



**HAL**  
open science

# Attribution et prévision des modulations de la mousson ouest-africaine à l'échelle de temps décennale

Cassien Diabe Ndiaye

► **To cite this version:**

Cassien Diabe Ndiaye. Attribution et prévision des modulations de la mousson ouest-africaine à l'échelle de temps décennale. Climatologie. Sorbonne Université; Université Cheikh Anta Diop (Dakar, Sénégal; 1957-..), 2023. Français. NNT: 2023SORUS327 . tel-04482238

**HAL Id: tel-04482238**

**<https://theses.hal.science/tel-04482238v1>**

Submitted on 28 Feb 2024

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

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



UNIVERSITÉ  
CHEIKH ANTA DIOP  
DE DAKAR



**Sorbonne Université de Paris**

École doctorale « Sciences de l'Environnement d'Ile de France »

**Université Cheikh Anta Diop de Dakar**

École doctorale « Physique, Chimie, Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Ingénieur »

## THÈSE DE DOCTORAT

# Attribution et prévision des modulations de la mousson ouest-africaine à l'échelle de temps décennale

présentée par **Cassien Diabe Ndiaye**  
à la Sorbonne Université de Paris en juillet 2023

### Membres du jury

Pr. Alessandra Giannini	SU (ENS-LMD-France)	Présidente
Dr. Samo Diatta	UASZ (Sénégal)	Rapporteur
Dr. Emilia Sanchez Gomez	CERFACS (France)	Rapporteuse
Dr. Marco Gaetani	IUSS School (Italie)	Examineur
Pr. Amadou Thierno Gaye	UCAD (ESP-Sénégal)	Examineur
Dr. Juliette Mignot	SU (LOCEAN-France)	Directrice
Pr. Saidou Moustapha Sall	UCAD (ESP-Sénégal)	Co-directeur
Dr. Elsa Mohino	UCM (Espagne)	Co-directrice

---

## Résumé

---

En Afrique de l'Ouest, les précipitations durant la période d'été (juillet, août et septembre) ont connu, au cours du XXe siècle, de fortes modulations aux échelles de temps décennales. On note en particulier une période très humide vers les années 60 suivie d'un épisode de sécheresse durant les années 80 et une reprise des pluies au cours des années 2000. Ces modulations ont des conséquences socio-économiques régionales majeures. Considérées comme l'un des plus grands signaux du changement climatique en Afrique, elles ont fait l'objet de nombreuses études afin de comprendre leur(s) origine(s) et d'anticiper les prochains changements. Ces modulations ont longtemps été associées à la variabilité interne du système climatique et notamment à un rôle de la température de surface de l'océan Atlantique voisin. De récentes études montrent cependant une contribution notable des forçages externes notamment les gaz à effet de serre et les aérosols anthropiques en particulier au cours de la seconde moitié du XXe siècle, soit via les températures de surface de l'océan Atlantique soit via un forçage radiatif direct. Dans tous les cas, le lien avec les températures de surface de l'océan offrent des perspectives de prévisibilité de ces modulations des précipitations. Les prévisions climatiques décennales, c'est-à-dire à l'horizon de 5 à 30 ans, ont été développées afin d'exploiter cette source de prévisibilité. Elles sont potentiellement très importantes pour la planification économique et structurelle en Afrique de l'Ouest.

Dans cette thèse, nous proposons d'attribuer, en premier lieu, les modulations décennales des précipitations au Sahel sur la période temporelle de 1901-2014. En second lieu, nous proposons d'évaluer la prévision des précipitations en Afrique de l'Ouest à l'échelle de temps décennale sur la période 1968-2012. Toute cette étude est réalisée par le diagnostic de simulations climatiques réalisées à partir de modèles contribuant à la phase 6 du projet d'intercomparaison des modèles couplés.

Étant donné que les modèles couplés sous-estiment communément le maximum de précipitation au Sahel durant la période d'été, nous avons commencé par proposer un domaine

adaptatif des pluies au Sahel. Nos résultats de la première partie de cette thèse montrent que les forçages externes en particulier les aérosols anthropiques contribuent significativement à la chronologie des modulations décennales des précipitations sahéliennes. Ces aérosols modulent en effet la température de surface de l'océan qui se traduit en modulations de précipitation au Sahel par les déplacements de la zone de convergence intertropicale et de la dépression thermique saharienne (Saharan Heat Low).

La seconde partie de cette thèse s'intéresse à la prévisibilité des précipitations à l'échelle de temps décennale en Afrique de l'Ouest et en particulier au Sahel. Nos résultats montrent que les précipitations sont prévisibles au Sahel dans 5/8 des modèles étudiés à une échéance temporelle entre 1 et 10 ans. Cependant, seuls 3 de ces 5 modèles simulent un signal décennal combiné à une variance totale réaliste (ratio signal/bruit proche de 1) à ces échéances. La moyenne multi-modèle est généralement plus prévisible que la majorité des modèles individuels. L'initialisation des variables climatiques permet d'améliorer les scores de prévision des précipitations au Sahel pour la moyenne multimodèle et 3/5 des modèles montrant une prévisibilité et la fiabilité des prévisions pour un seul modèle. Cet impact de l'initialisation relativement réduit corrobore l'importance des forçages externes déduits de la première étude.

