~~appuyer appuyer~~ la compréhension des processus ~~atmosphérique atmosphériques~~ et de couplage avec la surface des continents à différentes échelles de temps. Les observations de ces sites, et en particulier la synergie d'observations qu'ils apportent, sont souvent considérées comme sous-utilisées au vu des moyens déployés pour les développer et les maintenir dans le temps (Chiriaco et al., 2018). Les raisons évoquées de cette sous-utilisation portent principalement sur la complexité de la comparaison d'observations issues de différents instruments, avec des protocoles de calibration et de contrôle qualité différents, accompagnés de post-traitements parfois complexes, des échelles temporelles différentes etc.

Des raisons intrinsèques à l'observation locale peuvent aussi expliquer la sous-utilisation des observations sur site : à ~~quelques points quel point~~ les observations d'un site sont-elles représentatives de l'état atmosphérique environnant ? A ~~quelle quel~~ point les tendances observées sur un site sont-elles le témoin d'un changement climatique ? Ces questions sont aujourd'hui des questions de recherches actives. La question de la représentativité des observations des sites

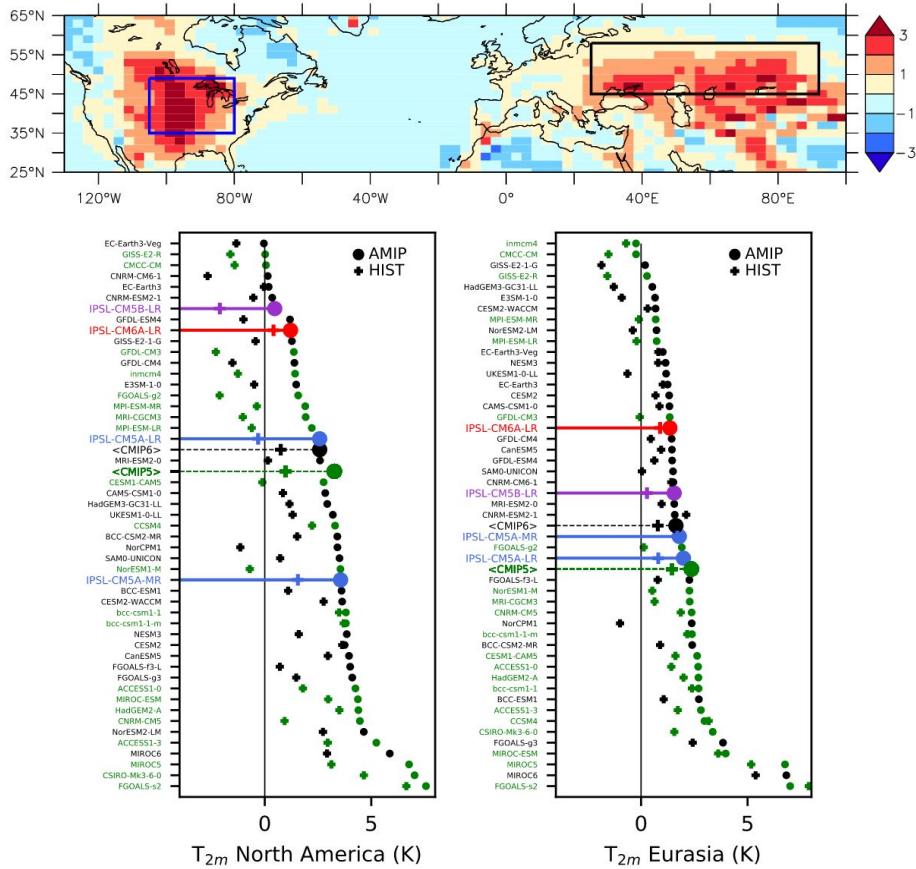


FIGURE I.1 – Figure issue de Boucher et al. (2020). En haut, la carte montre le biais moyen de température à deux mètre-moyens-mètres en été dans l'ensemble CMIP6 par rapport aux réanalyses ERA Interim (Dee et al., 2011). Les rectangles tracés sur ces cartes montrent les régions définies pour construire les indices de biais de température nord-américain ($105\text{--}80^\circ\text{W}$, $35\text{--}50^\circ\text{N}$) et eurasien ($23\text{--}92^\circ\text{E}$, $45\text{--}58^\circ\text{N}$). Ces indices sont tracés sur les deux figures du bas, pour l'ensemble des modèles de CMIP5 en vert et de CMIP6 en noir. Les versions du modèle de l'IPSL de CMIP5 sont tracées en bleu (IPSL-CM5A-LR et IPSL-CM5A-MR) et en violet pour la physique intermédiaire dite 5B (IPSL-CM5B-LR), et la. La version IPSL-CM6A-LR est tracée en rouge. Les moyennes des indices pour les ensembles CMIP5 et CMIP6 sont tracées en pointillés. Les marqueurs rond indiquent les scores des simulations AMIP et les marqueurs en croix indiquent les scores des simulations historiques couplées. La quasi-totalité des simulations AMIP surestiment la température à deux mètres sur ces deux régions. Les simulations historiques associées sont toujours moins chaudes. On voit l'amélioration globale des modèles de CMIP5 à CMIP6, ainsi que l'amélioration du modèle de l'IPSL.

instrumentés pour l'étude des couplages surface-atmosphère est actuellement au cœur de l'ANR MOSAI (Modèles et Observations pour les Interactions entre la Surface et l'Atmosphère, Lohou et al. (2022)).

Une façon de tirer profit de la richesse de ces jeux de données est de les utiliser pour évaluer et améliorer les GCMs, en les utilisant par exemple comme référence de tuning comme proposé ici. On peut distinguer de grand type deux grands types d'études comparant sorties de GCMs et observations sur sites. Dans la première on utilise un réseau d'observations sur sites ciblant un processus particulier ou une variable d'intérêt. Dans la seconde, on priviliege la synergie des observations sur un site en particulier.

Les réseaux d'observations sur sites sont créés sur des thématiques précises, afin de partager des méthodes de mesure, de post-traitement et de contrôle qualité permettant une comparaison

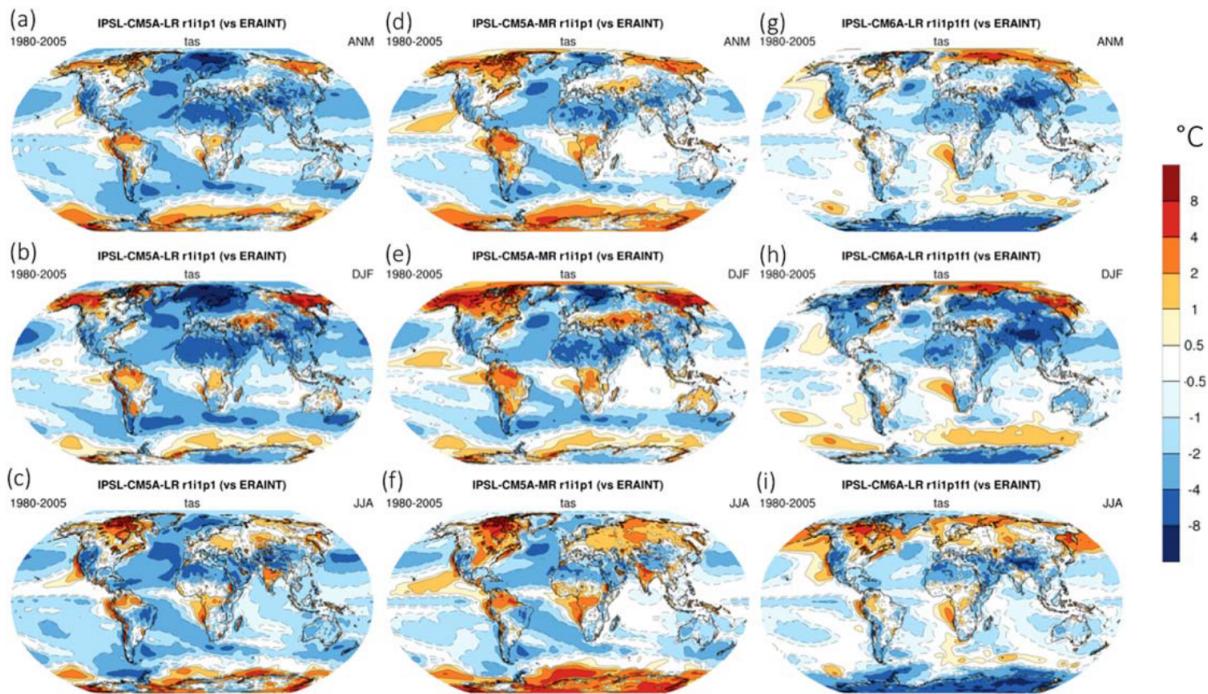


FIGURE I.2 – Figure issue de Boucher et al. (2020) montre la distribution des biais de température atmosphérique à deux mètres ($^{\circ}\text{C}$) en moyenne annuelle (ANM, a, d, g), en hiver (DJF, b, e et h) et en été (JJA, c, f, i) pour IPSL-CM5A-LR (version pour CMIP5 à basse résolution horizontale), IPSL-CM5-MR (version pour CMIP5 de résolution horizontale identique à IPSL-CM6A-LR) et IPSL-CM6A-LR (version pour CMIP6). Les biais sont tracés par rapport aux réanalyses ERA Interim (Dee et al., 2011)

fiable des observations des différents sites. Le réseau FLUXNET (Pastorello et al., 2020) est dédié aux flux turbulents de surface pour l'étude des échanges surface-atmosphère (échanges d'eau, d'énergie et de gaz à effet de serre). En 2020, il rassemblait 212 sites autour du monde. Ces observations sont classiquement utilisées pour l'évaluation et le tuning du modèle ORCHIDEE (Bastrikov et al., 2018; Kuppel et al., 2012; Raoult et al., 2024; Williams et al., 2009). Le réseau BSRN (*Baseline Surface Radiation Network*, Driemel et al. (2018)) regroupe des sites instrumentés mesurant le rayonnement à la surface. Il comptait 59 sites en 2018. Ce réseau est régulièrement utilisé pour la validation de modèle-modèles de climat et de données satellites. Utiliser de tels réseaux d'observations comme référence de tuning permet de contraindre le modèle sur une grande diversité de climats, bien que les sites soient majoritairement situés en Europe et en Amérique du Nord. Cependant, le nombre important de sites rend la construction de métrique-métriques orientées processus, ainsi que l'estimation de l'incertitude de comparaison simulation-observation, plus difficile.

C'est pourquoi le choix a été fait dans cette thèse de contraindre le modèle en ciblant les observations d'un super-site en particulier ; avant d'utiliser éventuellement des réseaux de mesures pour le tuning du modèle. Se focaliser sur un site d'observation permet d'avoir une approche axée sur la compréhension des processus, en utilisant la synergie d'observation-colocalisée observations colocalisées mise à disposition par le site.

L'utilisation d'observations de sites instrumentés comme référence pour l'évaluation ou le développement des modèles de climat sur des questions spécifiques est très répandue, que ce soit pour LMDZ ou pour d'autres modèles. Elles peuvent être utilisées pour la création de cas tests 1D/LES, comme par exemple les observations du site ARM des grandes plaines des Etats-Unis qui ont été utilisées pour créer le cas de cumulus continental ARMCU (Brown et al., 2002), ou celles du site de Cabauw pour le cas de couche limite stable GABLS3 (Bosveld et al., 2014).

Elles sont fréquemment utilisées pour évaluer la capacité des modèles à simuler des processus spécifiques, sur des périodes plus ou moins longues (par exemple pour les couches limites stables (Baas et al., 2018; Vignon, 2017), les vents catabatiques (?), divers types de nuages (Borella et al., 2025; Coindreau et al., 2007; Morcrette et al., 2012; Wang et al., 2018)), parfois comme appui direct au développement de nouvelles paramétrisations. Elles sont également largement utilisées pour évaluer la simulation des interactions surface-atmosphère (Arjdal et al., 2024; Campoy et al., 2013; Cheruy et al., 2013; Diallo et al., 2017; Phillips et al., 2017). Ces études ciblent souvent l'évaluation d'un modèle en particulier, mais certaines utilisent de telles observations pour évaluer des ensembles CMIP. C'est le cas par exemple de l'étude de Zhang et al. (2018) qui aborde la question du biais chaud continental dans l'ensemble multi-modèles CMIP5, en utilisant les observations du site instrumenté ARM des grandes plaines Etats-unies.

I.3 Observations du SIRTA et configuration de LMDZ

I.3.1 Description du site du SIRTA

Le SIRTA (Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique) est un observatoire de recherche situé au sud-ouest de Paris sur le plateau de Saclay ($48,71^{\circ}\text{N}$, $2,2^{\circ}\text{E}$) dans une zone semi-urbaine. Il a été créé en 1999 et a pour mission d'observer l'atmosphère et le sol à des échelles climatiques, pour le suivi du changement climatique et l'étude des processus physico-chimique de l'atmosphère. Il fait partie des réseaux d'observations internationaux FLUXNET (Pastorello et al., 2020) pour les flux turbulents de surface et BSRN (Driemel et al., 2018) pour les mesures de rayonnement à la surface et accueille régulièrement des campagnes de mesures. Le site s'est légèrement déplacé suite à des travaux d'agrandissement et à la construction d'un bâtiment inauguré en 2021. Une partie des instruments de mesures atmosphériques, qui était placés sur le bâtiment du LMD polytechnique ou sur la pelouse du SIRTA, sont depuis posés sur le toit du bâtiment. Le SIRTA accueille aujourd'hui environ 150 instruments de mesures. La Figure I.3 montre le site avant et après son déménagement, avec les principaux instruments.

Le produit ReOBS-SIRTA, utilisé dans cette étude, met à disposition un certain nombre de variables observées par les instruments du site du SIRTA, post-traitées de manière cohérente et avec une chaîne de contrôle qualité des données. Ce produit est décrit en détail par Chiriaco et al. (2018).

Le SIRTA est équipé d'un mât de mesure de 30 mètres, remplacé par un mât de 50 mètres depuis 2019. Il est équipé d'un ensemble d'instruments classiques pour observer la météorologie locale : thermomètre, hygromètre, baromètre, anémomètre, girouette, pluviomètre. Thermomètre et hygromètre sont situés à plusieurs niveaux du mât de mesure (1, 2, 5, 10, 20 et 30 m) pour observer les profils verticaux. Le SIRTA est équipé d'instruments permettant d'observer différents types de flux radiatifs à la surface. Les flux radiatifs solaire et infrarouge descendant à la surface sont mesurés avec un pyranomètre et un pyrégomètre. Le rayonnement solaire direct est également mesuré avec un pyrhéliomètre. Une estimation des flux solaire et infrarouge ciel-clair est également fournie, permettant de calculer facilement l'effet radiatif des nuages à la surface. Depuis 2007, les flux solaire et infrarouge montant sont également mesurés à 30 mètres au dessus du sol. Les flux de chaleur sensible et latent sont dérivés des mesures de turbulence faites avec un anémomètre sonique et un hygromètre à krypton. La température et l'humidité du sol sont mesurées à 5, 10, 20, 30 et 50 cm de profondeurs depuis 2007 et à 1 mètre de profondeur depuis 2014. Ces mesures ont permis de mettre en évidence la présence d'une nappe phréatique à faible profondeur sur le site du SIRTA (Campoy, 2013), probablement présente sur une grande partie du plateau de Saclay.



FIGURE I.3 – (a) Figure issue de Chiriaco et al. (2018) montrant une partie des instruments du SIRTA avant son déménagement. (b) Mât de mesure météorologique actuel de 50 m (IPSL/SIRTA, sd) (c) Etat du site actuel, une partie des instruments sont désormais posés sur le toit du bâtiment (IPSL/SIRTA, sd)

I.3.2 Traitement des données ReOBSet des sorties de simulation

Une chaîne de post-traitement des sorties de simulations a été développée pendant cette thèse. Cette chaîne est pensée pour être adaptée au traitement de gros ensembles de simulations (de l'ordre de 200 par vague de tuning) tout en étant suffisamment souple pour qu'elle puisse être modifiée au besoin. Cette chaîne s'est construite au fur et à mesure de la progression de l'expérience, et en lien avec le développement de [script scripts](#) de visualisation des ensembles de simulations. Une chaîne de post-traitement du produit ReOBS (Chiriaco et al., 2018), contenant les observations du SIRTA [prise-prises](#) comme référence dans ce chapitre, a également été développée. Ces chaînes sont composées de script python et bash. Les scripts bash utilisent les fonctions de nco pour la manipulation des fichiers netcdf et de cdo pour le calcul des moyennes temporelles.

Les deux chaînes de post-traitement sont appliquées à des séries temporelles horaires sur la période de temps désirée (typiquement une année). La chaîne de traitement des sorties de simu-

lations commence ainsi par l'extraction des séries temporelles de la maille contenant le SIRTA. Après le traitement des séries temporelles horaires, les moyennes journalières et mensuelles sont calculées, ainsi que les cycles diurnes mensuels.

Un sous-ensemble de variables présentes dans le produit ReOBS est ~~selectionné comme variable~~^{sélectionné comme variables} d'intérêt, sur lequel différents post-traitement vont être appliqués ^{- en vue de la comparaison aux sorties du modèle.}

Tout d'abord, les données horaires de rayonnement solaire arrivant à la surface du produit ReOBS sont mises à zéro lorsqu'elles sont négatives. Ces données négatives correspondent à des moments où le rayonnement solaire est trop rasant pour être mesurés avec précision par le pyranomètre. ~~Quelques nouvelles variables~~

^{Quelques variables dérivées} sont calculées à partir de ce sous-ensemble ^{, à} du produit ReOBS et des sorties de ~~simulation~~^{simulations} si nécessaire. On calcule notamment l'effet radiatif des nuages, la somme des flux turbulents, le rayonnement net à la surface, le rapport de Bowen etc.

Une attention particulière est portée à la gestion des données manquantes. Lors du calcul de nouvelles variables à partir des variables présentes dans le produit ReOBS, les masques des variables utilisées pour le calcul de la nouvelle variable sont toujours ~~concaténés~~^{concaténés}. Pour le calcul de la somme des flux turbulents par exemple, il suffit qu'une valeur soit manquante sur l'un des deux flux pour que la somme des flux soit catégorisée comme une donnée manquante à l'heure considérée. Ensuite, deux masques différents sont appliqués aux sorties horaires des simulations. Le premier masque, appelé "masque-par-variable", consiste à masquer les sorties horaires des variables d'~~intérêts~~^{intérêt} dès que la variable correspondante dans le produit ReOBS est manquante. Cela signifie que les séries temporelles des variables d'~~intérêts~~^{intérêt} n'ont pas le même masque ; ce qui peut poser des problèmes lors de la comparaison de différentes variables ; en particulier pour analyser les bilans d'eau et d'énergie à la surface (Equation I.1 et Equation I.2). C'est pourquoi un deuxième masque, appelé "masque-global", est construit. Il concatène les masques des variables impliquées dans les bilans d'énergie (flux de chaleur sensible et latent, flux radiatifs solaires et infrarouges, descendants et montants, tout ciel et ciel clair) et d'eau (précipitations) ainsi que ceux des variables météorologiques résultantes de ces bilans (température de l'atmosphère à deux mètres, humidité spécifique et relative à deux mètres). Il est ensuite appliqué à ces variables, mais également à d'autres variables que l'on souhaite analyser, qu'elles soient observées ou non. Enfin, les sorties d'humidité et de température du sol sont interpolées aux profondeurs où elles sont observées, par une interpolation linéaire classique.

Dans la suite de ce chapitre, il sera toujours précisé si les données utilisées ont été ~~masquée~~^{masquées} avec le masque "masque-par-variable", par le masque "masque-global", où si elles n'ont pas été masquées.

I.3.3 Une première configuration de LMDZ

Comme expliqué Section I.1.1, la mise en place de la configuration de LMDZ a été un travail de longue haleine, pavé de nombreux rebondissements. Nous ~~présentons~~^{commençons par^{présenter} dans cette section la configuration zoomée (Section I.3.3.1) et guidée (Section I.3.3.2), classiquement utilisée pour comparer LMDZ à des observations sur site. Le choix de l'année d'étude et la méthodologie d'équilibrage des modèles sont présentées Section I.3.3.3. Enfin, la stratégie adoptée pour traiter la question de la représentativité du site est décrite Section I.3.3.4.}

Certains choix effectués sur la configuration de LMDZ à utiliser pour l'expérience de tuning ont ~~variés~~^{varié} au cours de la mise en place de cette dernière et de l'étude de la variabilité interne du modèle. Nous avons commencé l'étude en utilisant la dernière ~~physique~~^{"physique"}¹

1. ~~Par abus de langage, on parle de "la physique" du modèle quand on parle de l'ensemble des paramétrisation~~

tunés de LMDZ, appellée physique LUDO-L95. Cette physique ajoute à la physique de CMIP6 une paramétrisation de recouvrement verticale de précipitations (voir Section ??), et affine la discréétisation verticale du modèle (Figure ??). Au ~~vue-vu~~ des difficultés rencontrées et du peu de recul ~~que-dont~~ nous disposions sur cette nouvelle physique, nous avons fait le choix de revenir à la physique standard CMIP6 à 79 niveaux.