En conclusion, nos résultats suggèrent que les effets anthropiques sur le climat deviennent des facteurs majeurs pour expliquer les modulations décennales des précipitations moyennes de mousson au Sahel. En perspective, ces modulations sont associées, au cours du XXe siècle, à des pluies extrêmes qui sont devenues fréquentes de nos jours. Il serait intéressant de se demander si ces pluies extrêmes sont prévisibles en Afrique de l'Ouest aux échelles de temps décennales.

**Mots clés :** *Variabilité décennale ; Prévision décennale ; Mousson ouest africaine ; Forçage externe ; Variabilité interne ; Modèles couplés.*

---

# Abstract

---

In West Africa, rainfall during the summer period (July, August and September) has shown strong modulations on decadal time scales during the 20th century. In particular, there was a very wet period in the 1960s followed by a drought in the 1980s and a recovery of rainfall in the 2000s. These modulations have major regional socio-economic consequences. Considered as one of the most important signals of climate change in Africa, they have been the subject of numerous studies in order to understand their origin(s) and to anticipate future changes. These modulations have long been associated with the internal variability of the climate system and in particular with the role of the surface temperature of the Atlantic Ocean. However, recent studies show a significant contribution of external forcings, notably greenhouse gases and anthropogenic aerosols, in particular during the second half of the 20th century, either via Atlantic Ocean surface temperatures or via direct radiative forcing. In all cases, the link with ocean surface temperatures offers prospects for predicting these precipitation modulations. Decadal climate forecasts, i.e. with a 5-30 year time horizon, have been developed to exploit this source of predictability. They are potentially very important for economic and structural planning in West Africa.

In this thesis, we propose to attribute, first, the decadal modulations of Sahel rainfall over the time period of 1901-2014. Secondly, we propose to evaluate the prediction of rainfall in West Africa on the decadal time scale over the period 1968-2012. All this study is carried out through the diagnosis of climate simulations carried out from models contributing to the phase 6 of the coupled models intercomparison project. Since coupled models commonly underestimate the maximum rainfall in the Sahel region during the summer period, we first proposed an adaptive rainfall domain for the Sahel. Our results from the first part of this thesis show that external forcings, in particular anthropogenic aerosols, contribute significantly to the timing of decadal modulations of Sahel rainfall. These aerosols indeed modulate the ocean surface

temperature which is translated into precipitation modulations in the Sahel by the displacement of the intertropical convergence zone and the Saharan Heat Low.

The second part of this thesis focuses on the predictability of precipitation on decadal time scales in West Africa and in particular in the Sahel. Our results show that rainfall is predictable in the Sahel in 5/8 of the models studied at lead times between 1 and 10 years. However, only 3 of these 5 models simulate a decadal signal combined with a realistic total variance (signal-to-noise ratio close to 1) at these lead times. The multi-model mean is generally more predictable than the majority of individual models. Initialization of climate variables improves Sahel rainfall prediction skills for the multi-model mean and 3/5 of the models showing predictability and forecast reliability for a single model. This relatively small impact corroborates the importance of external forcings inferred from the first part of this thesis.

In conclusion, our results suggest that anthropogenic effects on climate become major factors in explaining decadal modulations of mean monsoon rainfall in the Sahel. In perspective, these modulations are associated, during the 20th century, with extreme rainfall events that have become frequent nowadays. It would be interesting to ask whether these extreme events are predictable in West Africa on decadal time scales.

**Keywords :** *Decadal variability; Decadal prediction ; Coupled models ; West African monsoon ; External forcing ; Internal variability ; Coupled models.*

---

## Remerciements

---

*Cette thèse résulte d'une forte collaboration entre l'université Cheikh Anta Diop de Dakar/Sénégal, la Sorbonne Université de Paris/France et l'université complutense de Madrid/Espagne. Je remercie par cette occasion toutes les personnes qui ont contribué à la continuité de cette collaboration datant bien avant cette thèse. J'adresse mes remerciements à toutes les organisations qui ont financièrement soutenu la réalisation des travaux de mon étude : le Programme Doctorale Internationale-Modélisation des Systèmes Complexes (PDI-MSC), le Service de la Coopération et d'Action Culturelle (SCAC) de l'ambassade de France et ERASMUS+. Il en est de même à l'endroit des établissements qui m'ont soutenu sur le plan administratif : les responsables du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon Fongang (LPAO-SF), du Laboratoire d'Océanographie, du Climat, Expériences et Approches Numériques (LOCEAN) et de la faculté de physique de l'Université Complutense de Madrid.*

*J'adresse mes remerciements les plus sincères à mes co-directeurs de thèse : le Pr Saidou Moustapha Sall (Directeur du LPAO-SF), Juliette Mignot et Elsa Mohino pour vos appuis dans la recherche de financements, vos conseils et surtout votre disponibilité. Merci au Pr Saidou Moustapha Sall pour m'avoir accepté et facilité mon intégration au LPAO-SF. J'aimerais adresser toute ma gratitude et la reconnaissance à l'endroit de ces deux braves femmes, je veux nommer Juliette Mignot et Elsa Mohino. Ces années de thèse étaient loin d'être évidentes tenant compte du contexte sanitaire et de vos responsabilités professionnelles et familiales, mais vous avez toujours été là afin d'assurer un bon déroulement de ma thèse et de mes séjours en France et en Espagne. Mes remerciements vont aussi à l'endroit des membres du jury pour avoir évalué ce travail : la présidente Alessandra Giannini, les rapporteurs Emilia Sanchez Gomez et Samo Diatta et les examinateurs Pr. Amadou Thierno Gaye et Marco Gaetani.*

*J'accorde un remerciement spécial à mes parents Agnès et Daly pour leur soutien et la confiance qu'ils ont à mon égard. Mes remerciements vont aussi à l'endroit de ma grande sœur Marie et mon grand frère Justin sans oublier ma petite sœur Cécile, mes jeunes frères*

*Emmanuel, Prospère et Benjamin ainsi que mes neveux François, Paul et Justin et à ma nièce Véronique. Je remercie du fond du cœur ma tendre épouse Samuela Diouf pour son soutien multidimensionnel et surtout pour sa compréhension.*

*Toute ma reconnaissance à l'Eternel Dieu, mon berger pour toutes ces grâces qu'il m'a accordées et pour la vie des personnes qui ont contribué à la réalisation de cette thèse.*

*Dieureudieuf!!!!*



---

## Liste des Acronymes

---

<b>ACC :</b>	Anomaly Correlation Coefficient
<b>AER :</b>	Aérosols
<b>AMOC :</b>	Atlantic Meridional Overturning Circulation
<b>AMV:</b>	Atlantic Multidecadal Variability
<b>Atm :</b>	Atmosphère
<b>CMIP6 :</b>	Sixth Coupled Model Intercomparison Project
<b>CRU :</b>	Climate Research Unit
<b>DAMIP :</b>	Detection and Attribution Model Intercomparison Project
<b>FF :</b>	Full-Field
<b>FIT :</b>	Front InterTropical
<b>GES :</b>	Gaz à Effet de Serre
<b>GHG :</b>	GreenHouse Gases
<b>GIEC :</b>	Groupe Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
<b>GI :</b>	Glace de mer
<b>GPCC :</b>	Global Precipitation Climatology Centre
<b>IPCC :</b>	Intergovernmental Panel on Climate Change
<b>IPO :</b>	Interdecadal Pacific Oscillation
<b>JAS :</b>	Juillet, Août et Septembre
<b>JEA :</b>	Jet d'Est Africain
<b>JET :</b>	Jet d'Est Tropical
<b>JOA :</b>	Jet d'Ouest Africain
<b>LC-ADCP :</b>	Lead Centre for Annual to Decadal Climate Predictions
<b>LLAT :</b>	Low-Level Atmospheric Thickness
<b>LT :</b>	Lead Time (en français Échéance de prévision)
<b>MCG :</b>	Modèles de Circulation Générale

<b>MCGA :</b>	Modèles de Circulation Générale Atmosphérique
<b>MCGAO :</b>	Modèles de Circulation Générale Atmosphère-Océan
<b>MCGO :</b>	Modèles de Circulation Générale Océanique
<b>MOA :</b>	Mousson Ouest-Africaine
<b>MSE :</b>	Mean Squared Error
<b>MSSS :</b>	Mean Square Skill Score
<b>Nat :</b>	Forçage naturel
<b>Oc :</b>	Océan
<b>RCP :</b>	Ratio of Predictable Component
<b>SHL :</b>	Saharan Heat Low
<b>SMC :</b>	Shallow Meridional Circulation
<b>SMILE :</b>	Single-Model Initial-condition Large Ensemble
<b>SST :</b>	Sea Surface Temperature
<b>WCRP :</b>	World Climate Research Programme
<b>WMO :</b>	World Meteorological Organisation
<b>ZCIT :</b>	Zone de Convergence InterTropicale