Par soucis d'économie de temps humain, ~~d'économie~~ de temps de calcul et de ~~leur émissions de GES associées~~~~sobriété énergétique~~, les simulations ~~présentée~~~~présentées~~ dans ce chapitre n'ont pas été refaites avec la physique et le guidage finalement choisis. Les simulations présentées dans les différentes sections ne sont donc pas toujours strictement ~~e comparable comparables~~; sans que ces différences soient trop grandes pour remettre en cause les choix ~~prise effectués~~.

I.3.3.1 Grille zoomée

LMDZ a la possibilité de fonctionner avec une grille zoomée. C'est d'ailleurs la signification du Z du sigle LMDZ. Cela permet d'avoir des mailles horizontales plus fines sur une région d'intérêt tout en gardant un coût de calcul raisonnable des simulations. Pour ce faire, on définit les coordonnées du centre du zoom, les facteurs de grossissement en latitude et longitude (par rapport à la même grille régulière) et l'extension du zoom (c'est-à-dire la taille de la zone zoomée). La transition entre la zone zoomée et le reste de la grille se fait via une fonction tangente hyperbolique. La raideur de cette transition est également définie par l'utilisateur.

Les pas de temps de calcul doivent être ajustés à la taille de la plus petite maille afin de respecter les conditions CFL (Courant-Friedrichs-Lowy). Ces conditions peuvent être déterminées analytiquement seulement pour des systèmes d'équation dont la solution analytique est connue, ce qui n'est pas le cas des équations primitives utilisées dans LMDZ. Il est néanmoins possible de déterminer l'ordre de grandeur au dessus duquel la discréétisation temporelle n'est plus assez fine compte tenu de la discréétisation spatiale pour garantir la stabilité numérique des schémas utilisés dans la dynamique du modèle. Le critère CFL est alors calculé comme la taille de la plus petite maille divisée par la vitesse de propagation horizontale la plus rapide, pour l'advection des masses d'air et la propagation des ondes. En ~~pratique~~~~l'espèce~~, c'est une onde de gravité équatoriale qui domine ~~se-ce~~ critère dans LMDZ.

En pratique, lorsque l'on change de grille horizontale, on applique simplement une règle de proportionnalité entre une configuration stable numériquement et celle que l'on souhaite mettre en place; puis l'on ~~test-teste~~ si le pas de temps choisi ne conduit pas à des instabilités dans la simulation. Ces instabilités sont détectées automatiquement par le modèle lorsque des températures ou des humidités dépassent des seuils considérés comme aberrants; et la simulation est automatiquement arrêtée en cas de dépassement de ces seuils. Plus le zoom est fort et plus la raideur du zoom est importante, plus il est difficile d'avoir des configurations stables numériquement. Des paramètres réglant la dissipation numérique peuvent être modifiés pour stabiliser le modèle. Le guidage, détaillé dans la partie suivante, permet également de stabiliser le modèle et donc d'utiliser ~~des-un~~ zoom plus fort.

Le zoom choisi pour cette étude est tel que le SIRTA soit au centre du zoom, avec une maille de 30x30 km² sur le SIRTA et ~~un-extension-du-une extension de la région dans~~ zoom de l'ordre de 300x300 km². On souhaite avoir le nombre de point de grille le plus petit possible pour réduire au maximum le coût de calcul des simulations, tout en garantissant la stabilité numérique de la configuration. On souhaite également diminuer la taille de la maille au SIRTA afin de réduire les incertitudes liées à la localité du site (les tailles des mailles sont de 180x140 km² dans les configurations globales de références actuelles de LMDZ); ~~et-ceci~~ sans compromettre les hypothèses d'équilibres hydrostatiques utilisées dans les équations de la dynamique, ~~valident~~ physique ou d'une configuration particulière de ces paramétrisations.

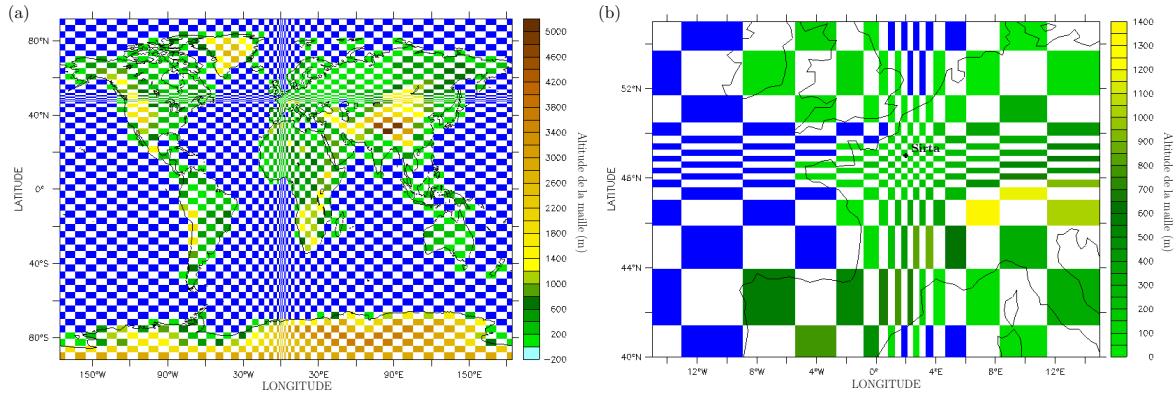


FIGURE I.4 – Grille utilisée pour les simulations. Une maille sur deux est colorée, soit en bleu pour les mailles océaniques, soit avec une couleur correspondant à l'altitude moyenne de la maille. La figure (a) montre tout le globe, la figure (b) montre le zoom au [Sirta](#)SIRTA.

[valides](#) jusqu'à typiquement 20x20 km². Afin de garantir la stabilité numérique, la dissipation numérique est augmentée. La grille finale, montrée Figure I.4, possède 64 points en latitude et en longitude (contre 144x143 dans la version CMIP6 du modèle). Les caractéristiques du zoom sont détaillées Table I.1.

Nom du paramètre	Description	Valeur
clon	longitude du centre du zoom	2.206
clat	latitude du centre du zoom	48.718
grossismx	facteur de grossissement selon la longitude	13.8181
grossismy	facteur de grossissement selon la latitude	10.472
dzoomx	extension en longitude de la zone du zoom	0.0113077
dzoomy	extension en latitude de la zone du zoom	0.0149208
taux	raideur du zoom en longitude	5.
tauy	raideur du zoom en latitude	5.
daystep	nombre de pas par jour pour la dynamique	4320
tetagdiv	temps de dissipation des plus petites longueurs d'ondes pour u et v (gradient)	400
tetagrot	temps de dissipation des plus petites longueurs d'onde pour u et v (rotationnel)	400
tetatemper	temps de dissipation pour les plus petits longueurs d'onde pour la température	600

TABLE I.1 – Paramètres du zoom

I.3.3.2 Guidage

Le guidage consiste à [rappeler](#) [relaxer](#) une ou plusieurs variables d'état du modèle vers une valeur de référence. [Dans](#), il se traduit par [l'ajout d'en ajoutant](#) un terme de rappel dans les équations d'évolutions des variables d'[états état](#) que l'on souhaite guider. () :

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = Physique(\phi) + Dynamique(\phi) - \frac{\phi - \phi_{guide}}{\tau_{guide}} \quad (I.3)$$

Avec [avec](#) ϕ la variable d'état guidée, ϕ_{guide} la valeur de référence et τ_{guide} la constante de temps de guidage. Cette dernière indique à quel point le rappel vers la valeur référence est fort. Pour

ee se faire une image de ce qu'il qui se passe lors du guidage, on peut résoudre l'Equation I.3 en ne gardant que la force de rappel, c'est-à-dire résoudre l'équation :

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = -\frac{\phi - \phi_{guide}}{\tau_{guide}} \quad (I.4)$$

La solution de cette équation

$$\phi(t + dt) = \phi(t) e^{-\frac{dt}{\tau_{guide}}} + \phi_{guide} (1 - e^{-\frac{dt}{\tau_{guide}}}) \quad (I.5)$$

est une moyenne pondérée entre la valeur de la variable d'état au pas de temps précédent et la valeur de référence ().

$$\phi(t + dt) = \phi(t) e^{-\frac{dt}{\tau_{guide}}} + \phi_{guide} (1 - e^{-\frac{dt}{\tau_{guide}}})$$

Les poids dépendent d'une exponentielle décroissance de temps caractéristique τ_{guide} , fixé par l'utilisateur. Plus τ_{guide} est petit, plus $e^{-\frac{dt}{\tau_{guide}}}$ se rapproche de 0 donc plus la valeur de $\phi(t + dt)$ se rapproche de celle de ϕ_{guide} : on dit que le guidage est fort.

Dans LMDZ, le guidage peut se faire aux choix sur les variables d'états suivantes : les vents zonaux, les vents méridiens, la température, et l'humidité et la pression². Guider les vents zonaux et méridiens du modèle est le guidage le plus classique. Ce dernier permet de reproduire les séquences météorologiques qui se sont effectivement déroulées sur la période d'intérêt, tout en laissant les paramétrisations physiques du modèle s'exprimer. Cela revient alors à utiliser pour simuler la météorologie plutôt que le climat "exprimer". Aux moyennes latitudes, le guidage des vents horizontaux permet par exemple d'imposer la séquence d'anticyclones et de dépressions qui régit une grande partie du temps la variabilité atmosphériques d'échelles dites synoptiques (de temps caractéristiques 4 jours). Le guidage en vents est ainsi largement utilisé pour la comparaison de LMDZ à des observations sur des périodes de temps inférieures aux échelles climatiques, ou pour différencier le biais causé par la dynamique du modèle de celui causé par la physique du modèle sa physique. Les constantes de guidage peuvent avoir des valeurs différentes à l'extérieur et à l'intérieur du zoom. Il est classique d'avoir un guidage fort à l'extérieur du zoom, où la résolution est dégradée, et d'avoir un guidage faible voire insignifiant dans la zone zoomée.

Dans la configuration initiale utilisée dans cette étude, seuls les vents horizontaux sont guidés. Leur constante de temps est choisie à 3h à l'extérieur du zoom et à 12h à l'intérieur ; ce qui correspond à des guides importants. Ces valeurs sont à mettre au regard des temps caractéristiques des processus atmosphériques d'intérêt, de l'ordre de quelques heures dans la couche limite atmosphérique. Ces valeurs ont été choisies afin de garantir la stabilité numérique de la configuration. Dans la configuration finale choisie, les températures et humidités sont également guidées (voir Section I.4.2), ce qui a permis d'autoriser jusqu'à 100 jours les constantes de guidage des vents horizontaux à l'intérieur de la zone zoomée (Table I.4) tout en garantissant la stabilité numérique de la configuration.

Le produit de référence utilisé pour guider le modèle est le produit ERA5 (Hersbach et al., 2020). C'est la cinquième génération de réanalyses produites par le Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT, ECMWF en anglais). Les analyses sont les états initiaux utilisés pour faire les prévisions météorologiques. Elles sont actuellement

2. Pour l'humidité, plus précisément, on lit les humidités relatives et on guide l'humidité spécifique du modèle avec l'humidité à saturation du modèle multipliée par l'humidité relative (clé `guide_hr=true` dans le code).

~~produites actuellement produites au CEPMMT avec des méthodes d'assimilations de données, qui corrige assimilation variationnelle qui corrige l'état initial donné par le modèle avec des observations des simulations (état final d'une simulation du jour précédent par exemple) pour que la prévision numérique (simulation effectuée à partir de cet état initial) passe au plus près des observations recueillies pendant typiquement la journée écoulée.~~ Les réanalyses sont des analyses faites à posteri, en utilisant une version de modèle et une méthode d'assimilation fixe pour toute la période réanalysée. Cela permet d'avoir un produit cohérent sur une grande période de temps.

I.3.3.3 Durée des simulations, spin-up et choix de l'année

Puisque les couplages entre atmosphère et surface des continents sont particulièrement ~~important importants~~ pour la simulation des échelles saisonnière, nous choisissons saisonnières, nous choisissons de faire des simulations d'une durée de un an.

Le temps d'équilibrage (ou spin-up) des modèles ~~dépendent du temps caractéristiques dépend du temps caractéristique~~ des processus physiques modélisé le plus important, la dynamique étant long. La dynamique atmosphérique du modèle étant guidée . Le et l'humidité et la température initiale du sol étant donnés, le modèle d'atmosphère a besoin de seulement ~~quelque quelques~~ jours pour s'équilibrer, ~~alors que le modèle de sol~~. L'hydrologie du sol a quant à elle besoin de plusieurs années ~~-pour que ses réservoirs se mettent à l'équilibre, même avec une atmosphère imposée.~~

C'est la composante de l'hydrologie du sol qui détermine ~~donc~~ ce temps de spin-up, sachant que, au premier ordre, plus le sol est humide, plus le temps d'équilibrage est cours. Pour les zones tempérées comme celle autour du SIRTA, on considère généralement que trois ans de spin-up suffisent à équilibrer les modèles. En théorie, à chaque changement de configuration (incluant des changements de paramètres libres) trois ans de spin-up doivent être réalisés, ce qui alourdi alourdit considérablement le coup de calcul du tuning. C'est pourquoi, un seul spin-up long (de plus de trois ans) est effectué avec la configuration de référence du modèle. Les simulations aux paramètres perturbés sont ensuite réalisées sur un an, en utilisant comme état initial celui créé par la longue simulation équilibrée. Les premiers mois de la simulation sont considérés comme spin-up. On fait débuter ces simulations en janvier car c'est un mois où l'humidité du sol est proche de la saturation au SIRTA, ce qui diminue le temps d'équilibrage nécessaire lorsque les paramètres sont perturbés. Avoir une humidité du sol proche de la saturation aux mois de décembre et janvier est un critère pour choisir l'année de la simulation.

La disponibilité des données d'~~observations observation~~ du SIRTA est notre premier critère pour choisir l'année de simulation. Le SIRTA a commencé ses observations en 2003. Cependant, l'humidité du sol a commencé à être observée en 2006, avec un changement de sonde en 2014. Les flux radiatifs montant sont ~~disponible disponibles~~ à partir de 2012 et les flux turbulents à partir de 2015 avec une période de données manquantes de plusieurs mois en 2017. Compte tenu de la disponibilité des observations, l'année est choisie parmi les années 2015, 2016, 2018, 2019 et 2020.

Un ensemble de ~~simulation simulations~~ est réalisé sur la période 2014-2020 afin de choisir l'année de simulation. Cette ensemble est ~~consistué des cinq meilleurs constitué des cinq meilleures~~ simulations issues du tuning de la physique LUDO-L95 (Touzé-Peiffer, 2021). Les ~~humidité humidités~~ du sol de ces simulations sur la période 2015-2020 sont tracées Figure I.5. Les humidités simulées par le modèle sont systématiquement trop faibles, en particulier l'hiver où le sol est proche de la saturation dans les observations. L'absence de cycle saisonnier de l'humidité du sol observée à 1 m s'explique par la présence d'une nappe perchée au SIRTA, dont la profondeur est estimée par (Campoy et al., 2013) entre 0,5 et 1,3 m de profondeur. Puisqu'elle n'est pas modélisée, il est normal que les humidités du modèle à 1 m soient inférieures à celles

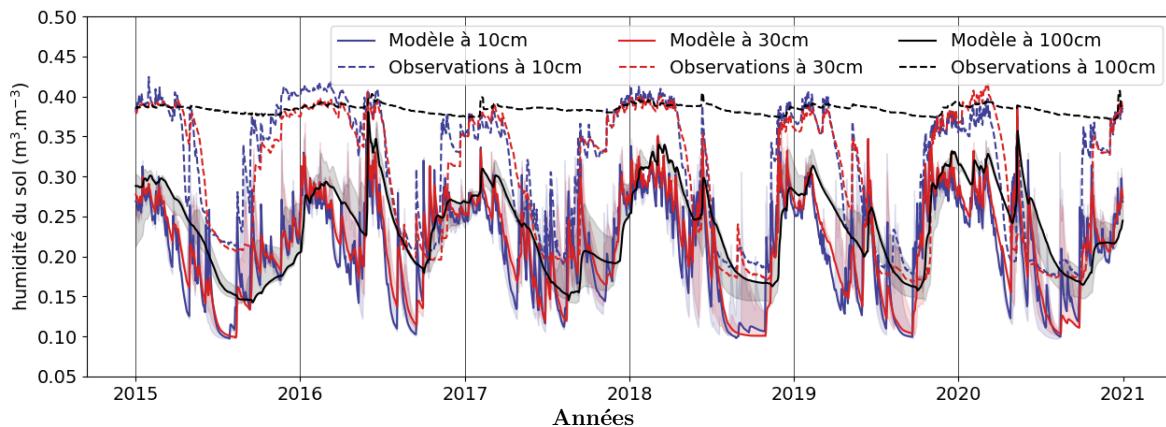


FIGURE I.5 – Evolution de l'humidité du sol (en m^3 d'eau par m^3 de sol) en moyenne journalière sur la période 2015-2020 pour trois profondeurs correspondant à la profondeur-profondeur de trois sondes : en bleu à 10 cm, en rouge à 30 cm et en noir à 100 cm. Les observations sont tracées en pointillées-pointillées et les sorties du modèle, interpolées sur les niveaux des sondes, sont tracées en trait plein. L'humidité à saturation vaut $0,43 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ dans le modèle et varie entre $0,37$ et $0,43 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ dans les observations (Campoy, 2013). L'étendue de l'ensemble des 5 méilleurs-méilleures simulations faites avec la physique ludo-95 niveaux-LUDO-L95 est montré-montrée en clair, avec la meilleure simulation en trait plein. Les simulations sont post-traitées avec le masque-par-variable.

observées, avec un cycle saisonnier marqué. Les années 2017, 2019 et 2020 sont rejetées car l'humidité du sol observée n'est pas assez proche de la saturation au mois de décembre ou janvier. L'hiver 2018-2019 présente de plus des variations d'humidité caractéristiques de périodes d'assèchement, dont la sensibilité aux paramètres libres de l'hydrologie d'ORCHIDEE ont été étudiés, par exemple par Raoult et al. (2021).

Parmis-Parmi les années restantes, c'est l'année 2018 qui est retenue ; tout d'abord pour sa séquence d'humidité du sol. Elle présente un premier assèchement de printemps, puis une recharge d'eau très rapide fin mai-début juin 2018, causée par une période de forte précipitation, et suivie enfin d'un assèchement du sol exceptionnel et prolongé jusqu'à l'hiver (Météo-France, 2019). Cibler une année avec de fortes variations d'humidité des sols pourrait être intéressant pour évaluer et contraindre cette dynamique saisonnière dans les simulations. L'année 2018 a été une année exceptionnellement orageuse (l'année la plus foudroyée des trente dernières années). Les précipitations du 11 juin 2018 ont atteint le record de la journée la plus pluvieuse des mois de juin de la période 1991-2020 à la station Paris Montsouris (Météo-France, 2025b). La longue période orageuse, de fin mai à mi-juin 2018, pourrait être intéressante pour contraindre les paramètres libres de la paramétrisation de convection profonde de LMDZ, qui ne sont actuellement pas préconditionnés. Cet épisode est suivi-suivi par une séquence d'une quinzaine de jours où des cumulus de beau temps se développent en journée, typique des couches limites convectives.

L'année 2018 a également été une année très chaude, la plus chaude du XX^e siecle-siecle à cette date pour la France métropolitaine, mais depuis détrônée par les années 2020, 2022, 2023 et ex aequo avec l'année 2024 (Météo-France, 2023, 2025a). Une canicule importante a lieu du 24 juillet au 8 août 2018, comparable en longueur à celle de 2003, mais d'une moindre intensité (Météo-France, 2023). C'est néenmoins-néanmoins la seule année, parmis-parmi les années restantes, à avoir eu un épisode caniculaire important. Cibler une année présentant plusieurs extrêmes climatiques, et en particulier des évenements-événements extrêmes chaud, est une manière de s'assurer que le modèle est capable de les simuler correctement, ou au moins d'évaluer la capacité du modèle à les simuler. La capacité du modèle à simuler correctement des évennements-événements extrêmes est important au vue-vu de leur impact societal-sociétal, et de l'augmentation de leur oeurrence-occurrence et intensité avec le changement climatique.