---

# Tables des matières

---

<b>Résumé.....</b>	<b>2</b>
<b>Abstract.....</b>	<b>4</b>
<b>Remerciements.....</b>	<b>6</b>
<b>Liste des Acronymes.....</b>	<b>8</b>
<b>Tables des matières.....</b>	<b>10</b>
<b>Liste des tableaux.....</b>	<b>13</b>
<b>Liste des figures.....</b>	<b>14</b>
<b>Introduction générale.....</b>	<b>18</b>
<b>1. Variabilité historique et prévision de la mousson ouest-africaine à l'échelle décennale..</b>	<b>27</b>
1.1 Définition et caractérisation de la mousson ouest-africaine.....	27
1.2 Variabilité interannuelle à décennale de la mousson ouest-africaine.....	35
1.3 Facteurs contrôlant la variabilité de la MOA dans la région Sahélienne à l'échelle de temps décennale.....	38
1.3.1 Variabilité interne de la MOA au Sahel à l'échelle de temps décennale.....	40
1.3.2 Variabilité forcée de la MOA au Sahel à l'échelle de temps décennale.....	42
1.4 Prévision de la variabilité climatique à l'échelle de temps décennale.....	44
1.4.1 Définition et concept de la prévision climatique à l'échelle de temps décennale....	44
1.4.2 Évaluation des prévisions décennales de la MOA à l'échelle de temps décennale..	48
1.5 Objectifs.....	52
<b>2. Modèles, Simulations et méthodes statistiques.....</b>	<b>53</b>
2.1 Les modèles de circulation générale couplés.....	53
2.2 Le projet CMIP6.....	55
2.2.1 Simulations de contrôle en conditions préindustrielles.....	56

2.2.2 Simulations historiques.....	57
2.2.3 Simulations Détection et Attribution (D&A).....	58
2.2.4 Prévisions décennales initialisées.....	58
2.3 Observations.....	59
2.3.1 SST.....	59
2.3.2 Précipitations.....	59
2.4 Méthodologie.....	63
2.4.1 Domaine canonique de la mousson ouest-africaine.....	63
2.4.2 Définition du domaine adaptatif des précipitations au Sahel.....	63
2.4.3 Traitement initial des sorties de simulations.....	65
2.4.4 Filtrage des séries temporelles.....	65
2.4.5 Biais moyen spatial.....	67
2.4.6 Valeur ajoutée de l'initialisation sur le biais moyen spatial.....	67
2.4.7 Calcul d'anomalies de variations.....	68
2.4.8 Écart-type de variations.....	68
2.4.9 Scores de performance.....	69
2.4.9.1 Coefficient de corrélation des anomalies.....	69
2.4.9.2 Mean-square skill score.....	70
2.4.10 Significativité statistique.....	72
2.4.11 Score de fiabilité.....	73
<b>3. Détection de l'influence des forçages externes sur les modulations décennales de la mousson ouest-africaine au Sahel.....</b>	<b>76</b>
3.1 Article : "On the detection of externally-forced decadal modulations of the Sahel rainfall over the whole 20th century in the CMIP6 ensemble.".....	77
3.2 Annexe : Structure de la ZCIT sous l'effet des aérosols anthropiques et de la variabilité interne dans le modèle IPSL-CM6A-LR.....	94
3.3 Conclusion.....	95
<b>4. Prévion de la mousson ouest-africaine à l'échelle de temps décennale.....</b>	<b>99</b>

4.1 Impact de l'initialisation sur l'état moyen des précipitations en Afrique de l'Ouest.....	100
4.2 Correction du biais et de la dérive des prévisions sur les précipitations sahéliennes.....	108
4.3 Performance des systèmes de prévision sur la précipitation estivale en Afrique de l'Ouest à l'échelle de temps décennale.....	113
4.4 Performance des systèmes de prévision sur la moyenne des précipitations au Sahel à l'échelle de temps décennale.....	124
4.4.1 Visualisation de précipitations sahéliennes à l'échelle de temps décennale dans les systèmes de prévision.....	124
4.4.2 Scores de prévision des modèles individuels et du multimodèle.....	127
4.4.3 Influence du nombre de membres sur les scores de prévision en moyenne d'ensemble multi-modèles.....	133
4.5 Analyse de la fiabilité des prévisions décennales sur l'indice des précipitations au Sahel à l'échelle de temps décennale.....	137
4.6. Conclusion.....	141
<b>5. Conclusions, discussions et perspectives de cette étude.....</b>	<b>144</b>
5.1 Principales conclusions et discussions.....	144
5.2 Perspectives de cette étude.....	152
<b>Bibliographie :.....</b>	<b>156</b>

---

## Liste des tableaux

---

- 1 Principales caractéristiques des treize (13) modèles et simulations associées réalisées dans le cadre de CMIP6 utilisés dans le cadre de cette thèse. Ce tableau fournit des informations générales et n'a pas pour but de fournir des informations détaillées de chacun des modèles. Le lecteur est invité à lire les publications de référence mentionnées dans la dernière colonne pour cela. L'océan, la glace de mer et l'atmosphère sont référencés par Oc, Gl et Atm, respectivement. Les méthodes d'initialisation, définies dans la section Section 1.4.1, se réfèrent soit en 'Full-field (FF)', soit en Anomalie (A).....62
- 2 Coordonnées latitudinales du domaine de la MOA au Sahel dans les modèles CMIP6 utilisés dans cette thèse. Ce domaine est longitudinalement commun à tous ces modèles et est localisé entre [20°E-20°O].....64