I.3.3.4 La question de la représentativité des observations du site du SIRTA

La question de la représentativité d'observations locales consiste à se demander dans quelle mesure une observation réalisée à un endroit donné représente bien ce qu'il qui se passe effectivement dans l'environnement de l'observation, et peut être comparé avec fiabilité à des sorties de simulations. La représentativité d'un site est différente suivant la variable qui est comparée, l'échelle spatio-temporelle d'intérêt, et les processus modélisés. Ici, nous comparons les sorties de simulation de LMDZ ayant un pas de temps de 15 min et une maille d'aire $30 \times 30 \text{ km}^2$ sur le site du SIRTA.

La première stratégie qui a été adoptée pour accroître la fiabilité de la comparaison observation-simulation est de diminuer la taille de la maille que l'on va comparer avec les observations du SIRTA. Il est en effet plus facile d'avoir des observations locales comparables à des variables simulées pour une portion d'atmosphère de $30 \times 30 \text{ km}^2$, plutôt que pour une portion d'atmosphère de $180 \times 140 \text{ km}^2$ (taille de la maille du SIRTA de la grille standard).

Plus les observations sont situées dans un environnement homogènes, plus elles sont généralisables. Le site du SIRTA est situé dans un environnement péri-urbain hétérogène, avec une végétation mixte. Les mesures sont prises sur une pelouse bordée d'arbres alignés, ce qui peut significativement affecter le sens et la force des vents, ainsi que la turbulence des premières dizaines à centaines de mètre de l'atmosphère. Les vents, observés à 10 m, ne seront donc pas jugés comme des variables très fiables, et pourront n'être regardés-regardées qu'à titre indicatif. Les flux turbulents pourraient également être affectés par cette caractéristique du site.

Un petit lac, non modélisé, est présent à proximité du site, ce qui peut affecter localement l'hydrologie. De plus, comme on l'a déjà mentionné plus haut, le SIRTA est situé au dessus d'une nappe perchée, probablement présente sur une grande partie du plateau de Saclay (Campoy, 2013). Campoy et al. (2013) montre que le manque d'évaporation des simulations au niveau du SIRTA en été, déjà mis en évidence par Coindreau et al. (2007), pourrait s'expliquer par la présence de cette nappe perchée, qui n'est pas modélisé dans la configuration standard de LMDZ. Les mesures d'humidité du sol et du flux d'évaporation (ou de chaleur latente) du SIRTA ne sont donc pas directement comparables avec les simulations de LMDZ. Le flux de chaleur sensible, très dépendant du flux de chaleur latent, n'est pas non plus considéré comme comparable. De plus, l'influence d'un environnement hétérogène sur les flux turbulents n'est pas clairement quantifiée [*c'est bien pour ça qu'il y a MOSAI ?*]. Les flux turbulents sont donc écartés des variables que l'on pourra cibler lors du tuning au SIRTA, et devront être analysé en prenant en compte ces éléments.

Les mesures de rayonnement solaire sont également influencées par la localité du site. Le rayonnement solaire descendant est d'une part affecté par l'albedo du site de mesure via la retrodiffusion du rayonnement solaire montant, et d'autre part par la présence d'aerosols dans l'atmosphère, dont la variabilité spatiale peut être très importante. Pour s'affranchir de l'albedo spécifique du site du SIRTA, ce dernier est diagnostiqué à partir des observations du SIRTA puis imposé sur la maille du SIRTA dans LMDZ. Ce travail est présenté Section I.3.3.5. Pour les aerosols, le choix est fait de ne pas les inclure dans les simulations de LMDZ, et d'instruire la sensibilité du rayonnement aux aerosols afin de la prendre en compte dans les incertitudes de comparaison modèle-observations (voir Section I.3.3.6).

I.3.3.5 Diagnostique de l'albedo au SIRTA et forçage de l'albedo dans LMDZ

Les fonctions de phase caractérisant la diffusion du rayonnement solaire par le gaz atmosphérique (diffusion Rayleigh) et par les particules en suspension dans l'atmosphère (diffusion de Mie pour les particules homogènes et sphériques) "ont un bout vers l'arrière". Une part non négligeable du rayonnement solaire est ainsi rétro-diffusé pendant son parcours. Une fraction

du flux radiatif solaire réfléchi par la surface est ainsi rétrodiffusée ; et se retrouve donc dans le flux radiatif solaire descendant à la surface. L'albédo de la surface n'a donc pas uniquement un impact sur le rayonnement solaire réfléchit ; il influence également le rayonnement solaire descendant à la surface, que nous souhaitons utiliser comme cibler de tuning. L'albédo de la surface est néanmoins très dépendant de la localité du site, et c'est pourquoi nous mettons en place une méthodologie afin de la diagnostiquer à partir des observations du site du SIRTA, et de l'imposer dans la maille correspondante de LMDZ.

L'albedo α est défini comme le rapport du flux solaire réfléchi par le flux solaire arrivant à la surface :

$$\alpha = \frac{SW_{up}}{SW_{down}} \quad (\text{I.6})$$

Modélisation de l'albédo dans LMDZ

L'albedo est modélisé dans LMDZ comme une propriété de la surface, avec l'Equation I.7, pour deux gammes spectrales (visible et proche-infrarouge).

$$\alpha_{model} = f_{neige} \cdot \alpha_{neige} + (1 - f_{neige}) \cdot (f_{solnu} \cdot \alpha_{solnu} + \sum_{i=1}^{nPFT} f_{veget} \cdot \alpha_{veget}) \quad (\text{I.7})$$

C'est une moyenne de l'albedo du sol nu α_{solnu} , de la végétation α_{veget} et de la neige α_{neige} pondérée par les fractions de la maille occupées par chacunes des trois composantes (f_{neige} , f_{solnu} et f_{veget}). Les fractions de sol nu et de végétation évoluent en fonction de la croissance des plantes, via l'indice de surface foliaire (LAI pour *Leaf Area Index*). L'albedo du sol nu est une constante par type de sol, et celui de la végétation est une constante par type de plante (appelées PFT *Plant Functional Type*). L'albedo de la neige dépend quant à lui de l'âge de la neige. L'hypothèse est faite dans le modèle que la neige recouvre uniformément tous les types de surfaces (c'est-à-dire le sol nu et les différentes PFT). Parce que ce qu'il est considéré comme une propriété de la surface, l'albédo modélisé dans LMDZ ne dépend pas de l'angle solaire. La dépendance de l'albedo du sol nu à l'humidité du sol n'est pas active dans la version de LMDZ utilisée dans cette étude.

Diagnostique de l'albédo au SIRTA

On souhaite imposer un albédo sur la maille du SIRTA (1) qui ne dépend pas de l'angle solaire (2) qui garde la rétroaction de la neige. Le diagnostique l'albédo au SIRTA est fait en conséquence.

On utilise l'Equation I.6 pour diagnostiquer l'albédo au SIRTA à partir des données horaires des flux radiatifs solaires montant et descendant. En l'état, l'albédo présente un cycle diurne, particulièrement marqué les jours de ciel-clair (Figure I.6) ; avec un minimum en milieu de journée. Les premières et dernières valeurs de la journées ne sont pas jugées significatives car elles sont le rapport de deux valeurs faibles, et que l'incertitude de mesure augmente fortement avec l'angle solaire.

Pour s'affranchir de ce cycle diurne, un albedo est calculé par jour à partir des albedo horaires de milieu de journée, considéré comme plus représentatif d'un albedo caractéristique de la surface. La Figure I.7 (a) montre la sensibilité de cet albédo journalier au choix des heures retenues pour le calcul de l'albedo : de 10h à 15h, de 11h à 14h, de 12h à 13h ou sur toute la journée. Les données ont préalablement étaient filtrées en éliminant toutes les valeurs d'albedo horaires supérieures à 1. C'est la plage horaire 11h-14h qui est retenue. L'augmentation de l'albédo en février (Figure I.7) est due à un épisode de neige, qui a persisté pendant quelques jours.

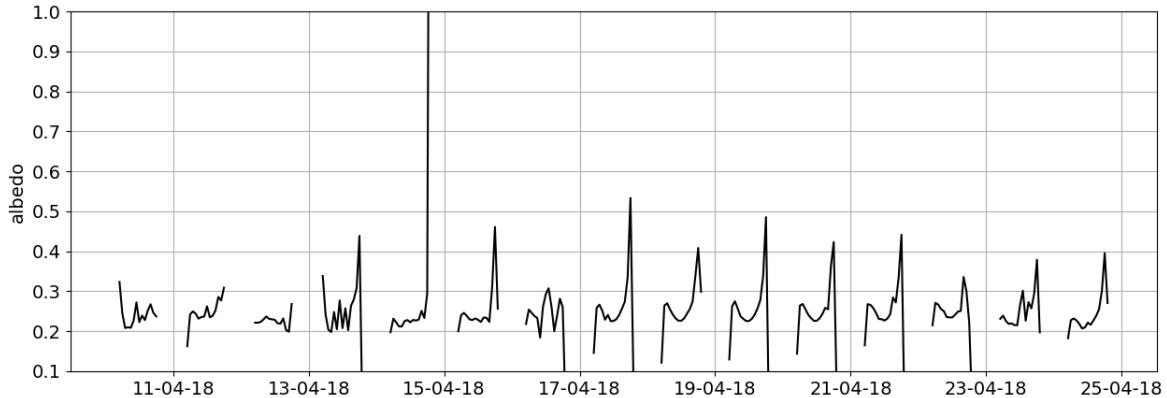


FIGURE I.6 – Evolution de l'albédo du 10 au 25 avril 2018. L'albédo est diagnostiqué sur les données horaires du SIRTA avec l'Equation I.6. On note les variations diurnes de l'albédo, avec un cycle diurne particulièrement marqué pendant la période de ciel-clair du 17 au 21 avril.

On souhaite garder la rétroaction de la neige sur l'albedo. Pour ce faire, on élimine du calcul de l'albedo journalier toutes les valeurs d'albedo horaires au dessus d'un certain seuil. La Figure I.7 (b) montre l'albedo mensuel diagnostiqué pour des seuils de 0,4, 0,6, 0,8 et 1. L'albedo du mois de février est très affecté par le seuil choisi sauf pour les seuils 0,4 et 0,6. Cela signifie que le seuil 0,6 suffit pour éliminer les albedos affectés par la présence de neige. Les différences sur les autres mois de l'année sont minimes. Hors période de neige, les variations de l'albedo au cours de l'année sont assez lentes : imposer une valeur d'albedo par mois suffis.

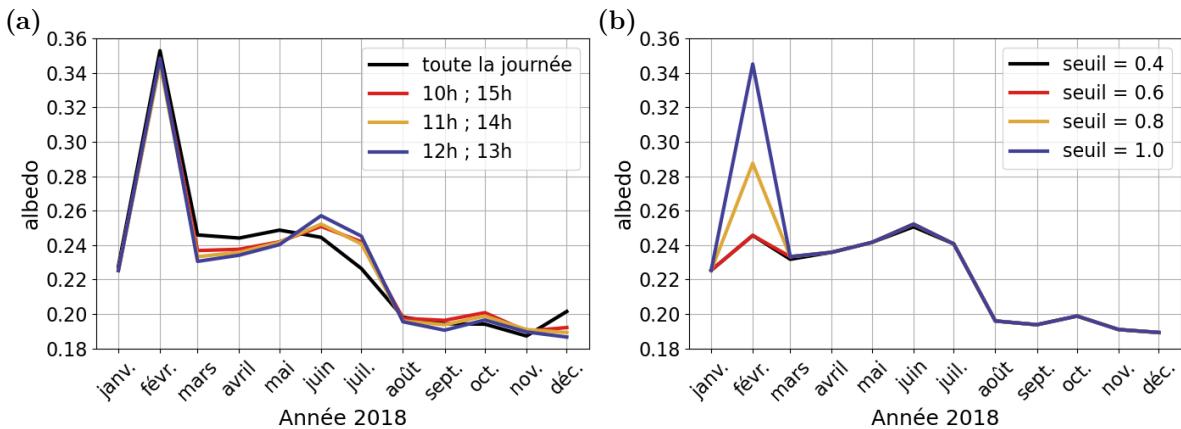


FIGURE I.7 – Evolution de l'albedo en moyenne mensuelle sur l'année 2018, diagnostiqué à partir des observations du SIRTA (a) Test de sensibilité à la plage horaire (b) Test de sensibilité au seuil à partir duquel l'albedo horaire est exclu du calcul

Simulations avec un albédo forcé sur la maille du SIRTA

L'albedo mensuel diagnostiqué au SIRTA, α_{SIRTA} , est imposé sur la maille du SIRTA dans LMDZ, en gardant la rétroaction de la neige. L'Equation I.7 devient alors :

$$\alpha_{modèle} = f_{neige} \cdot \alpha_{neige} + (1 - f_{neige}) \alpha_{SIRTA} \quad (\text{I.8})$$

La même valeur de l'albédo diagnostiqué au SIRTA est utilisé pour le calcul de l'albedo dans le visible et le proche infra-rouge. Ainsi, l'albedo simulé pour les gammes spectrales du visible et du proche-infrarouge seront les mêmes, exceptés lors des épisodes de neige.

La Figure I.8 montre les albedos simulés sur la maille du SIRTA lorsque lorsque l'albédo est imposé avec l'Equation I.8 et lorsqu'il est calculé par le modèle. L'albedo imposé est significativement plus grand que celui calculé par le modèle dans le visible (de 0,15 à 0,2 de différence selon les périodes) et un peu près égal dans le proche IR. On voit l'effet de la neige sur l'albedo en février, mais aussi de manière très brèves à d'autres moment de l'année.

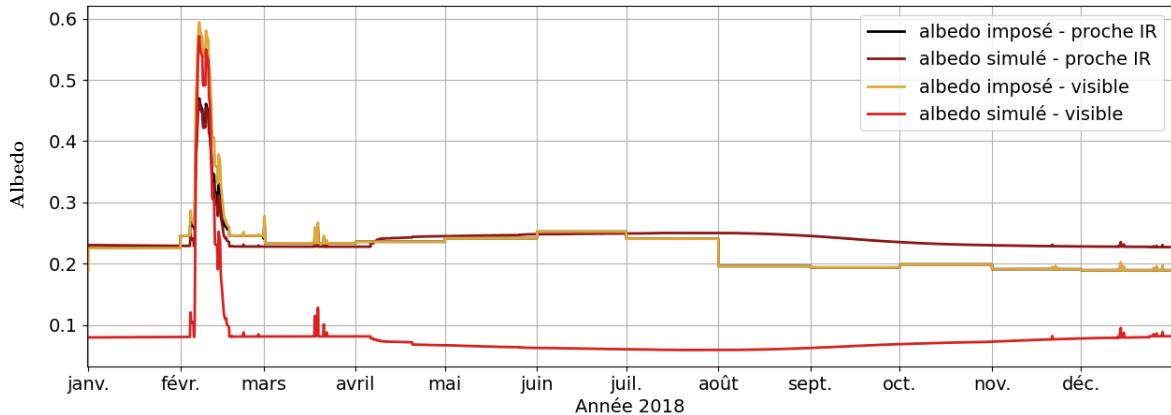


FIGURE I.8 – Evolution des albedos dans le visible (courbes rouge et jaune) et proche IR (courbes rouge foncée et noire) sur l'année 2018 en fréquence horaire. En rouge et rouge foncé dans une simulation sans albédo imposé et en jaune et noir dans une simulation où l'albedo diagnostiqué au SIRTA est imposé sur la maille du SIRTA. Les simulations sont faites avec la physique CMIP6-L79, un guidage en vent, température et humidité (voir Section I.4.2). Les données ne sont pas masquées.

Ce changement d'albedo a un inscidence significative sur la simulation des flux radiatifs solaires, comme le montre la Figure I.9. Comme attendu, le flux solaire montant à la surface augmente dans la simulation où l'albédo est imposé, car celui-ci est systématiquement plus grand que l'albedo simulé par le modèle. Ce flux, qui était sous-estimé avec un albédo simulé, est désormais systématiquement surestimé en moyenne mensuelle par rapport aux observations du SIRTA (Figure I.9 (a)). Cela s'explique au premier ordre par la surestimation du flux solaire descendant à la surface (Figure I.9 (b)). Imposer l'albedo du SIRTA conduit à une augmentation du flux solaire descendant (Figure I.9 (b)), dont une partie s'explique par l'augmentation du flux solaire ciel-clair (non montré), directement lié à la rétrodiffusion du rayonnement solaire montant. L'autre partie est due à la rétroaction du changement de rayonnement sur la simulation de l'état atmosphérique (notamment des nuages) et à la variabilité interne du modèle (discutée Section I.4). En conséquence, le flux solaire net à la surface diminue jusqu'à 20 W.m^{-2} en juin (Figure I.9 (c)), et le flux radiatif (solaire + infrarouge) net à la surface diminue jusqu'à une quinzaine de W.m^{-2} (Figure I.9 (d)) ; réduisant le biais du modèle par rapport au SIRTA.

I.3.3.6 Sensibilité des simulations aux aerosols

Un test de sensibilité aux aerosols est effectué, en faisant une simulation avec des aerosols climatiques [*Je sais pas vraiment ce qui est fait quand on met des aerosols à vrai dire !*]. Ce test est effectué sur la configuration final du modèle, résumé Section I.7, utilisant la physique CMIP6-L79 et avec un albedo imposé sur la maille du SIRTA. Un ensemble perturbés aux conditions initiales (dit PISE, voir Section I.4.1), fait sur la configuration sans aérosol, est également tracé afin d'évaluer la significativité des différences. Si la simulation avec aérosol sort de l'ensemble perturbé aux conditions initiale, la différence est considérée significative.

Les aérosols réduisent significativement le flux solaire ciel-clair descendant à la surface (entre

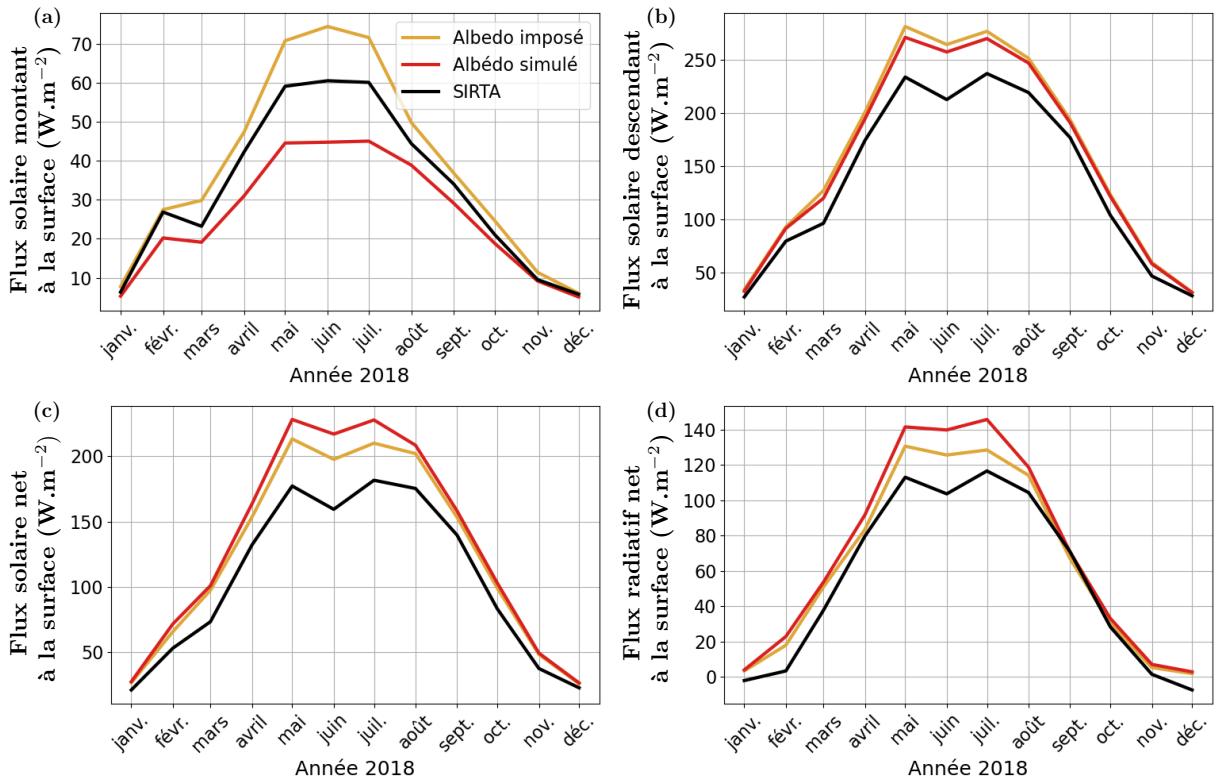


FIGURE I.9 – Evolution en moyenne mensuelle sur l'année 2018 (a) du flux solaire montant à la surface (b) du flux solaire descendant à la surface (c) du flux solaire net à la surface (d) du flux radiatif totale (solaire + infrarouge) net à la surface. En noir les observations du SIRTA, en rouge la simulation sans albèdo imposé et en jaune la configuration où l'albèdo est imposé sur la maille du SIRTA. Les simulations sont faites avec la physique CMIP6-L79, un guidage en vent, température et humidité (voir Section I.4.2). Les données tracées utilisent le masque-par-variable.

5 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ et 7.5 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$, Figure I.10 (a)), ce qui est cohérent avec le fait que les aérosols opacifient l'atmosphère. Cette diminution se répercute sur le flux solaire descendant à la surface et sur l'effet radiatif des nuages dans le solaire. Le changement d'aerosol provoque une diminution significative du flux radiatif net à la surface certains mois, d'au plus 5 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ (Figure I.10 (b)).

I.4 Variabilité interne

La variabilité interne du climat est la variabilité naturelle du système climatique. La variabilité interne de l'atmosphère est principalement due à la dynamique atmosphérique, par exemple au passage des anticyclones et des dépressions aux moyennes latitudes. Les GCMs simulent également cette variabilité interne. Bien que le guidage élimine la variabilité interne du modèle due à la dynamique, donc la plus grande partie de la variabilité interne, il reste tout de même de la variabilité interne dans le système. La méthode d'évaluation de la variabilité interne est présentée Section I.4.1 et le test de sensibilité de la variabilité interne au guidage est présenté Section I.4.2.

I.4.1 Ensemble aux états initiaux perturbés

Il existe plusieurs méthodes pour quantifier la variabilité interne d'un GCM. La première méthode consiste à évaluer les variations d'une variable d'intérêt sur une longue simulation

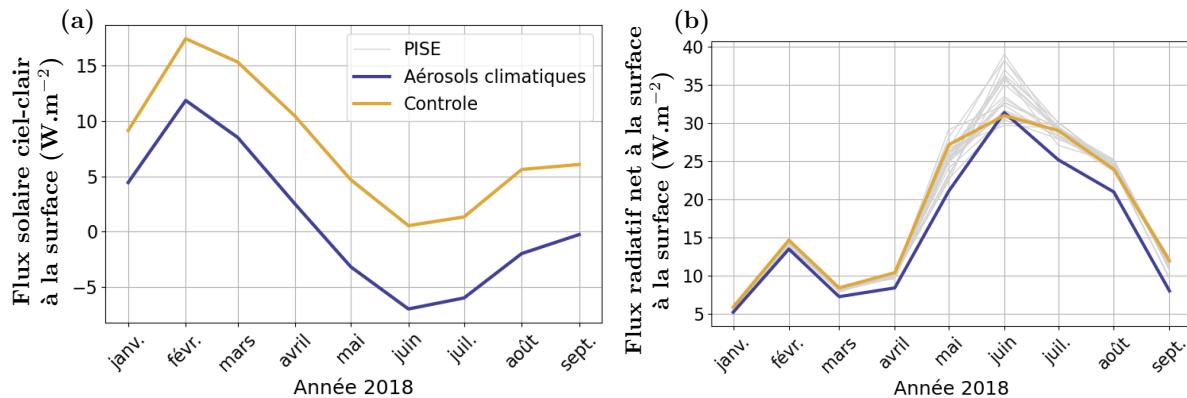


FIGURE I.10 – Evolution en moyenne mensuelle de janvier à septembre 2018 (a) du flux solaire ciel-clair descendant à la surface (b) du flux radiatif totale (solaire + infrarouge) net à la surface. Les courbes sont des différences avec les observations du SIRTA, en jaune pour la simulation de contrôle avec albédo imposé et sans aerosol, et en bleu pour la même simulation avec des aérosols climatiques. Les courbes gris clair montre l'ensemble aux états initiaux perturbés correspondant à la simulation de contrôle (voir Section I.4.1). Il n'est pas visible sur la figure (a) car il n'y a pas de variabilité interne sur le flux solaire ciel-clair descendant à la surface. Les simulations sont faites avec la configuration finale du modèle (voir Section I.7), et les données tracées sont post-traitée avec le masque-par-variable.

équilibrée avec des forçages constants. La longueur de cette simulation doit être de l'ordre d'une vingtaine d'années pour que la variabilité interne des variables atmosphériques soit significative. Ce temps varit selon les régions et les variables regardées.

La variabilité interne peut également être évaluée sur des ensembles aux états initiaux perturbés, appelés PISE pour *Perturbed Initial State Ensemble*. Ces ensembles sont produit en changeant l'état initial sur un ensemble de simulation, tout chose égale par ailleur. L'étendue de cet ensemble quantifie la variabilité interne du système. C'est cette méthode qui est choisie pour évaluer la variabilité interne de la configuration. En pratique, une première simulation d'une vingtaine d'année est réalisée avec la configuration de contrôle, mais sans l'albédo imposé car les données de rayonnement montant depuis la surface ne sont pas disponible sur une assez grande période. Les états initiaux des premiers janviers de chaque année de cette longue simulation, sauf pour les trois premières années utilisée pour l'équilibrage du modèle, sont utilisés comme état initial pour simuler l'année 2018. On a ici différencié l'état initial du modèle atmosphérique de celui du modèle de surface continentale, afin de quantifier séparément la variabilité interne de l'atmosphère de celle du sol. Cela permet également d'évaluer si certaines variables sont particulièrement sensible à l'état initial du sol, et pourrait donc être significativement affectée par le fait que le sol n'est pas rééquilibré à chaque changement de vecteur de paramètre libre dans l'expérience de tuning.

Un premier PISE est réalisé avec la physique LUDO-L95, un guidage en vent (Table I.2) et sans albédo imposé sur la maille du SIRTA. 10 simulations sont réalisées en changeant les états initiaux atmosphériques et 10 autres en changeant les états initiaux du sol. La figure Figure I.11 montre ces PISE sur quelques variables .

La dispersion du mois de janvier n'est pas significative de la variabilité interne de la configuration, car elle contient l'état initial perturbé et les quelques jours nécessaires à ce que l'atmosphère s'équilibre. L'état initial du modèle ORCHIDEE peut avoir une influence plus longue, au vu des temps caractéristiques d'équilibrage de l'hydrologie du modèle. Les humidité du sol vont en particulier mettre de temps à s'équilibrer (Figure I.11 (d)) mais avec très peu de répercussion sur les autres variables. Cela se voit car les PISE de LMDZ et ORCHIDEE sont indifférenciés sur les Figure I.11 (a) (b) et (c), sauf sur les précipitations du mois d'avril qui

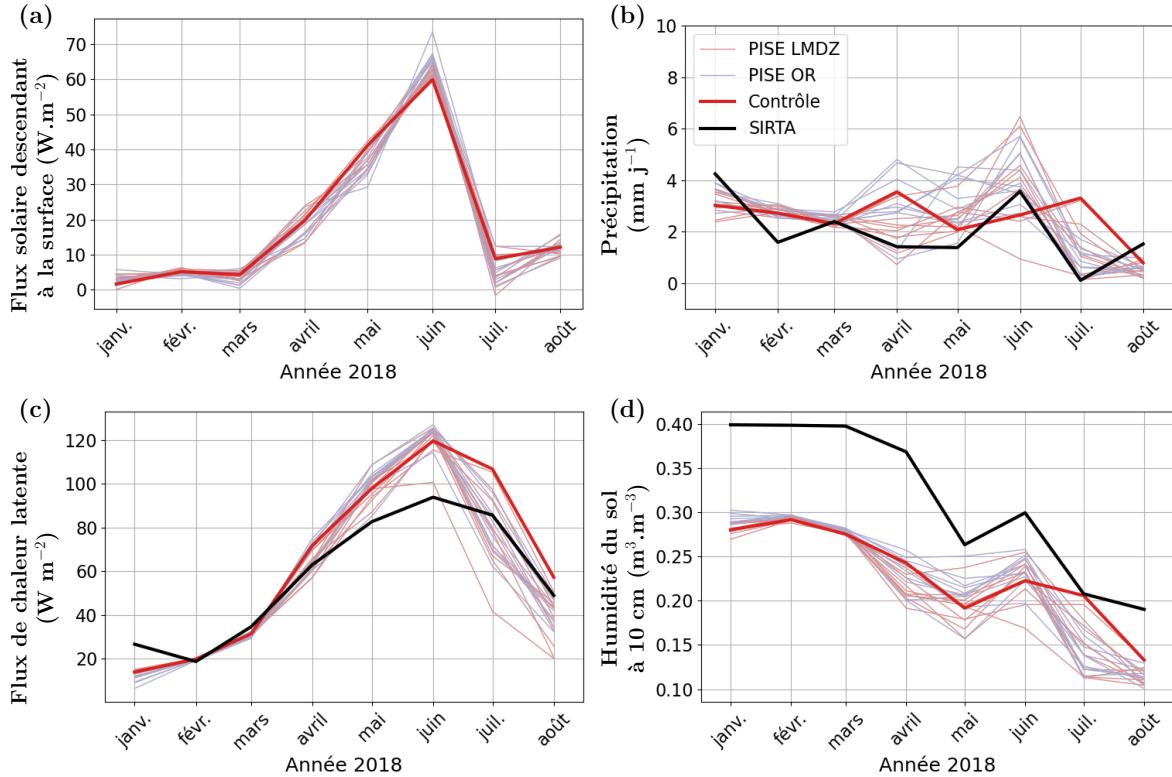


FIGURE I.11 – Evolution en moyenne mensuelle (a) du flux solaire descendant à la surface (b) des précipitations (c) du flux de chaleur latente (d) de l'humidité du sol à 10 cm de profondeur, sur les mois de janvier à août 2018. La figure (a) montre une différence par rapport aux observations du SIRTA. En noir les observations du SIRTA, en rouge la simulation de contrôle avec physique LUDO-L95, guidage en vent (Table I.2) et sans albédo imposé. En rouge claire les simulations de l'ensemble où les états initiaux de LMDZont été perturbés et en bleu celles où les états initiaux de ORCHIDEE ont été perturbés. Les simulations sont post-traitées avec masque-par-variable, sauf pour l'humidité du sol qui est post-traitée avec masque-global.

sont plus dispersées dans le PISE d'ORCHIDEE que celui de LMDZ. Cela indique que les précipitations du mois d'avril dépendent de l'état initial du sol. Le peu de dépendance des autres variables à l'état initial d'ORCHIDEE conforte le choix de ne pas rééquilibrer le modèle à chaque changement de vecteurs de paramètre libre, tant que les variables sensibles à cet état initial ne sont pas directement visées dans le tuning.

La dispersion des simulations des deux ensembles est significative sur toute la période étudiée (février-août 2018), avec une augmentation significative de la variabilité interne à partir d'avril 2018, en particulier pour les précipitations et les humidités du sol (Figure I.11 (b) et (d)). Les variables météorologiques à 2 mètres (température, humidité, humidité relative) ainsi que les flux turbulents (par exemple le flux de chaleur latente (Figure I.11 (c)) et dans une moindre mesure les flux radiatifs (par exemple le flux radiatif solaire descendant à la surface (Figure I.11 (a))) ont également une variabilité interne qui augmente à partir d'avril 2018.

Cette augmentation de sensibilité à l'état initial après plusieurs mois de simulation, dans une configuration guidée, est innatendue. Elle est presque toujours indifférente au type d'état initial perturbé (atmosphérique ou continental). La sensibilité des précipitations à l'état initial de la simulation, plusieurs mois après le début de la simulation est particulièrement impréssionnante. Cette sensibilité est telle que les précipitations simulées ne peuvent être comparées aux observations du SIRTA sur la période avril-juillet 2018, c'est-à-dire qu'on ne peut pas savoir si

les précipitations sont bien simulées par le modèle ou pas. En l'état, elles ne peuvent donc pas être utilisées comme métrique pour le tuning.

I.4.2 Sensibilité au guidage

[Pas sur du titre]

Guider les vents du modèle vers les réanalyses est un choix classique et nécessaire pour que le modèle suive la séquence météorologique qui s'est effectivement déroulée sur la période d'étude. Cela permet de comparer les simulations à des observations sur des échelles de temps inférieur à l'échelle climatique, sans perturber la physique du modèle. Dans certaines conditions, il peut également être intéressant de guider d'autres variables d'état du modèle atmosphérique vers des réanalyses ; tel que la température et/ou l'humidité. C'est le cas des situations où la grille du modèle est zoomée sur une région d'intérêt. Les températures et humidités atmosphériques peuvent être guidée à l'extérieur de la zone zoomée, afin de ne pas cumuler les biais des autres régions, dont la résolution est dégradée, à ceux de la région d'intérêt. La configuration ressemble alors à une configuration à air limité sur la zone zoomée. Augmenter le nombre de variables guidée pourrait également permettre de diminuer la variabilité interne de la configuration, et/ou de comprendre son origine.

Deux ensembles de simulations aux états initiaux perturbés sont réalisés dans cette partie, en utilisant les mêmes états initiaux que le PISE de la section précédente. Dans le premier ensemble, les vents et températures sont guidés vers les réanalyses ERA5. Dans le deuxième, l'humidité relative est en plus guidée *[Fred je viens que tu vérifie que ce sont bien les humidités relatives qui sont guidées, et non pas les humidités spécifiques]*, également vers les réanalyses ERA5. Les constatnes de temps de guidage sont résumées Table I.2. Elles sont choisies de manière à avoir un rappel fort des température et humidité à l'extérieur du zoom, faible dans la zone zoomée et insignifiant dans la couche limite atmosphérique de la zone zoomée. Les vents zonaux sont néenmoins guidés à l'intérieur de la zone zoomée, avec une constante de temps de 12h, donc supérieur au temps caractéristique d'une partie des processus de la couche limite. Il aurait été préférable d'avoir une constante de guidage négligeable devant les temps caractéristiques des processus de couche limite, c'est-à-dire de plusieurs jours, ce qui n'est pas possible lorsque seul les vents sont guidés pour des quesitons de stabilité numérique. *[J'ai l'impression de me répéter par rapport à la section guidage plus haut]*.

Un certain nombre de variables atmosphériques simulées sur la maille du SIRTA sont significativement sensible au type de guidage (vent uniquement, vent et température, vent température et humidité). Cela signifie que les variables simulées sur la maille du SIRTA sont sensible à l'état atmosphérique en dehors de la zone zommée. La différence est considérée comme significative lorsqu'elle est supérieur à la variabilité interne, c'est-à-dire supérieure à l'étendue des PISE réalisés avec chaque type de guidage. Le guidage des températures entreine une augmentation systématique de la température atmosphérique à deux mètres et de l'humidité spécifique à deux mètre (Figure I.12 (e) et (f)), avec une diminution quasi systématique du flux solaire descendant à la surface liée à une augmentation de l'effet radiatif des nuages dans le solaire (Figure I.12 (a)). L'ajout d'un guidage en humidité ramène à des humidités spécifiques comparables à la simulation de contrôle, guidée uniquement en vent (Figure I.12 (e)). L'atmosphère est globalement moins humide dans ces simulations, avec moins d'effet radiatif des nuages dans le solaire et l'infra-rouge, et ainsi moins de flux radiatif descendant à la surface (Figure I.12 (a)). Les température atmosphériques de cet ensemble sont ainsi plus élevées que celles des deux autres PISE (Figure I.12 (f)).

L'étendue du PISE guidé en température et du PISE guidé en température et humidité est plus faible que celui guidé uniquement en vent sur les mois de février et mars sur un certain nombre de variable (Figure I.12). La variabilité interne des précipitations est en particulier

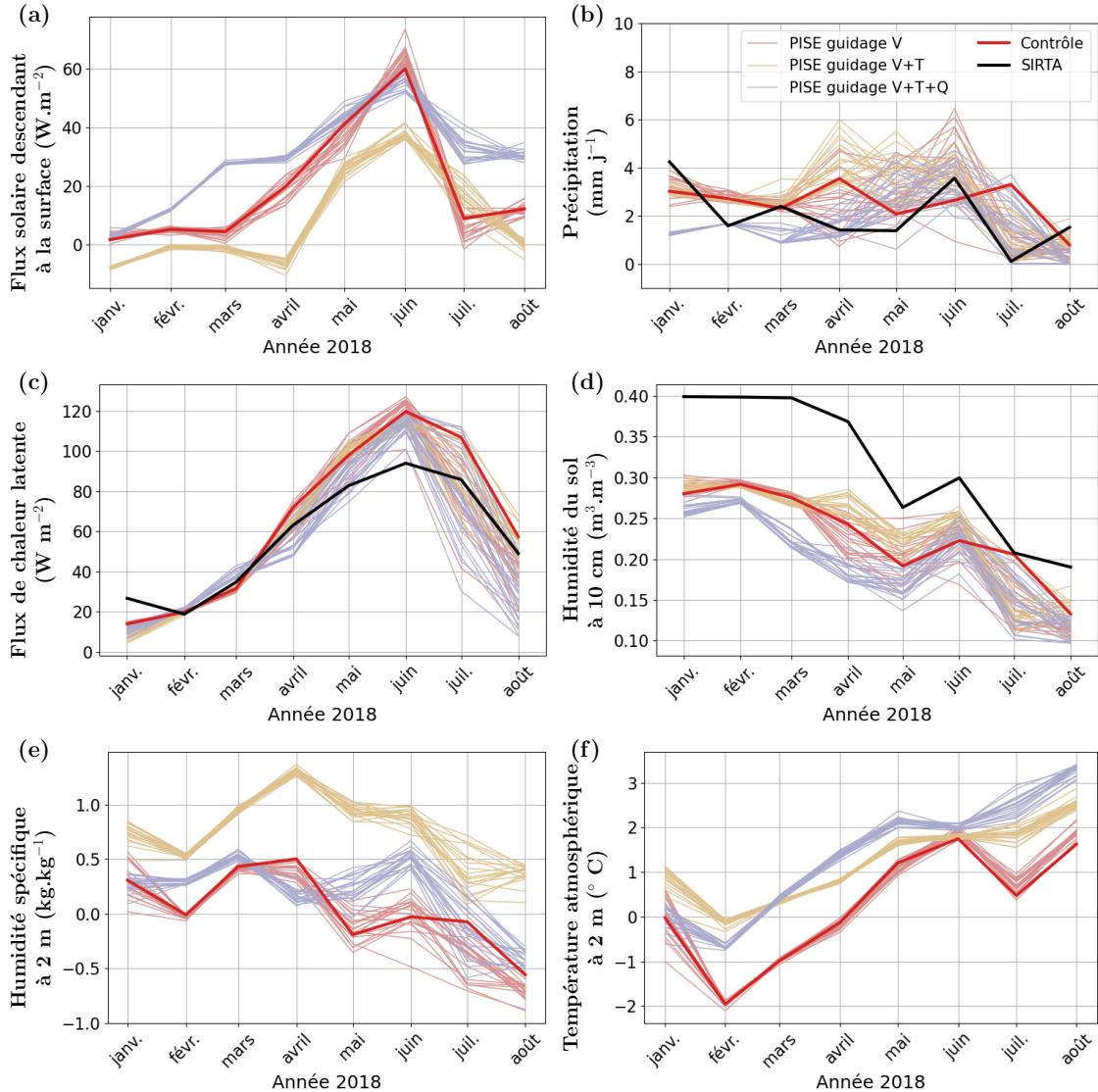


FIGURE I.12 – Evolution en moyenne mensuelle (a) du flux solaire descendant à la surface (b) des précipitations (c) du flux de chaleur latente (d) de l'humidité du sol à 10 cm de profondeur (e) de l'humidité spécifique à 2 mètres et (f) de la température atmosphérique à 2 mètres, de janvier à août 2018. Les figures (a), (e) et (f) montrent les différences par rapport aux observations du SIRTA. Sur les autres figures, les observations du SIRTA tracées en noir. La configuration de contrôle (physique LUDO-L95, guidage en vent et albédo imposé sur la maille du SIRTA) est tracée en rouge, et le PISE associé en rouge clair. Le PISE avec guidage en vent et température et humidité relative est tracé en jaune clair, et celui avec guidage en vent, température et humidité relative est tracé en bleu. Les simulations sont post-traitées avec le masque-par-variable excepté pour l'humidité du sol qui est post-traitée avec le masque-global.