---

## Liste des figures

---

- i-1 Évolution de la température globale au cours des deux derniers millénaires. (a) Évolution de la température à la surface du globe reconstituée à partir des archives paléoclimatiques (courbe grise pleine, 1-2000) et des observations (courbe noire pleine, 1850-2020), par rapport à la période 1850-1900 et en moyenne décennale. La barre verticale de gauche indique la température estivale (fourchette très probable) pendant la période pluriséculaire la plus chaude des 100 000 dernières années au moins, qui s'est produite il y a environ 6500 ans. L'ombrage gris avec des lignes diagonales blanches montre les plages très probables pour les reconstructions de température. (b) Évolution de la température à la surface du globe au cours des 170 dernières années (ligne noire) par rapport à période 1850-1900 et en moyenne annuelle, comparée aux simulations des modèles climatiques CMIP6 mettant en oeuvre la réponse de la température aux facteurs humains et naturels (marron), et aux facteurs naturels uniquement (activité solaire et volcanique, vert). Les lignes colorées pleines montrent la moyenne multimodèle, et les nuances colorées montrent la gamme très probable des simulations. Source : Figure SPM.1 du sixième rapport du GIEC (IPCC) publié en 2021.....22
- i-2 Moussons globales et régionales : tendances passées. L'objectif de cette figure est de montrer les changements sur les précipitations dans les domaines de la mousson régionale en termes de tendances observées dans le passé et de leur attribution. (a) Domaines de la mousson globale (contour noir) et de la mousson régionale (différentes zones colorées). La mousson globale (GM) est définie comme la zone où le taux de précipitations locales été moins hiver dépasse 2,5 mm/jour. Les domaines de la mousson régionale sont définis sur la base de la littérature publiée. (b) Tendances mondiales et régionales des précipitations de mousson durant la période 1850-2020 basées sur les simulations avec des forçages radiatifs naturels et anthropiques (ALL), GES uniquement (GHG), aérosols uniquement (AER) et naturels uniquement (NAT). Les moyennes d'ensemble pondérées sont basées sur neuf modèles CMIP6 (avec au moins 3 membres). Source : Box TS.13, Figure 1 du sixième rapport du GIEC (IPCC) publié en 2021.....25
- 1.1 Description du lien entre la monsoon, la ZCIT et la circulation de Hadley. (a) Moyenne des précipitations (champs colorés en vert, jaune et rouge) du 27 juillet 2015, et la forte humidité atmosphérique qui les enveloppe (indiquée par le contour de 45 mm de la vapeur d'eau intégrée à la colonne, le champ complet est en gris). (b) Moyenne zonale des précipitations pour le même jour (vert foncé) et valeurs climatologiques pour la période 2015 (vert clair). (c) Schéma qui décrit comment le forçage thermique extratropical inter-hémisphérique est équilibré par l'ajustement de la circulation de Hadley. Supposons que les extra-tropiques du nord (sud) soient réchauffés (refroidis). Les contours gris pâle (foncé) du panneau inférieur indiquent la circulation de Hadley dans l'état de référence (perturbé). La circulation de Hadley transporte l'humidité vers

l'équateur en suivant sa branche inférieure (flèche bleue) et transporte l'énergie vers le pôle en suivant sa branche supérieure (flèche rouge). Sources : (Biasutti et al., 2018; Biasutti, 2019b).....29

- 1.2 Moyenne longitudinale [20°W-20°E] des précipitations observées (Unité: mm/jour) dans le Nord de l'Afrique, obtenue à partir des données CRU utilisées dans le cadre cette étude (voir section (Section 2.3)).....31
- 1.3 Description de la circulation atmosphérique en faible, moyenne et haute altitude dans la partie Nord de l'Afrique. La basse altitude est indiquée à 20°N près de la surface de la terre, la moyenne altitude est indiquée à 20°N avec l'anticyclone, et la combinaison de ces éléments est appelée collectivement la circulation méridienne peu profonde (aussi appelée shallow meridional circulation (SMC)). Le jet d'ouest africain (JOA) en basse altitude, le jet d'Est Africain (JEA) en moyenne altitude, le jet d'est tropical (JET) et l'anticyclone en haute altitude dans la ZCIT sont également indiqués. Sources : (Shekhar et Boos, 2017).....34
- 1.4 Climatologie des précipitations observées (Unité: mm/jour) moyennées sur la période d'été (JAS). La boîte bleue et rouge indique le domaine de l'Afrique de l'Ouest délimité entre [20°W-25°E] et [0°-25°N] et celui du Sahel délimité entre [20°W-20°E] et [10°N-20°N], respectivement.....35
- 1.5 Variabilité interannuelle (pointillé) et décennale (trait plein) des précipitations au Sahel durant la période 1901-2020 (JAS), obtenues à partir des données d'observation CRU.....36
- 1.6 Illustration des inondations à Dakar, Sénégal durant la saison de la MOA en Août 2022. Source : Plateforme médiatique LeQuotidien.....37
- 1.7 Représentation schématique de l'évolution de la variabilité climatique en un point. Christophe Cassou, Séminaire GIEC, 2014.....38
- 1.8 Contribution des différents forçages externes au forçage radiatif et à l'évolution moyenne de la température de l'air en surface sur la période de 1750 à 2019. Source : Figure 6.12 du chapitre 6 du sixième rapport du GIEC (IPCC) publié en 2021.....40
- 1.9 Prévisions climatiques en passant des problèmes de condition initiale à la courte échelle de temps (jour, mois et saison) à des problèmes de condition aux limites à la longue échelle de temps (Meehl et al., 2009 ; Boer et al., 2016; Kirtman et al., 2013).....45
- 1.10 Rapport des composantes prévisibles (en anglais Ratio of predictable components, RPC) entre les observations et la moyenne d'ensemble des modèles CMIP5 sur les prévisions décennales de la température de surface terrestre et des précipitations. Extrait de Smith et al. (2019).....51
- 2.1 Représentation schématique d'un MCG (Edwards 2011).....53