Nom du paramètre	Description	Valeur en jour
tau_min_u	Constante de temps de guidage du vent zonal à l'extérieur du zoom	0.125
tau_max_u	Constante de temps de guidage du vent zonal à l'intérieur du zoom	0.5
tau_min_v	Constante de temps de guidage du vent méridien à l'extérieur du zoom	0.125
tau_max_v	Constante de temps de guidage du vent méridien à l'intérieur du zoom	0.5
tau_min_T	Constante de temps de guidage de la température à l'extérieur du zoom	0.125
tau_max_T	Constante de temps de guidage de la température à l'intérieur du zoom	10
tau_min_Q	Constante de temps de guidage de l'humidité relative à l'extérieur du zoom	0.125
tau_max_Q	Constante de temps de guidage de l'humidité relative à l'intérieur du zoom	10

TABLE I.2 – Constantes de temps de guidage utilisées pour guider le modèle en vent (zonaux et méridiens) et/ou température et/ou humidité dans les PISE de cette partie. Un guidage à 10 jours en température et humidité revient quasiment à ne pas guider ces variables, qui sont à ces échelles de temps plus dépendantes de la dynamique (imposée par le guidage en vent) que de la physique. Dans la couche limite atmosphérique, le temps caractéristiques des processus est beaucoup plus court (de l'ordre de la journée). Un guidage à 10 jours en température et humidité n'a donc aucune influence directe sur cette partie de la colonne atmosphérique.

significativement réduite sur ces premiers mois de l'année, mais continue d'être étonnamment importante à partir du mois d'avril 2018 (Figure I.12 (b)). Sur ces premiers mois de l'année, la valeur moyenne des précipitations est significativement affectée par le fait de guider en humidité à l'extérieur de la zone zoomée. Les précipitations des mois d'hivers en île-de-france sont en effet principalement issues de l'advection d'air humide depuis l'Atlantique. Ces mois correspondent à une période où les précipitations sont simulées par la paramétrisation de condensation de grande échelle ; contrairement aux mois suivants (avril-août) où les précipitations sont dominées par la convection profonde. La variabilité interne des précipitations des mois d'avril-mai-juin-juillet diminue un peu lorsque les vent, la température et l'humidité sont guidées, par rapports aux deux autres types de guidage testés. Cette légère diminution de la variabilité interne pourrait venir de la diminution de la variabilité interne des précipitations grandes échelles. La variabilité interne des précipitations sur cette période est néanmoins encore trop importante pour pouvoir évaluer les précipitations simulées par LMDZ avec les observations du SIRTA. La variabilité interne de l'humidité du sol (Figure I.12 (d)) suit celle des précipitations, avec en plus un effet mémoire qui provoque une variabilité interne importante également sur les mois d'automne et d'hiver (voir le PISE Figure ?? avec la physique CMIP6-L79 par exemple). Cet effet mémoire de l'humidité augmente avec la profondeur. La variabilité interne des flux turbulents (Figure I.12 (c)) augmente également fortement à partir d'avril ; ce qui peut également être la conséquence de la variabilité interne des précipitations via l'humidité du sol. En effet, dans ces mois de printemps et d'été, l'évaporation est liée à l'eau disponible et à l'énergie disponible (régime d'évaporation transitoire) ou uniquement à l'eau disponible (régime sec, éventuellement présent pendant la sécheresse à partir de juillet). La variabilité interne de l'humidité du sol peut ainsi se répercuter sur le flux de chaleur latente, et sur toutes les variables sensibles au couplage entre atmosphère et surface continentale. L'hypothèse que la variabilité interne des variables sensibles

aux couplage est provoquée, au moins en partie, par la variabilité interne des précipitations via l'humidité du sol est testée Section ??.

Au vue de la sensibilité des variables d'intérêt au guidage en température et en humidité à l'extérieur de la zone zoomée, on choisi de guider ces variables d'état dans la suite de l'étude. De plus, on montre Section I.5.2 que la variabilité interne des précipitations convectives est largement surestimée. Il est très probable que les précipitations convectives simulées à l'extérieur de la zone zommée ait également une variabilité interne surestimée, et que cette dernière se répercute sur les humidité advectées dans la zone zoomée ; ce que l'on préfère éviter.

I.5 Variabilité interne des précipitations

Dans la section précédente, nous avons montré via des ensembles pertubés aux conditions initiales (PISE) que la variabilité interne des précipitations était importante à partir du moi d'avril. Cela signifie que, plusieurs mois après le début de la simulation, et malgrès un guidage en vent, température et humidité à l'extérieur de la zone zoomée, les précipitations sont très sensibles à l'état initial du modèle.

Pour étudier cette variabilité, deux PISE de 20 membres sont réalisés sur l'année 2018, en suivant la méthodologie présentée Section I.4.1. Les états initiaux atmosphériques sont perturbés dans le premier ensemble, et ceux du sol sont perturbés dans le deuxième. Ces ensembles sont réalisés avec la physique CMIP6-L79, le guidage en vent, température et humidité de la Section I.4.2, et l'albédo imposé sur la maille du sirta (Section I.3.3.5)

I.5.1 Variabilité interne des précipitations convectives

Contrairement aux simulaiton de la section précédente effectuées avec la physique LUDO-L95, la variabilité interne des précipitations augmente avec la physique CMIP6-L79 de mai à août 2018 (Figure I.13 (a)). Cette période correspond aux mois de l'année 2018 où les précipitations viennent principalement de la paramétrisation de la convection profonde (Figure I.13 (b)), contrairement aux autres mois de l'année où les précipitations viennent de la paramétrisation de condensation grande échelle (Figure I.13 (c)). On retrouve le fait que la sensibilité des précipitations est la même que l'on change l'état initial du modèle d'atmosphère ou du modèle de sol, excepté sur les précipitations grandes échelles. Un changement d'état initial du sol sur tous le globe implique un changement d'humidité des sols sur toute la zone zoomée (l'humidité atmosphérique étant guidée à l'extérieur du zoom, on peut raisonnablement supposer qu'un changement d'humidité du sol à l'extérieur de la zone zoomée n'impact pas significativement l'humidité de l'air advecté sur la maille du SIRTA). Il a été montré qu'un changement local d'humidité au SIRTA n'affectait pas les précipitations du SIRTA, mais qu'un changement d'humidité régional pouvait effectivement rétroagir sur les précipitations (Campoy et al., 2013). Il est possible que ce changement ne soit pas visible sur les précipitations convectives du fait de leur trop forte variabilité interne.

I.5.2 Étude régional des précipitations autour du SIRTA

Pour mieux comprendre cette variabilité interne des précipitations, essayer d'évaluer si elle est réaliste ou non, et éventuellement trouver un moyen de la diminuer, nous allons étudier le comportement des deux PISE précédents sur une région de quelques maille autour du SIRTA. Nous utilisons ici comme référence les réanalyses Coméphore (COmbinaison en vue de la Meilleure Estimation de la Précipitation HOraiRE) de Météo-France (Tabary et al., 2012). Cette réanalyse est disponible toutes les heures à 1km de résolution sur toute la France métropolitaine depuis 1997. Elle combine les observations de précipitations faite avec des radar (observations

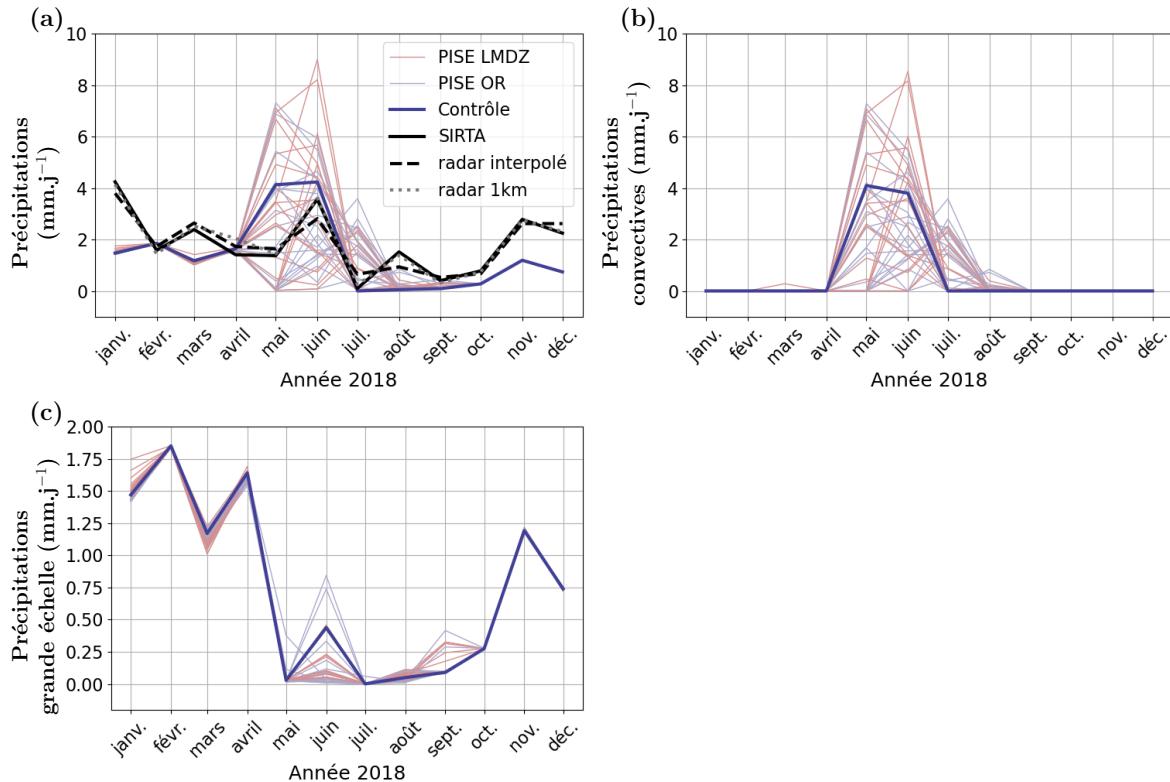


FIGURE I.13 – Evolution en moyenne mensuelle sur l’année 2018 (a) des précipitations (b) des précipitations issue de la paramétrisation de la convection profonde (c) des précipitations issu de la paramétrisation grande échelle, sur la maille du SIRTA. En noir les observations du pluviomètre du SIRTA, en noir pointillé les réanalyses Coméphore regrillées sur la grille du GCM, en gris pointillé les réanalyses Coméphore non regrillées (résolution de 1 km²), en bleu foncé la simulation de contrôle, en bleu claire le PISE où les états initiaux atmosphériques sont perturbés, en rouge claire le PISE associé où les états initiaux du sol sont perturbés. Les simulations utilisent la physique CMIP6-L79, l’albedo imposé sur la maille du SIRTA et un guidage en vent, humidité et température (Table I.2). Données non masquées.

spatialisées) avec des observations faites avec des pluviomètres (observations locales). Le produit est regrillé sur la grille du GCM utilisée dans cette étude (Figure I.4) pour permettre sa comparaison avec les précipitations simulées par le modèle. On montre Figure I.14 (a) les précipitations moyennes du mois de juin 2018 de ces réanalyses. La différence entre les valeurs des précipitations du produit Coméphore regrillé sur la maille du SIRTA et les précipitations observées par pluviomètre au SIRTA Figure I.13 (a) indique l’incertitudes liées à la localité du site. On note que de légères différences subsistent entre les observations du pluviomètre du SIRTA et les précipitations du produit Coméphore sur la maille du SIRTA à 1km de résolution.

On définit trois régions centrées sur la maille du SIRTA : une région de 3×3 mailles (90×90 km²), une de 5×5 mailles (150×150 km²) et une de 7×7 mailles (230×230 km²), représentées Figure I.14 (b) par les rectangles bleu, vert et rouge. L’évolution sur l’année 2018 des précipitations moyennes sur ces trois régions est tracées Figure I.15. La moyenne spatiale est faite après la moyenne temporelle.

La variabilité interne des précipitations reste faible sur les mois d’automne et d’hiver (de janvier à avril puis de septembre à décembre 2018), avec des précipitations systématiquement sous-estimées sur ces périodes sur les trois régions étudiées (Figure I.15 (a), (b) et (c)), comme sur la maille du SIRTA (Figure I.13 (a)). Tout comme sur la maille du SIRTA, la variabilité interne augmente pendant les mois d’été où les précipitations sont dominées par les précipita-

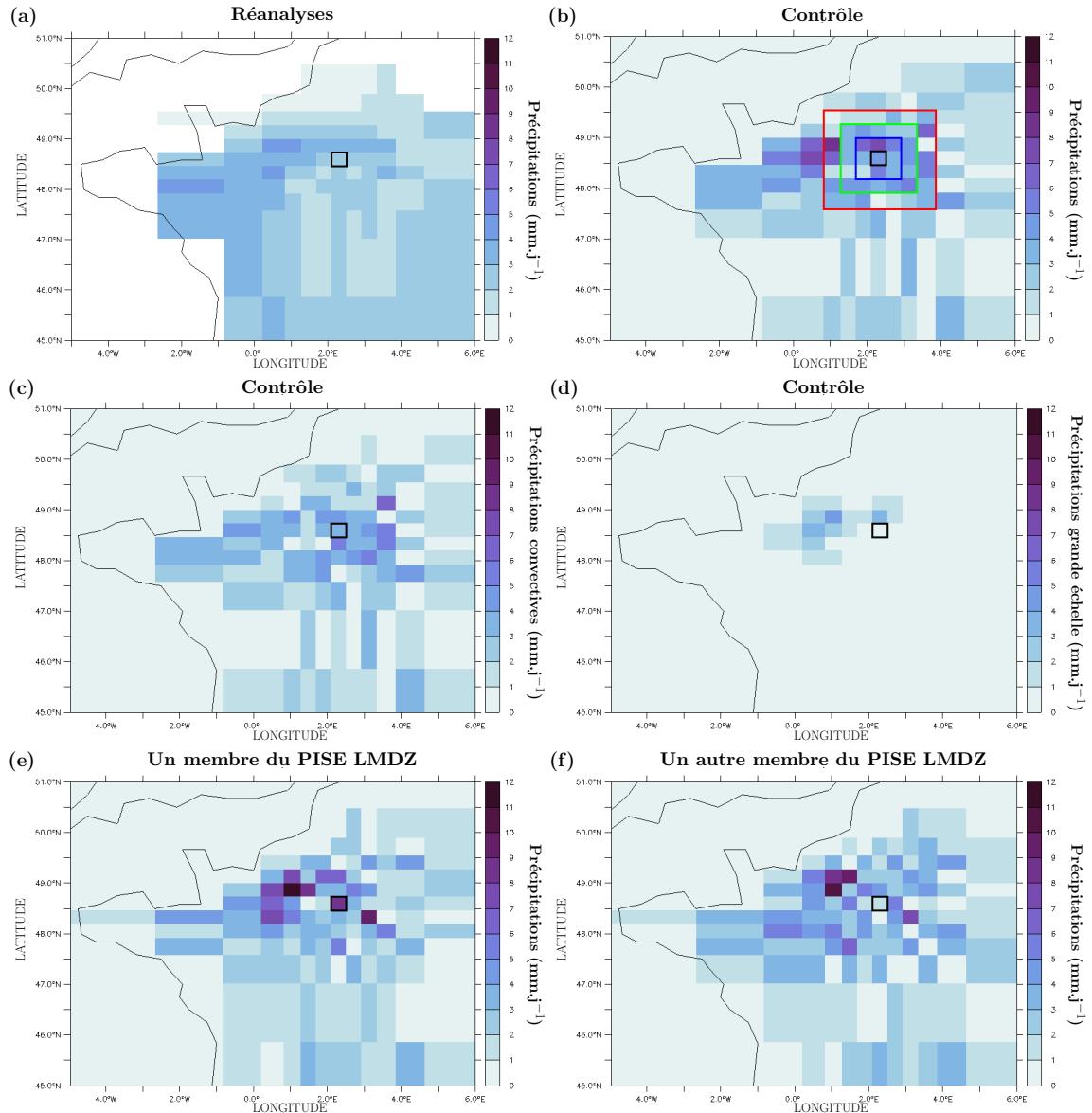


FIGURE I.14 – Cartes des précipitations moyennes du mois de juin 2018 (a) des réanalyses Coméphore regrillées sur la grille du modèle (b) de la simulation de contrôle (c) des précipitations issues de la paramétrisation de la convection profonde dans la simulation de contrôle (d) des précipitations issues des la paramétrisation de condensation grande échelle de la simulation de contrôle (e) de la simulation du PISE ayant comme état initial atmosphérique celui du 1er janvier 2002 (f) de la simulation du PISE ayant comme état initial atmosphérique celui du 1er janvier 2011. Le rectangle noir indique la maille où se situe les observations du SIRTA, les rectangles bleu, vert et rouge indique les régions définies autour de la maille du SIRTA de respectivement 9, 25 et 49 mailles. Les simulations utilisent la physique CMIP6-L79, l’albédo imposé sur la maille su SIRTA et un guidage en vent, température et humidité. Données non masquées.

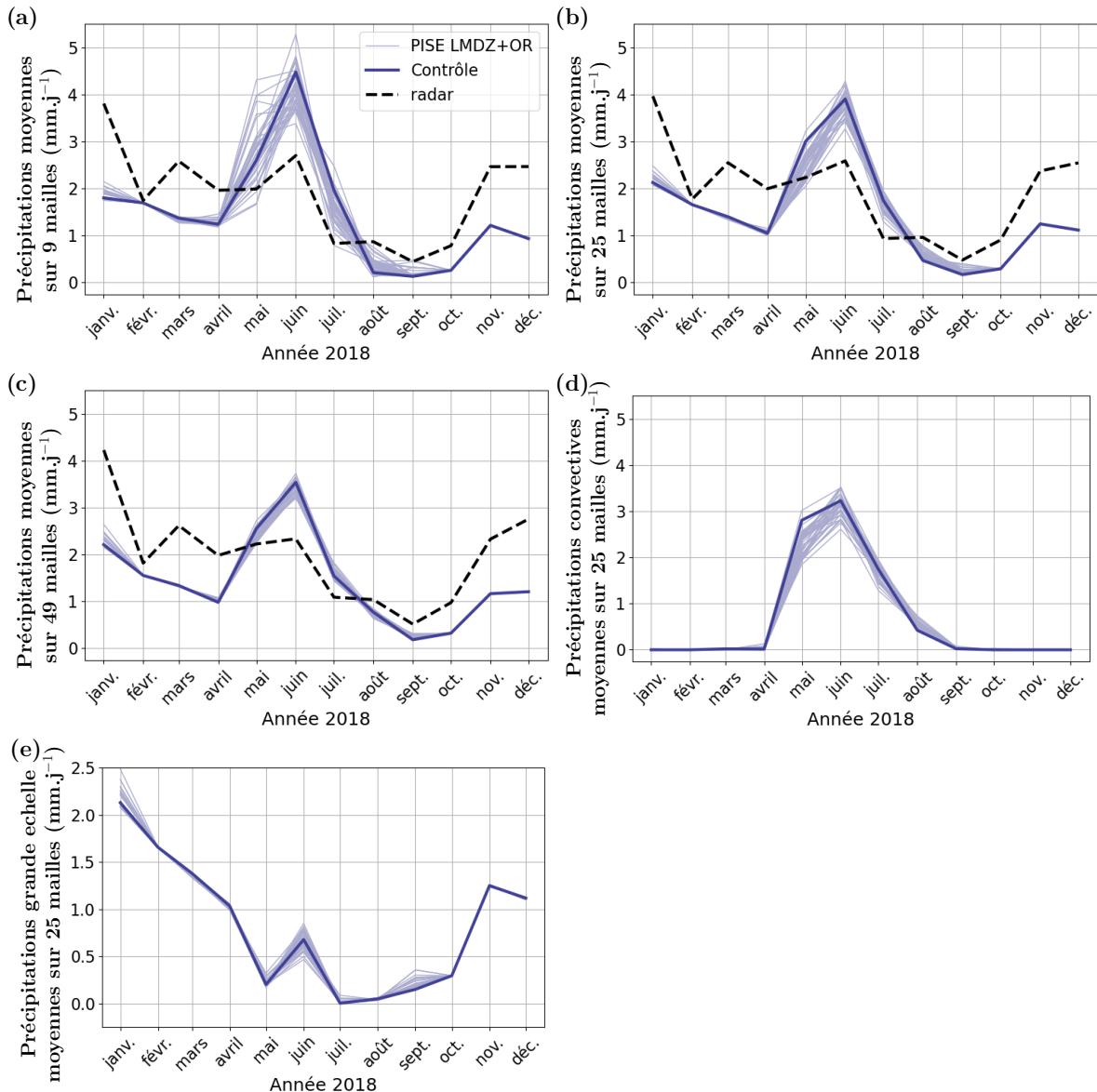


FIGURE I.15 – Evolution en moyenne mensuelle sur l'année 2018 des précipitations moyennes (a) sur 9 mailles (b) sur 25 mailles (c) sur 49 mailles autour de la maille du SIRTA ; (d) des précipitations issues de la paramétrisation de la convection profonde en moyenne sur 25 mailles (e) des précipitations issue de la paramétrisation des précipitations grandes échelles en moyenne sur 25 mailles. En noir pointillé les réanalyses Coméphore, en bleu foncé la simulation de contrôle, en bleu claire les deux PISE associés à la simulation de contrôle (perturbation des états initiaux du modèle d'atmosphère et du sol). Les simulations utilisent la physique CMIP6-L79, l'albédo imposé sur la maille su SIRTA et un guidage en vent, température et humidité. Données non masquées.

tions issues de la paramétrisation de la convection profonde. Cependant, plus les précipitations sont moyennées sur une grande région, plus leur variabilité internes diminue. La variabilité interne des précipitations moyennées régionalement à suffisamment diminuée les mois d'été pour pouvoir être comparées aux observations, sur les trois régions. On peut ainsi affirmer que les précipitations d'été sont surestimées sur les mois de juin et juillet 2018 sur les régions de 9, 25 et 49 mailles autour de la maille du SIRTA. Ces précipitations régionales sont également dominées par des précipitations issu de la paramétrisation de la convection profonde.

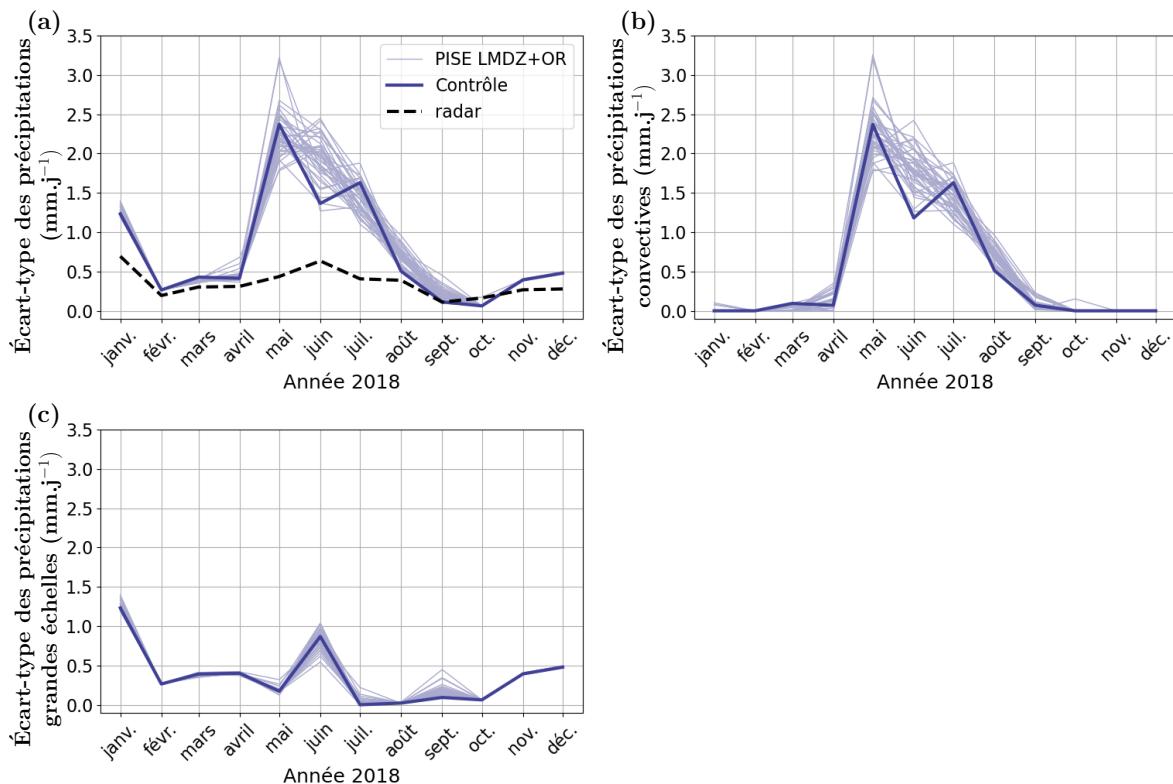


FIGURE I.16 – Evolution en moyenne mensuelle sur l'année 2018 des écarts-type spatiaux des précipitations sur 25 mailles (a) précipitations totales (b) précipitations issues de la paramétrisation de la convection profonde (c) précipitations issues de la paramétrisation de condensation grande échelle. En noir pointillé les réanalyses Coméphore, en bleu foncé la simulation de contrôle, en bleu claire les deux PISE associés à la simulation de contrôle (perturbation des états initiaux du modèle d'atmosphère et du sol). Les simulations utilisent la physique CMIP6-L79, l'albédo imposé sur la maille du SIRTA et un guidage en vent, température et humidité. Données non masquées.

On calcule également l'écart-type spatial des moyennes mensuelles des précipitations sur les trois régions. Ces écart-types mesurent la variabilité spatiale des précipitations en moyenne mensuelle sur les trois régions étudiées (Figure I.16 (a)). Dans le produit radar, cet écart-type est un peu plus fort en juin que sur les autres mois de l'années 2018, ce qui peut s'expliquer par la présence d'orage sur la partie nord de la france de fin mai à mi-juin 2018. On retrouve une augmentation de la variabilité spatiale des précipitations mensuelles sur les mois d'été dans les simulations du PISE (mai, juin et juillet 2018), mais cette dernière est très surestimées par rapport à la variabilité spatiale observée. Cette surestimation se retrouve dans la variabilité spatiale des précipitations issu de la paramétrisation de la convection profonde (Figure I.16 (b)) et est illustrée sur des cartes pour le mois de juin 2018 (Figure I.14). Les précipitations issues des réanalyses Figure I.14 (a) sont beaucoup plus lisses spatialement que les précipitations de la simulation de contrôle (b) ou que deux autre membre du PISE (e) et (f). En comparant la carte

des précipitations de la simulation de contrôle Figure I.14 (b) avec celles des précipitations issues de la paramétrisation de convection profonde Figure I.14 (c) et de condensation grande échelle Figure I.14 (d), on voit que les précipitations et leur variabilité spatiale sont majoritairement issue de la paramétrisation de convection profonde. Les précipitations grandes échelles sont étonnement non négligeable dans cette période de convection profonde. Elles se produisent de manière massives sur peu d'évenements court. Cela indique que ces précipitations sont le résultats d'orages point de grille, qui se produisent lorsque la convection profonde est résolu explicitement par la modèle (et non plus simulée par la paramétrisation dédiée). Les orages points de grilles ne sont pas désirables car ils produisent des précipitations irréalistement intense sur des courtes périodes de temps.

Pendant la période de convection profonde, l'emplacement des mailles où il va y avoir plus de précipitations que les autres, dans les régions étudiées, change avec l'état initial de la simulation. Autrement dis, dans le PISE, ce ne sont jamais les même mailles qui ont le plus ou le moins de précipitations. Ainsi, pour une moyenne régionales similaire, les précipitations vont être aléatoirement plus forte, ou moins forte, sur la maille du SIRTA par rapport aux autres mailles de la région. C'est pourquoi on peut penser que si la variabilité spatiale des précipitations était correctement simulée, alors la variabilité interne des précipitations sur la maille du SIRTA serait réduite. Autrement dit, la forte variabilité interne des précipitations sur la maille du SIRTA pendant les périodes orageuses est due à la simulation d'une variabilité spatiale des précipitations convective surestimées. Ainsi, la variabilité interne des précipitations sur la maille du SIRTA est surestimée pendant les périodes de convection profonde.

Ces résultats soulèvent beaucoup de questions. Tout d'abord, on peut se demander si la variabilité spatiale des précipitations est sensible à la résolution du modèle. Bien que les paramétrisations du modèles soient conçues de manière à être indépendante de la résolution du modèle, il se peut qu'elles soient tout de même sensible à la résolution du modèle, en particulier lorsque l'hypothèse d'homogénéité statistique n'est pas respectée. Cette hypothèse est facilement vérifiée pour des phénomènes dont la taille caractéristiques est inférieur d'au moins un ordre de grandeur à la taille de la maille, et qui ne sont pas organisés à plus grande échelle, comme pour la turbulence de petite échelle ou la convection peu profonde. La taille des systèmes de convection profonde varie quand à eux de quelques kilomètre pour les orages locaux, à plusieurs dizaines voire centaines de kilomètre pour les cellules et les front orageux. Même lorsque les orages sont locaux et non organisés, ils ne sont que quelques uns dans une maille de modèle de $30 \times 30 \text{ km}^2$. Il est donc possible que la variabilité spatiale des précipitations issues de la convection profonde soit réaliste sur la grille native du modèle mais devienne irréaliste pour des mailles de $30 \times 30 \text{ km}^2$. Il est également possible que la diminution de la taille des mailles augmente la présence d'orages point de grille.

L'investigation de l'origine de la surestimation de la variabilité spatiale est une question scientifique à part entière, qui n'a pu être profondément investiguée pendant cette thèse. Son lien avec la rétroaction de l'hydrologie du sol est cependant étudiée section suivante, et sa dépendance aux valeurs des paramètres libres est analysé Chapitre ??.

I.6 Couper la rétro-action de l'humidité du sol sur l'atmosphère en imposant le facteur d'aridité

La variabilité interne des précipitations, surestimées en période convection profonde (en mai-juin-juillet 2018), peut se répercuter sur les variables atmosphériques sensible au couplage à la surface, via son impacte sur l'humidité du sol. La variabilité interne des précipitations pourrait ainsi expliquer l'augmentation de variabilité interne d'un certain nombre de variable atmosphériques à partir d'avril 2018 (tel que la température et l'humidité à deux mètres Figure I.12 (e)

et (f), le flux de chaleur latente Figure I.12 (c)) Pour tester cette hypothèse, nous coupons la rétro-action de l'humidité du sol sur l'atmosphère, en imposant le facteur d'aridité diagnostiqué à partir des observations du SIRTA, sur la maille du SIRTA du modèle.

I.6.1 Diagnostique du facteur d'aridité dans les observations du SIRTA

La rétro-action de l'humidité du sol sur l'atmosphère se fait via l'évaporation, et plus exactement via le facteur d'aridité noté β . En effet, l'évaporation est le produit de deux termes : l'évaporation potentielle, notée E_{pot} , et le facteur d'aridité β (Equation I.9).

$$E = \beta E_{pot} \quad (\text{I.9})$$

L'évaporation potentielle correspond à la capacité de l'atmosphère à recevoir de la vapeur d'eau de la surface, vu aussi comme une demande d'évaporation de l'atmosphère. Elle correspond à l'évaporation qu'il y aurait au-dessus d'une surface d'eau libre. Le facteur d'aridité correspond à la capacité du sol à fournir l'eau demandée par l'atmosphère. Il est compris entre 0 et 1, et vaut 1 si le sol peut entièrement répondre à la demande d'évaporation, ce qui est le cas d'une surface d'eau libre. Dans le modèle, LMDZ calcule l'évaporation potentielle et ORCHIDEE calcule le facteur d'aridité puis renvoi le flux d'évaporation à LMDZ. Le facteur d'aridité dépend en premier lieu de l'humidité du sol, mais aussi du type de surface : un sol nu ne pourra évaporer que l'eau de ses premières couches alors qu'une surface couverte de végétation pourra puiser l'eau plus profondément dans le sol grâce à ses racines.

Le facteur d'aridité est diagnostiqué dans les observations du SIRTA en utilisant l'Equation I.10, pour laquelle le flux de chaleur latente LAT est observé au SIRTA, et avec L_v la chaleur latente de vaporisation de l'eau qui vaut 2500 kJ.kg^{-1} .

$$\beta = \frac{E}{E_{pot}} = \frac{LAT}{L_v E_{pot}} \quad (\text{I.10})$$

I.6.1.1 Diagnostique de l'évaporation potentielle à partir des observations du SIRTA

L'évaporation potentielle n'est pas observée, et il s'agit de la calculer à partir des observations disponibles. L'évaporation potentielle est égale à (Equation ??) :

$$E_{pot} = \rho C_h |\vec{V}| (q_{sat}(T_s) - q_{air}) = \frac{\kappa}{C_p} (q_{sat}(T_s) - q_{air}) \quad (\text{I.11})$$

Avec ρ la masse volumique de l'air en kg.m^{-3} , $|\vec{V}|$ le module du vent horizontal dans la couche limite de surface en m.s^{-1} , q_{air} l'humidité spécifique de l'air dans la couche limite de surface, en $\text{kg d'eau par kg d'air}$, $q_{sat}(T_s)$ l'humidité spécifique à saturation à la température de la surface T_s et C_h le coefficient de traînée [pas sur]. Ce coefficient dépend notamment de la stabilité de la couche limite. Pour simplifier l'écriture dans la suite, on note $\kappa = \rho C_h |\vec{V}| C_p$, avec C_p la capacité calorifique de l'air sec, égale à $1004 \text{ J.kg}^{-1}.K^{-1}$. L'évaporation potentielle est proportionnelle à la différence de l'humidité spécifique de l'air dans la couche qui est en équilibre avec la surface d'eau libre, et l'humidité de l'air à un niveau situé dans la couche limite de surface, qui correspond à la couche atmosphérique où les flux turbulents sont constants (de l'ordre de 50-100 m de haut). L'air en équilibre avec la surface est une couche "imaginaires" de quelques millimètres au-dessus de la surface, qui a la température de la surface T_s et est saturé en humidité, donc a une humidité $q_{sat}(T_s)$. Dans cette formulation de l'évaporation potentielle (Equation I.11), il est important que toutes les variables atmosphériques (ρ , C_h , $|\vec{V}|$ et q_{air}) soit évaluées à la même altitude, et que cette altitude soit dans la couche limite de surface. Dans LMDZ, ce sont les valeurs de la première couche du modèle qui sont utilisées. Cette couche est

située à une altitude d'environ 10 m au dessus de la surface pour les discrétisations verticales à 79 et 95 niveaux Figure ??.

L'Equation I.11 ne peut pas être utilisé tel quel pour diagnostiquer l'évaporation potentielle à partir des observations du SIRTA, car les variables C_h et $q_{sat}(T_s)$ ne sont pas observées. Pour dériver $q_{sat}(T_s)$ des observation, on utilise la formulation du flux de chaleur latente proposé par Hourdin et al. (2015), redémontrée ci dessous.

$$E_{pot} = \frac{\kappa}{C_p} [q_{sat}(T_s) - q_{sat}(T_{atm}) + q_{sat}(T_{atm}) - q_{air}] \quad (\text{I.12})$$

$$= \frac{\kappa}{C_p} q_{sat}(T_{atm}) \left[\frac{q_{sat}(T_s) - q_{sat}(T_{atm})}{q_{sat}(T_{atm})} + 1 - \frac{q_{air}}{q_{sat}(T_{atm})} \right] \quad (\text{I.13})$$

$$\approx \frac{\kappa}{C_p} q_{sat}(T_{atm}) \left[\frac{\partial q_{sat}(T)}{\partial T} \Big|_{T=T_{atm}} \frac{(T_s - T_{atm})}{q_{sat}(T_{atm})} + 1 - RH \right] \quad (\text{I.14})$$

$$= \frac{\kappa}{C_p} q_{sat}(T_{atm}) \left[\frac{L_v(T_s - T_{atm})}{R_v T_{atm}^2} + 1 - RH \right] \quad (\text{I.15})$$

On utilise la loi de Clausieu-Clapeyron pour approximer la dévrivée de l'humidité à saturation par rapport à la température. On note R_v la constante des gaz parfait pour l'air, qui vaut $287 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$. La température de surface T_s est calculé à partir des observations de rayonnement infra-rouge montant au SIRTA via la loi de Stefan : $T_s = \left(\frac{LW_{up}}{\sigma} \right)^{\frac{1}{4}}$, avec σ la constante de Stefan-Boltzmann. Pour être cohérent avec la formulation de LMDZ, on souhaite que T_{atm} soit la température de l'atmosphère à 10 m, RH l'humidité relative à 10 m et $q_{sat}(T_{atm})$ l'humidité spécifique à saturation à 10 m. La température et l'humidité relative sont observées sur la mat météorologique du SIRTA à 10 m. L'humidité spécifique à saturation est le rapport de l'humidité spécifique par l'humidité relative. L'humidité spécifique n'étant pas observée à 10 m mais à 2 m (ainsi que la température et l'humidité relative), nous utilisons un développement limité à l'ordre 1 pour approximer l'humidité à saturation à 10 m. L'Equation I.18 est ainsi utilisée pour diagnostiquer l'humidité à saturation à 10 m dans les observations du SIRTA.

$$q_{sat}(T_{atm}) \approx q_{sat}(T_{2m}) + \frac{\partial q_{sat}}{\partial T} \Big|_{T=T_{2m}} (T_{atm} - T_{2m}) \quad (\text{I.16})$$

$$\approx q_{sat}(T_{2m}) + \frac{L_v q_{sat}(T_{2m})(T_{atm} - T_{2m})}{R_v T_{2m}^2} \quad (\text{I.17})$$

$$\approx \frac{q_{2m}}{RH_{2m}} \left[1 + \frac{L_v(T_{atm} - T_{2m})}{R_v T_{2m}^2} \right] \quad (\text{I.18})$$

Le coefficient $\kappa = \rho C_h |\vec{V}| C_p$, qui n'est pas directement observée, est diagnostiquée à partir des observations du flux de chaleur sensible formulé Equation ?? et ici :

$$SENS = \rho C_h |\vec{V}| C_p (T_s - \theta_{atm}) = \kappa (T_s - \theta_{atm}) \quad (\text{I.19})$$

Avec θ_{atm} la température potentielle virtuelle, C_h le coefficient de traîné [*toujours pas sur*] pour le flux de chaleur sensible. De la même manière que pour l'évaporation potentielle, les variables atmosphériques de l'Equation I.19 doivent toutes être prises au même niveau. Elles sont prises dans la première couche de l'atmosphère par LMDZ et à 10 m pour le diagnostique dans les observations du SIRTA. On fait l'hypothèse que le coefficient de traîné est le même pour le flux de chaleur sensible que pour l'évaporation potentielle. Bien qu'ils ne soient pas théoriquement

égaux, cette hypothèse est assez classique et est faite dans LMDZ. Enfin, on fait l'hypothèse que la température potentielle virtuelle à 10 m d'altitude est égale à la température de l'air à 10 m, au vu de la très faible altitude, donc très faible variation de pression. On aboutit alors à l'Equation I.20 pour diagnostiquer κ à partir des observations.

$$\kappa = \frac{SENS}{T_s - T_{atm}} \quad (\text{I.20})$$

Le diagnostique est fait à la fréquence horaire, qui est la fréquence de disponibilité des observations. Les figures I.17 (a) et I.18 (a) montrent l'évolution de κ ainsi diagnostiquée pour les mois de janvier et juin 2018. Ponctuellement, des valeurs très grandes de $|\kappa|$ apparaissent, allant jusqu'à $\pm 40\,000$. Cela peut se produire lorsque $T_{atm} \approx T_s$ ou lorsque le flux de chaleur sensible est proche de zéro. Afin d'éviter ces situations, on masque toutes les heures où le calcul conduit à des valeurs de κ supérieur à 50 ou inférieur à 0,2 [*d'après les calculs de Fred dans "Calcul débranché"*].