- 2.2 Représentation simplifiée des différentes composantes du modèle MCGAO et de leurs interactions (Tehrani et al., 2022).....55
- 2.3 Anomalies de la température moyenne dans l’Atlantique Nord à partir de la simulation piControl (courbe grise) et des simulations historiques (courbes en multiples couleurs) en fonction du nombre d’année de réalisation de ces simulations pour le modèle IPSL-CM6A-LR.....56
- 2.4 Représentation graphique de l’évolution du score de MSSS en fonction du coefficient de corrélation des anomalies (ACC) et du ratio d’écart-types (Y)(R) entre les prévisions (Y) et les observations (R).....71
- 3. Annexe Coefficient de corrélation des anomalies entre le moyenne des précipitations sahéliennes et les précipitations de chaque point de grille à l’échelle de temps décennale à partir des Ens10 des AER (1901-2014) et de la simulation piControl (1200 ans). Les traits en pointillé sont les contours de 1 mm/jour représentant la climatologie des précipitations (JAS). Les points représentent les régions où la corrélation n’est pas significative à 95%. .....95
- 4.1 Biais moyen des précipitations calculé par la différence entre les EnsHist et les observations (CRU) sur la climatologie pendant les saisons d’été (JAS) de 1971-2010. Le contour blanc indique une valeur nulle.....101
- 4.2 Comme la Figure 4.1 mais avec les prévisions initialisées à la première échéance (LT1). Les méthodes d’initialisation sont représentées par FF pour l’initialisation en “Full-field” et A pour celle en “anomalie”.....104
- 4.3 Valeur ajoutée (VA) de l’effet de l’initialisation sur la mousson en Afrique de l’Ouest sur la climatologie durant les périodes d’été (JAS) de 1971-2010 à la première échéance (LT1) et la tendance des VA de l’échéance la plus courte (LT1) à l’échéance la plus longue (LT10). Le contour blanc indique une valeur nulle. Les méthodes d’initialisation sont représentées par FF pour l’initialisation en “Full-field” et A pour celle en “anomalie”.....107
- 4.4 Variabilité interannuelle des précipitations au Sahel (JAS) (voir Tableau 2) à partir des observations (CRU, Courbe rouge) et de la moyenne d’ensemble des prévisions initialisées brutes (courbes multi-couleurs) et les simulations historiques EnsHist (Courbe bleue en pointillés) des modèles CMIP6 utilisés. Les méthodes d’initialisation sont représentées par FF pour l’initialisation en “Full-field” de l’océan et A pour celle en “anomalie” .....111
- 4.5: Prévisions brutes (Haut) et corrigées (bas) du modèle EC-Earth3 sur l’indice des précipitations au Sahel. ....112
- 4.6 Carte des scores de ACC des modèles CMIP6 sur la MOA (JAS) durant la période 1968-2012. Le ACC est calculé entre les observations (CRU) et les prévisions initialisées aux échéances LT1-4 (colonne 1), LT4-7 (colonne 2) et LT7-10 (colonne 3), et les EnsHist (colonne 4) à chaque point de grille. Les points noirs représentent les régions où

- le score est statistiquement significatif à 95% selon le test de significativité non paramétrique défini dans la méthodologie (Section 2.4).....115
- 4.7 Carte de différence entre ACC obtenus à partir des prévisions initialisées et des EnsHist des modèles CMIP6 à chaque échéance de prévision.....116
  - 4.8 Carte des ratios d'écart-types de la MOA (JAS) durant la période 1968-2012. Le ratio est calculé entre l'écart-type des observations (CRU) et celui des prévisions initialisées aux échéances LT1-4 (colonne 1), LT4-7 (colonne 2) et LT7-10 (colonne 3), et celui des EnsHist (colonne 4) à chaque point de grille, respectivement.....119
  - 4.9 Identique à la Figure 4.7, mais pour le ratio d'écart-types. ....120
  - 4.10 Carte des scores de MSSS des modèles CMIP6 sur la MOA (JAS) durant la période 1968-2012. Le MSSS est calculé entre les observations (CRU) et les prévisions initialisées aux échéances LT1-4 (colonne 1), LT4-7 (colonne 2) et LT7-10 (colonne 3), et les EnsHist (colonne 4) à chaque point de grille. Les points noirs représentent les régions où le score est statistiquement significatif à 95% selon le test de significativité non paramétrique défini dans la méthodologie (Section 2.4).....123
  - 4.11 Variabilité des précipitations (JAS), obtenue à partir des observations (CRU) et des prévisions initialisées aux échéances 1-4 ans, 4-7 ans et 7-10 ans (3 premiers panneaux). Le dernier panneau présente la variabilité obtenue à partir des simulations historiques (EnsHist) des modèles CMIP6. Un filtre passe bas à 4 ans a été utilisé pour chacune de ces séries temporelles.....126
  - 4.12 Scores de prévision des précipitations au Sahel (JAS) à l'échelle décennale à partir des prévisions initialisées (1-4 à 7-10 ans) et des simulations historiques (EnsHist) par rapport aux observations (CRU) : ACC (haut), Ratio d'écart-types (milieu) et MSSS (bas) des prévisions initialisées et EnsHist par rapport aux observations. Les points dans le panneau du haut et du bas représentent les scores de ACC et MSSS significatifs à 95%.....130
  - 4.13 Scores de prévisions MSSS (bas) et ACC (haut) et Ratios d'écart-types (milieu) des précipitations au Sahel (JAS) dans les EnsHist et à toutes les échéances des prévisions initialisées en fonction du nombre de membres moyenné dans la moyenne multimodèle (gauche) et du spread (droite).....136
  - 4.14 Scores de RPC des prévisions initialisées (LT1-4 à 7-10) et des EnsHist par rapport aux observations (CRU) sur les précipitations au Sahel (JAS) à l'échelle décennale.....139
  - 5.1 Prévision des anomalies de précipitation (Mai à Septembre) relative climatologie 1991-2020 à partir de la moyenne multimodèle et des modèles individuels sur l'échéance moyenne des années 1 à 5. Il est à noter que ces prévisions sont initialisées à la fin de 2022. Source : Site web du WMO-Lead Centre (<http://www.wmolc-adcp.org>).....154

- 5.2 Identique à la figure 5.1 mais pour la température de surface. Source : Site web du WMO-Lead Centre (<http://www.wmolc-adcp.org>).....155

## Introduction générale

“Le changement climatique s’accélère, s’intensifie et se généralise”. Ainsi pourrait se résumer le sixième rapport du Groupe de Travail 1 du groupe intergouvernemental d’experts sur l’évolution du climat paru en Août 2021 (IPCC, 2021). Ce rapport révèle que le système climatique, typiquement constitué de cinq composantes que sont l’atmosphère (couche gazeuse enveloppant la Terre), la lithosphère (Sol, croûte terrestre), l’hydrosphère (mers et océans, rivières, nappes et réservoirs profonds), la cryosphère (neiges, banquise, calottes polaires, glaciers continentaux, lacs et rivières gelés et sols gelés) et la biosphère (organismes vivants), ainsi que leurs interactions via des échanges d’eau, d’énergie et de substances minérales et organiques, change plus vite et plus fort au cours du vingt-et-unième siècle que ce que l’on craignait (Figure i-1a).