L'évaporation potentielle est calculées à partir des observations du SIRTA en utilisant les équations I.15 et I.18, ainsi que le κ diagnostiquée avec l'Equation I.20. Afin d'évaluer les équations utilisées pour le diagnostique de l'évaporation potentielle, on compare l'évaporation potentielle simulée par le modèle avec l'évaporation potentielle diagnostiquée à posteri sur la simulation. Ce diagnostique utilise l'Equation I.20 pour diagnostiquer κ avec le même masque des valeurs inférieur à 0,2 et supérieur à 50, et l'Equation I.15 pour diagnostiquer l'évaporation potentielle à partir des température, humidité spécifique et humidité relative de la première couche de l'atmosphère. Ces trois évaporation potentielles sont tracées Figure I.17 (b) et Figure I.18 (b) pour les mois de janvier et juin 2018.

L'évaporation potentielle diagnostiquée à partir de la simulation est presque systématiquement plus grande que celle directement simulée par le modèle sur les journées de fin février à début Novembre 2018 (Figure I.18 (b) pour le mois de juin). L'évaporation potentielle simulée par le modèle est quand à elle souvent plus importante que celle dérivée des observations du SIRTA sur les journées d'avril à mi-octobre 2018. Cela est cohérent avec le fait que le modèle simule un climat trop chaud et trop sec [*A vérifier sur les simulations et mettre les figures après*]. De plus, la méthode utilisée pour le diagnostique de l'évaporation potentielle permet le diagnostique d'évaporation potentielle négative, ce qui n'est pas le cas de l'évaporation potentielle simulée. Les évaporation potentielles sont principalement diagnostiquées lors des nuit d'hiver (Figure I.17 (b)), mais peuvent également avoir lieu en journée, en particulier lorsque le sol est gelé et/ou que le sol est recouvert de neige.

I.6.1.2 Diagnostique du facteur d'aridité

Une fois l'évaporation potentielle calculée, on diagnostique le facteur d'aridité avec l'Equation I.10, puis on applique plusieurs masques afin d'éviter les situations où le calcul du facteur d'aridité n'est pas considéré comme fiable. C'est le cas des situations où le flux sensible est négatif, qui sont donc masquées. Le flux sensible est négatif lorsque l'atmosphère est plus chaud que la surface, ce qui se produit fréquemment en hiver ou la nuit. Dans ces situations, il n'y a pas d'évaporation de la surface donc elles sont retirées calcul du facteur d'aridité. Ensuite, les valeur du facteur d'aridité supérieur à 1 sont mises à 1, car le facteur d'aridité est en théorie borné par 1. Enfin, pour éviter la division par zéro dans l'Equation I.10, le facteur d'aridité est masqué lorsque la valeur absolue de l'évaporation potentielle est inférieur à $5.10^{-6} \text{ kg.s}^{-1}.\text{m}^{-2}$. Le facteur d'aridité ainsi diagnostiquée et masqué est tracé Figure I.17 (c) et Figure I.18 (c) pour janvier et juin 2018.

Afin de vérifier la robustesse de la chaîne de calcul menant au diagnostique du facteur d'aridité dans les observations, le flux latent observé au SIRTA est comparé au flux latent

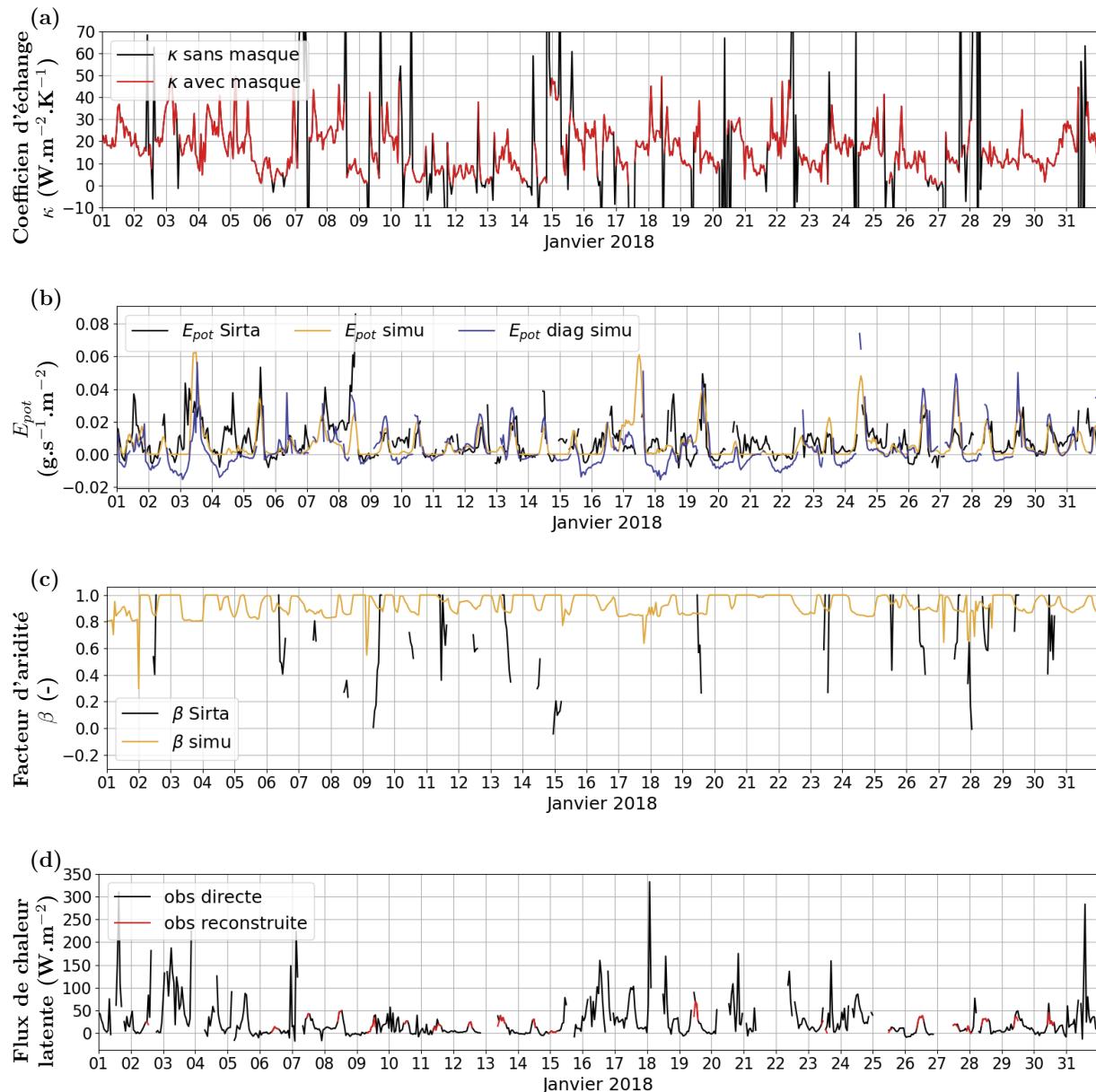


FIGURE I.17 – Evolution à fréquence horaire sur le mois de janvier 2018 (a) du coefficient d'échange κ diagnostiqué avec l'Equation I.20 avec masque (rouge) et sans masque (noir) (b) de l'évaporation potentielle diagnostiquée avec l'Equation I.15 dans les observations du sirta (noir), simulée par le modèle (jaune) et diagnostiquée avec l'Equation I.15 dans le modèle (bleu) (c) du facteur d'aridité diagnostiqué avec l'Equation I.10 (noir) et simulé par le modèle (jaune) (d) du flux de chaleur latente observé au SIRTA (noir) et reconstruit avec l'Equation I.10 (rouge). La simulation est réalisée avec la physique CMIP6-L79, l'albédo imposé sur la maille du SIRTA, un guidage en vent, température et humidité.

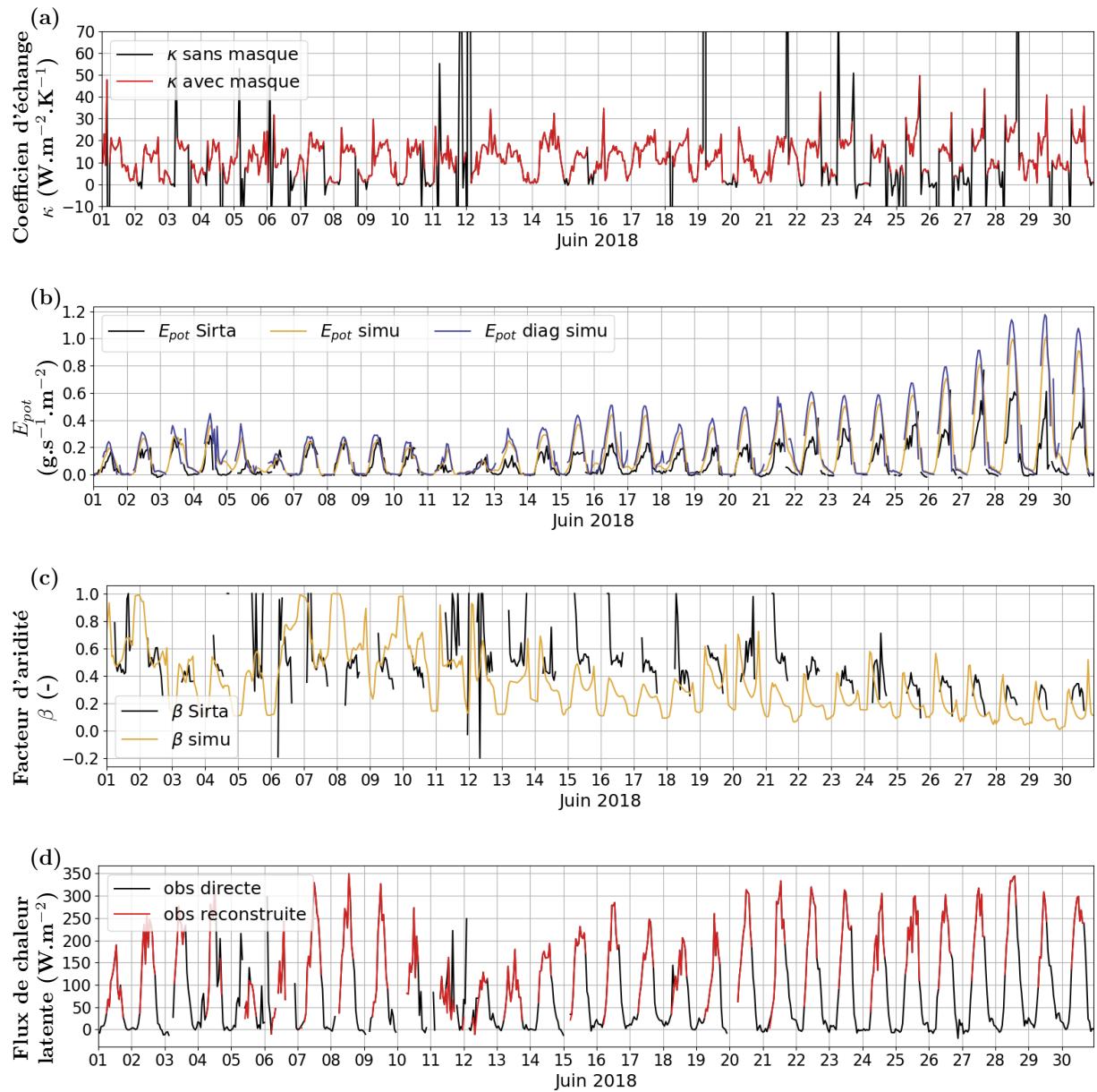


FIGURE I.18 – Mêmes graphiques que la Figure I.17 pour le mois de Juin 2018

reconstruit avec la chaîne de calcul, c'est-à-dire au flux latent diagnostiqué comme : $LAT = L_v \beta E_{pot}$. Ces deux flux latent sont tracés Figure I.17 (d) et Figure I.18 (d) pour les mois de janvier et juin 2018. 96 points ont des différences sur ces deux flux latent supérieur à $\pm 10 \text{ W.m}^{-2}$ sur l'année 2018, ce qui est considéré comme satisfaisant. Le nombre de valeurs manquantes sur les mois d'hiver questionnent néanmoins sur le masquage des données, qui a peut-être était trop restrictif et pourrait être revisité.

Le facteur d'aridité ainsi diagnostiqué présente des variations au cours de la journée, représentatives d'un cycle diurne, comme pour les journées du 25 au 30 juin 2018 par exemple. D'autre jours ont des facteur d'aridité très bruités, comme les 5 et 6 juin et la 11 et 12 juin 2018, du à la présence de précipitations. On ne souhaite pas garder la variabilité horaires dans le facteur d'aridité que l'on va imposer sur la maille du SIRTA, ni même la variabilité journalière. En effet, à ces échelles de temps, le facteur d'aridité est trop sensible aux evennements de précipitations dont on sait qu'ils ne vont pas être simuler exactement au même moment dans les simulations. On souhaite imposer sur la maille du SIRTA un facteur d'aridité représentatif d'échelles de temps plutôt saisonnière. Pour ce faire, on commence par calculer un facteur d'aridité par jour, comme moyenne pondérée des facteurs d'aridité horaire par le rayonnement solaire ciel-clair descendant à la surface. Cette pondération revient à faire une pondération par angle solaire zenithal, pour privilégier les facteurs d'humidité de milieu de journée jugés plus représentatif de la journée car ayant un poids plus fort sur l'évaporation que ceux de début et fin de journée. Ce facteur d'aridité journalier, tracé Figure I.19 (a), présente encore de forte variations en jour à jour, dont une partie est du à des evennements de précipitations. Pour s'affranchir de cette variabilité, on applique une moyenne glissante sur les données journalières du facteur d'aridité. Plusieurs longueur de moyennes glissantes sont testées (Figure I.19 (a)) et c'est une moyenne glissante de 21 jours (10 jours avant et 10 jours après) qui est retenu pour le diagnostic final du facteur d'aridité. Cette moyenne permet en effet de s'affranchir de la variabilité journalière. *[Cela nous informe au passage qu'il faut 20 jours pour oublier le signal journalier du beta ?]*.

Au vue du nombre important de données manquantes les mois d'hiver, ainsi que début 2017 où les flux turbulents n'ont pas été observés pendant plusieurs mois, une gestion particulière des données manquantes est appliquées lors du calcul de la moyenne glissante. Pour calculer le facteur d'aridité d'un jour j , on utilise toujours 10 valeurs du facteur d'aridité journalier avant le jour j et 10 valeurs après le jour j . Si une donné est manquante entre le jour $j + 1$ et le jour $j + 10$, on va alors utiliser la valeur du jour $j + 11$ pour calculer le facteur d'aridité du jour j . Si n données sont manquantes alors on va utiliser les valeurs des facteurs d'aridités des jours $j + 11$ à $j + n + 10$. Et ce jusqu'à avoir 10 valeurs du facteur d'aridité dans l'intervalle $[j + 1; j + n]$. On procède de la même manière pour les valeurs utilisés dans l'intervalle $[j - n; j - 1]$. Les facteurs d'aridités tracés Figure I.19 (a) utilisent cette gestion des données manquantes.

Une erreure dans le diagnostic du facteur d'aridité au SIRTA a été détectée après la réalisation des expériences de tuning. Cette erreur porte sur la prise en compte des données masquée dans le calcul du facteur d'aridité journalier pondéré par le flux solaire ciel-clair descendant. L'écart entre le facteur d'aridité avec et sans l'erreur est montré Figure I.19 (a) *[montrer éventuellement l'impact sur la reconstruction du flux latent]*. L'erreur conduit à une sous-estimation systématique du facteur d'aridité pondéré lorsqu'il y a des données masquée dans la journée considérée. Elle est d'autant plus importante que le nombre de données masquées est important. C'est pourquoi elle conduit à une sous-estimation importante des facteurs d'aridité pendant les mois d'hiver, qui comportent beaucoup de données masquée, avec une sous-estimation du facteur d'aridité atteignant les 0,2 pendant le mois de janvier. Par manque de temps, aucune simulation avec le facteur d'aridité corrigé n'a été effectuée. Un test de sensibilité au facteur d'aridité à néenmoins été réalisé avec la configuration finalement choisi (résumée Section ??), où le facteur

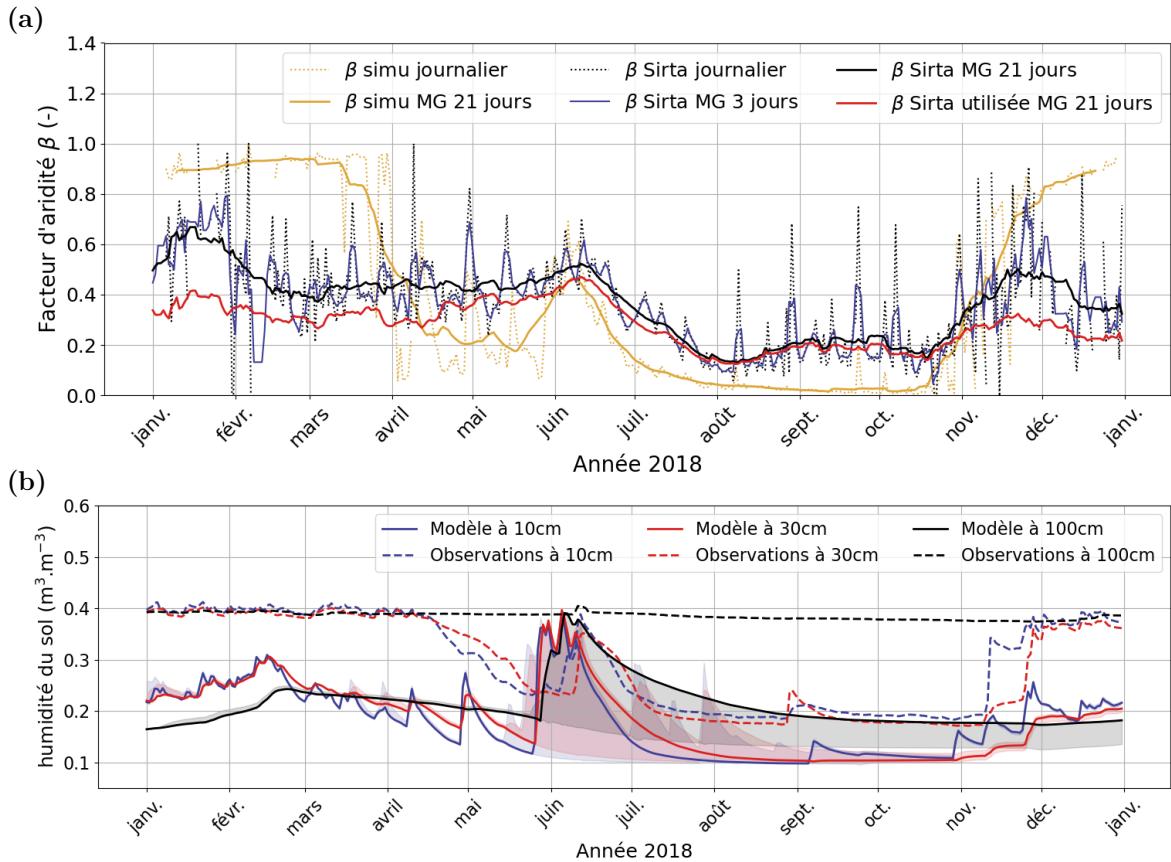


FIGURE I.19 – Evolution journalière sur l'année 2018 (a) du facteur d'aridité β et (b) de l'humidité du sol. Figure (a) : Le facteur d'aridité simulé et post-traité (masque masque-par-variable et moyenne horaire pondérée par le flux solaire descendant ciel-clair) est tracé en jaune, en pointillé pour les valeurs journalières et en trait plein pour la moyenne glissante à 21 jours. Les autres courbes montrent le facteur d'aridité diagnostiqué au SIRTA, en moyenne pondérée journalière (pointillés noir), moyenne glissante de 3 jours (bleu foncé) et moyenne glissante de 21 jours (noir). Le facteur d'aridité utilisé dans la suite est celui tracé en rouge, dont le calcul comporte une erreur. Figure (b) : Humidité du sol (bleu) à 10 cm de profondeur (rouge) à 30 cm de profondeur (noir) à 100 cm de profondeur, en trait plein dans la simulation de contrôle, et en pointillé dans les observations du SIRTA. L'étendue du PISE où les états initiaux atmosphériques sont perturbés est montré en clair. La simulation de contrôle est réalisée avec la physique CMIP6-L79, l'albédo imposé sur la maille du SIRTA, et un guidage en vent température et humidité. Les humidités du sol de la simulation sont post-traitées avec le masque-par-variable.

d'aridité est imposé à 0,2 toute l'année. Les différences sur les métriques finalement choisies dans l'exercice de tuning sont inférieure à trois fois la variabilité interne sur ces métriques, évaluées comme l'écart-type de la dispersion d'un ensemble aux états initiaux atmosphériques perturbés (Section ??). Les valeurs sont résumées Table I.3.

I.6.1.3 Comparaison du facteur d'aridité diagnostiqué et simulé au SIRTA

Le facteur d'aridité diagnostiqué au SIRTA est comparé avec celui simulé dans la configuration de contrôle (physique CMIP6-L79, albédo imposé sur la maille du SIRTA, guidage en vent, température et humidité). Le facteur d'aridité simulé est post-traité de manière suivante : le facteur d'aridité horaire est masqué lorsque les observations de flux sensible sont manquantes ou que le flux sensible simulé est négatif. Puis, le facteur d'aridité journalier est calculé comme la moyenne pondérée des facteurs d'aridité horaires (non masqués) par le flux solaire descendant

Métrique	Moyenne du $CRESW_{sf}$ du 22 mai au 12 juin 2018	Moyenne du $CRESW_{sf}$ du 13 au 30 juin 2018	Moyenne des précipitations du 22 mai au 12 juin 2018
Valeure de la simulation de contrôle	-77,82 W.m ⁻²	-41,91 W.m ⁻²	8,13 mm.j ⁻¹
Valeur de la simulation $\beta=0,2$	-72,83 W.m ⁻²	-39,46 W.m ⁻²	7,94 mm.j ⁻¹
Variabilité interne	5,06 W.m ⁻²	0,99 W.m ⁻²	0,37 mm.j ⁻¹

TABLE I.3 – Impact de la valeur du facteur d’aridité imposé dans les simulations, sur les métriques choisies pour le tuning (Chapitre ??). La simulation de contrôle est réalisé avec la configuration finale du modèle, décrite Section ??, où le facteur d’aridité imposé comporte une erreure. Le même configuration est utilisée pour la simulation de sensibilité, avec une valeur du facteur d’aridité imposé égale à 0,2 sur toute l’année 2018. La variabilité interne est calculée comme l’écart-type de la dispersion d’un ensemble de simulations aux états atmosphériques perturbés réalisé avec la configuration de contrôle.

ciel-clair. La Figure I.19 (a) montre le facteur d’aridité ainsi post-traité dans la simulation de contrôle, ainsi que ce même facteur d’aridité moyennée avec une moyenne glissante de 21 jours. On vérifie ainsi que dans la simulation, la moyenne glissante de 21 jours permet de s’affranchir de la variabilité du facteur d’aridité du aux événements de pluies.

Le facteur d’aridité simulé, en moyenne glissante sur 21 jours, présente un cycle saisonnier bien plus marqué que celui diagnostiqué dans les observations du SIRTA (Figure I.19 (a)). Cela se traduit par des valeurs du facteur d’aridité importante en hiver (autour de 0,9) et très faible en été (avec un minimum à 0,016) ; mais aussi par des réponse fortes et rapides aux conditions atmosphériques. La diminution du facteur d’aridité, caractéristique du printemps, est très importante et très rapide (le facteur passe de 0,8 mi-mars à preque 0,2 mi-avril). Les événements orageux de fin mai à mi-juin conduisent à une augmentation rapide du facteur d’aridité, qui passe de 0,2 à 0,4 en deux semaines, suivie ensuite d’une longue période d’assechement, avec un fatcue rd’aridité atteignant 0,12 début juillet et 0,016 à la mi-septembre.

Les valeurs du facteur d’aridité simulées en hiver sont attendues , même si le cycle dirune que présente ce dernier est une surprise (Figure I.17). Il est en revanche étonnant (1) que l’humidité du sol simulé soit si loin de la saturation en hiver ((Figure I.19 (b)) malgrès un facteur d’aridité proche de 1 (2) que le facteur d’aridité diagnostiqué au SIRTA soit si faible en hiver. Les valeurs du facteur d’aridité atteintes de juillet à octobre dans la simulation paraissent très faible, même si les régions du Nord-Est de la France sont traversées par une sécheresse record pendant cette période (Météo-France, 2019). Ce faible facteur d’aridité est accompagné d’humidité du sol très faible, atteignant la valeur de l’humidité résiduelle dans les trentes premiers centimètres (qui correspond à l’humidité minimale qu’un sol peut atteindre), d’un très faible flux latent et d’un rapport de Bowen très fort (caractéristiques des déserts si supérieur à 10 ou des climat sem-aride si entre 2et 6). Ce déficit de flux de chaleur latent en été au SIRTA ont déjà été pointés par les études de Campoy et al. (2013); Coindreau et al. (2007); Cheruy et al. (2013). Il pourrait s’expliquer par l’hydrologie spécifique du plateau de Saclay, avec une nappe perchée qui pourrait alimenter en eau les couches superficielle du sol et ainsi booster l’évaporation de cette région. Il pourrait également s’expliquer par un modèle qui surestime l’évaporation potentielle en été, en simulant un atmosphère trop chaud et/ou trop sec. Enfin, ce déficit d’évaporation pourrait être du a des défauts du modèle d’hydrologie, qui ne serait pas capable de simuler correctement les échelles de temps saisonnière de l’hydrologie du sol, avec des ”effets mémoires” de l’humidité du sol trop courts.

I.6.2 Simulations avec un facteur d'aridité imposé

I.6.2.1

Expliquer comment on a imposé le facteur d'aridité et pourquoi

I.6.2.2

Montrer les résultats : figures avec PISE atmosphériques sans beta, beta imposé sur 100km, configuration finale (avec changement de constante de guidage => aller vérifier tout ça)

- Montrer que quand on fait la moyenne glissante on perd les décroissances exponentielles sur l'humidité du sol
- Imposer le beta = imposer le rapport de Bowen
- on est embeter d'imposer un sol si différent (mettre une carte de moyenne mensuelle de beta issu de betasirta) : on impose beta sur 100km
- commenter les effets sur température humidité spécifique et relative
- commenter les effets sur la variabilité interne (PISE sans beta vs PISE beta 100km) : flux turbulents mais aussi les variables que l'on va cibler en tuning (lien avec la faisabilité du tuning ?)
- commenter les effets sur la variabilité interne des précipitations : faible mais quand même, la rétroaction du sol a un petit feedback positif
- les figures sont là : `/home/mcoulon/26ExpsSIRTA/MISEENPLACECONFIG/simubeta/FIGEIvsbeta`

[tien j'y pense, ça vaudrait le coup de comparer avec la simulation à betaconstant que j'ai fait pour valider/illustrer les choix fait ici : mais c'est pas la même config donc je sais pas si ça vaut le coup]

- méthode de calcul
- beta imposé sur une maille
- beta imposé sur 100 km autour du SIRTA + PIS
- Impact sur la variabilité des précipitations ?

I.6.2.3 Derniers ajustements

- imposer l'humidité à saturation à 1.3m (+ le LAI : j'ai jamais trop regardé ce que ça change)

I.7 Configuration finalement retenue

La configuration finalement retenue utilise la physique CMIP6-L79 décrite Chapitre ?? avec les changements suivant :

- la grille définie Section I.3.3.1
- un guidage en vent, température et humidité avec les constantes de guidage résumées Table I.4
- l'abedo diagnostiqué au SIRTA imposé sur la maille du SIRTA (Section I.3.3.5)
- le facteur d'aridité diagnostiqué au SIRTA imposé dans un rayon de 100 km autour du SIRTA
- l'humidité du sol imposée saturée à partir de 1,3 m de profondeur pour modéliser la nappe perchée (Section ??)
- une discrétisation verticale du sol à 22 couches (Figure ??)
- le LAI lu sur une carte ()

Nom du paramètre	Description	Valeur en jour
tau_min_u, tau_min_v, tau_min_T, tau_min_Q	Constantes de temps de guidage à l'extérieur du zoom	0,25 jours = 6 heures
tau_max_u, tau_max_v, tau_max_T, tau_max_Q	Constantes de temps de guidage du vent zonal à l'intérieur du zoom	100 jours

TABLE I.4 – Constantes de temps de guidage utilisées dans la configuration finale du modèle

I.8 Conclusion

Bibliographie

- Arjdal, K., Vignon, É., Driouech, F., Chéruy, F., Er-Raki, S., Sima, A., Chehbouni, A., and Drobinski, P. (2024). Modeling Land–Atmosphere Interactions over Semiarid Plains in Morocco : In-Depth Assessment of GCM Stretched-Grid Simulations Using In Situ Data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 63(3) :369–386.
- Baas, P., van de Wiel, B. J. H., van der Linden, S. J. A., and Bosveld, F. C. (2018). From Near-Neutral to Strongly Stratified : Adequately Modelling the Clear-Sky Nocturnal Boundary Layer at Cabauw. *Boundary-Layer Meteorology*, 166(2) :217–238.
- Bastrikov, V., MacBean, N., Bacour, C., Santaren, D., Kuppel, S., and Peylin, P. (2018). 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(12) :4739–4754.
- Borella, A., Vignon, É., Boucher, O., Meurdesoif, Y., and Fairhead, L. (2025). A New Prognostic Parameterization of Subgrid Ice Supersaturation and Cirrus Clouds in the ICOLMDZ AGCM. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 17(8) :e2024MS004918.
- Bosveld, F. C., Baas, P., van Meijgaard, E., de Bruijn, E. I. F., Steeneveld, G.-J., and Holtslag, A. A. M. (2014). The Third GABLS Intercomparison Case for Evaluation Studies of Boundary-Layer Models. Part A : Case Selection and Set-Up. *Boundary-Layer Meteorology*, 152(2) :133–156.
- Boucher, O., Servonnat, J., Albright, A. L., Aumont, O., Balkanski, Y., Bastrikov, V., Bekki, S., Bonnet, R., Bony, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., Cheruy, F., Codron, F., Cozic, A., Cugnet, D., D’Andrea, F., Davini, P., de Lavergne, C., Denvil, S., Deshayes, J., Devilliers, M., Ducharne, A., Dufresne, J.-L., Dupont, E., Éthé, C., Fairhead, L., Falletti, L., Flavoni, S., Foujols, M.-A., Gardoll, S., Gastineau, G., Ghattas, J., Grandpeix, J.-Y., Guenet, B., Guez, Lionel, E., Guilyardi, E., Guimbertea, M., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Idelkadi, A., Joussaume, S., Kageyama, M., Khodri, M., Krinner, G., Lebas, N., Levavasseur, G., Lévy, C., Li, L., Lott, F., Lurton, T., Luyssaert, S., Madec, G., Madeleine, J.-B., Maignan, F., Marchand, M., Marti, O., Mellul, L., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Musat, I., Ottlé, C., Peylin, P., Planton, Y., Polcher, J., Rio, C., Rochetin, N., Rousset, C., Sepulchre, P., Sima, A., Swingedouw, D., Thiéblemont, R., Traore, A. K., Vancoppenolle, M., Vial, J., Vialard, J., Viovy, N., and Vuichard, N. (2020). Presentation and Evaluation of the IPSL-CM6A-LR Climate Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(7) :e2019MS002010.
- Brown, A. R., Cederwall, R. T., Chlond, A., Duynkerke, P. G., Golaz, J.-C., Khairoutdinov, M., Lewellen, D. C., Lock, A. P., MacVean, M. K., Moeng, C.-H., Neggers, R. a. J., Siebesma, A. P., and Stevens, B. (2002). Large-eddy simulation of the diurnal cycle of shallow cumulus convection over land. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(582) :1075–1093.

- Campoy, A. (2013). *Influence de l'hydrologie souterraine sur la modélisation du climat à l'échelle régionale et globale*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Campoy, A., Ducharne, A., Cheruy, F., Hourdin, F., Polcher, J., and Dupont, J. C. (2013). Response of land surface fluxes and precipitation to different soil bottom hydrological conditions in a general circulation model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(19) :10,725–10,739.
- Cheruy, F., Campoy, A., Dupont, J.-C., Ducharne, A., Hourdin, F., Haeffelin, M., Chiriaco, M., and Idelkadi, A. (2013). Combined influence of atmospheric physics and soil hydrology on the simulated meteorology at the SIRTA atmospheric observatory. *Climate Dynamics*, 40(9-10) :2251–2269.
- Cheruy, F., Ducharne, A., Hourdin, F., Musat, I., Vignon, É., Gastineau, G., Bastrikov, V., Vuichard, N., Diallo, B., Dufresne, J.-L., Ghattas, J., Grandpeix, J.-Y., Idelkadi, A., Mellul, L., Maignan, F., Ménégoz, M., Ottlé, C., Peylin, P., Servonnat, J., Wang, F., and Zhao, Y. (2020). Improved Near-Surface Continental Climate in IPSL-CM6A-LR by Combined Evolutions of Atmospheric and Land Surface Physics. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(10) :e2019MS002005.
- Chiriaco, M., Dupont, J.-C., Bastin, S., Badosa, J., Lopez, J., Haeffelin, M., Chepfer, H., and Guzman, R. (2018). ReOBS : A new approach to synthesize long-term multi-variable dataset and application to the SIRTA supersite. *Earth System Science Data*, 10(2) :919–940.
- Coudreau, O., Hourdin, F., Haeffelin, M., Mathieu, A., and Rio, C. (2007). Assessment of Physical Parameterizations Using a Global Climate Model with Stretchable Grid and Nudging. *Monthly Weather Review*, 135(4) :1474–1489.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Källberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656) :553–597.
- Diallo, F. B., Hourdin, F., Rio, C., Traore, A.-K., Mellul, L., Guichard, F., and Kergoat, L. (2017). The Surface Energy Budget Computed at the Grid-Scale of a Climate Model Challenged by Station Data in West Africa. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9(7) :2710–2738.
- Driemel, A., Augustine, J., Behrens, K., Colle, S., Cox, C., Cuevas-Agulló, E., Denn, F. M., Duprat, T., Fukuda, M., Grobe, H., Haeffelin, M., Hodges, G., Hyett, N., Ijima, O., Kallis, A., Knap, W., Kustov, V., Long, C. N., Longenecker, D., Lupi, A., Maturilli, M., Mimouni, M., Ntsangwane, L., Ogihara, H., Olano, X., Olefs, M., Omori, M., Passamani, L., Pereira, E. B., Schmithüsen, H., Schumacher, S., Sieger, R., Tamlyn, J., Vogt, R., Vuilleumier, L., Xia, X., Ohmura, A., and König-Langlo, G. (2018). Baseline Surface Radiation Network (BSRN) : Structure and data description (1992–2017). *Earth System Science Data*, 10(3) :1491–1501.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer,

- A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R. J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., and Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730) :1999–2049.
- Hourdin, F., Găinușă-Bogdan, A., Braconnot, P., Dufresne, J.-L., Traore, A.-K., and Rio, C. (2015). Air moisture control on ocean surface temperature, hidden key to the warm bias enigma. *Geophysical Research Letters*, 42(24) :10,885–10,893.
- Hourdin, F., Mauritsen, T., Gettelman, A., Golaz, J.-C., Balaji, V., Duan, Q., Folini, D., Ji, D., Klocke, D., Qian, Y., Rauser, F., Rio, C., Tomassini, L., Watanabe, M., and Williamson, D. (2017). The Art and Science of Climate Model Tuning. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(3) :589–602.
- IPSL/SIRTA (s.d.). Galerie photo du SIRTA. <https://sirta.ipsl.fr/>.
- Kuppel, S., Peylin, P., Chevallier, F., Bacour, C., Maignan, F., and Richardson, A. D. (2012). Constraining a global ecosystem model with multi-site eddy-covariance data. *Biogeosciences*, 9(10) :3757–3776.
- LMD/EMC3 (2020). Gallery of LMDZ meteograms for SIRTA. <https://web.lmd.jussieu.fr/~lmdz/LMDZOPE/LMDZ-SIRTA/meteo/>.
- Lohou, F., Lothon, M., Bastin, S., Brut, A., Canut, G., Cheruy, F., Couvreux, F., Cohard, J.-M., Darrozes, J., Dupont, J.-C., Lafont, S., Roehrig, R., and Román-Cascón, C. (2022). Model and Observation for Surface Atmosphere Interactions (MOSAI) project. In *EGU22*. Copernicus Meetings.
- Météo-France (2019). Bilan climatique de l'année 2018. Technical report, Meteo-France, Paris.
- Météo-France (2023). 2023 sur le podium des années les plus chaudes en France. <https://meteofrance.com/actualites-et-dossiers/actualites/2023-sur-le-podium-des-annees-les-plus-chaudes-en-france>.
- Météo-France (2025a). Bilan climatique, année 2024, France hexagonale et Corse. Technical report, Meteo-France, Paris.
- Météo-France (2025b). Fiche climatologique Paris-Montsouris (75). Technical report, Météo-France, Toulouse.
- Morcrette, C. J., O'Connor, E. J., and Petch, J. C. (2012). Evaluation of two cloud parameterization schemes using ARM and Cloud-Net observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138(665) :964–979.
- 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., Reichstein, M., Ribeca, A., van Ingen, C., Vuichard, N., 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., De Oliveira, R. C., Delpierre, N., Desai, A. R., Di Bella, C. M., 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., Lüters, 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. S., 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., Neirynck, J., Nesic, Z., Nicolini, G., Noormets, A., Northwood, M., Nosetto, 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., Rannik, Ü., Raz-Yaseef, N., Rebmann, C., 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., Sedláček, P., Serrano-Ortíz, 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., 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. (2020). The FLUXNET2015 dataset and the ONEFlux processing pipeline for eddy covariance data. *Scientific Data*, 7(1) :225.
- Phillips, T. J., Klein, S. A., Ma, H.-Y., Tang, Q., Xie, S., Williams, I. N., Santanello, J. A., Cook, D. R., and Torn, M. S. (2017). Using ARM Observations to Evaluate Climate Model Simulations of Land-Atmosphere Coupling on the U.S. Southern Great Plains. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 122(21) :11,524–11,548.
- Raoult, N., Beylat, S., Salter, J. M., Hourdin, F., Bastrikov, V., Ottlé, C., and Peylin, P. (2024). Exploring the potential of history matching for land surface model calibration. *Geoscientific Model Development*, 17(15) :5779–5801.
- Raoult, N., Ottlé, C., Peylin, P., Bastrikov, V., and Maugis, P. (2021). Evaluating and Optimizing Surface Soil Moisture Drydowns in the ORCHIDEE Land Surface Model at In Situ Locations. *Journal of Hydrometeorology*, 22(4) :1025–1043.
- Seneviratne, S. I., Corti, T., Davin, E. L., Hirschi, M., Jaeger, E. B., Lehner, I., Orlowsky, B., and Teuling, A. J. (2010). Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate : A review. *Earth-Science Reviews*, 99(3) :125–161.
- Tabary, P., Dupuy, P., L'henaff, G., Gueguen, C., Moulin, L., and Laurantin, O. (2012). A 10-year (1997-2006) reanalysis of Quantitative Precipitation Estimation over France : methodology and first results. In *IAHS-AISH publication*, number 351, pages 255–260.
- Touzé-Peiffer, L. (2021). *Parameterization of Atmospheric Convection in Numerical Climate Models - Practices and Epistemological Challenges*. PhD thesis, Sorbonne Université.

- Vignon, E. (2017). *The Extreme Atmospheric Boundary Layer over the Antarctic Plateau and Its Representation in Climate Models*. Theses, Université Grenoble Alpes.
- Wang, H., Burleyson, C. D., Ma, P.-L., Fast, J. D., and Rasch, P. J. (2018). Using the Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Datasets to Evaluate Climate Models in Simulating Diurnal and Seasonal Variations of Tropical Clouds. *Journal of Climate*, 31(8) :3301–3325.
- Williams, M., Richardson, A. D., Reichstein, M., Stoy, P. C., Peylin, P., Verbeeck, H., Carvalhais, N., Jung, M., Hollinger, D. Y., Kattge, J., Leuning, R., Luo, Y., Tomelleri, E., Trudinger, C. M., and Wang, Y.-P. (2009). Improving land surface models with FLUXNET data. *Biogeosciences*, 6(7) :1341–1359.
- Zhang, C., Xie, S., Klein, S. A., Ma, H.-y., Tang, S., Van Weverberg, K., Morcrette, C. J., and Petch, J. (2018). CAUSES : Diagnosis of the Summertime Warm Bias in CMIP5 Climate Models at the ARM Southern Great Plains Site. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 123(6) :2968–2992.