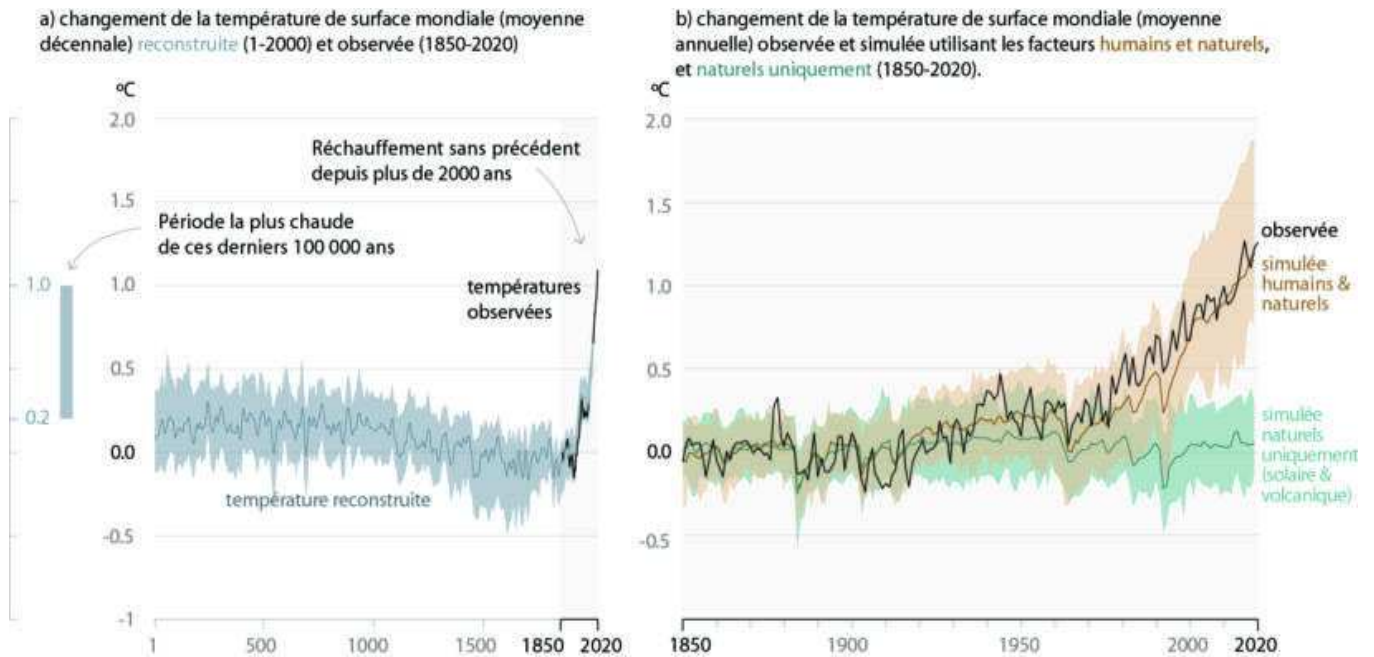
Bien que nos ancêtres ne soient plus là pour en témoigner, le système climatique a toujours connu des changements temporels. Les archives paléoclimatiques montrent que la température globale de la Terre, facteur climatique indispensable au maintien de la vie sur Terre, a lentement et faiblement évolué au cours des deux derniers millénaires (Figure i-1a). Ces modulations peuvent être dues uniquement à des variations dites internes du système climatique. Ces variations internes sont générées de manière spontanée par les propriétés dynamiques et physico-chimiques du système climatique à toutes les échelles de temps (de la minute aux échelles multi-millénaires) et notamment l’interaction entre les fluides qui le composent. Cependant, le bilan énergétique de la Terre résultant du bilan radiatif, c’est-à-dire la différence entre le rayonnement solaire absorbé (rayonnement solaire incident moins rayonnement réfléchi vers l’espace) et le rayonnement infrarouge thermique émis vers l’espace peut aussi être déséquilibré et influencer le climat. La variation de la quantité d’énergie reçue par la Terre ainsi que de sa distribution spatiale est, en partie, influencée par des facteurs naturels externes, appelés forçages naturels tels que la variation orbitale de la Terre, les modulations des rayonnements solaires (à l’échelle de temps multimillénaire) et les éruptions volcaniques (à l’échelle de temps décennale) via le rejet de particules de poussière (appelées aérosols naturels) en haute atmosphère. Les éruptions volcaniques induisent un refroidissement planétaire (effet radiatif négatif) mais temporaire car les aérosols naturels ont une courte durée de vie (1-3 ans). Les variations orbitales, c’est-à-dire les changements de l’orbite de la Terre autour du soleil et

les changements de l'inclinaison et de l'oscillation de l'axe de la Terre, provoquent quant à elles un refroidissement ou un réchauffement du climat de la Terre parce qu'ils modifient la quantité d'énergie que notre planète reçoit du soleil. Ceci ne se produit que sur des échelles de temps de plusieurs milliers d'années.

Par ailleurs, comme on peut le remarquer sur la [figure i-1a](#), la température globale a remarquablement augmenté de manière rapide et intense vers la fin du dernier millénaire précisément au cours de la période 1850-2020. Cet épisode de réchauffement planétaire, sans précédent, excède celui de la période multi-centennale la plus chaude reconstruite sur ce graphique datant il y a 6500 ans (IPCC, 2021). Aujourd'hui, l'anomalie de température est plus élevée que le réchauffement précédent ([Figure i-1a](#), ; A.2.2 du IPCC (2021)). Ainsi la période récente est attribuée selon ce rapport du GIEC comme la période multi-centennale la plus chaude depuis plus de 100000 ans. Cet épisode récent est également marqué par des événements météorologiques et climatiques extrêmes plus fréquents et sévères (chaleur, sécheresse, etc.).

La [figure i-1b](#) (IPCC, 2021) montre que la contribution des forçages naturels suffit à expliquer une partie des modulations observées au début de la période industrielle (1850) mais devient marginale sur la tendance globale à partir des années 1950 à nos jours. Au contraire, l'influence humaine sur le climat est le principal responsable du réchauffement observé et alarmant du système climatique sur les dernières décennies (IPCC, 2021). En effet, l'exploitation des énergies fossiles (charbon, pétrole, gaz) et les activités industrielles et agricoles notamment les modes de production et consommation non durables émettent des gaz à effet de serre (GES). À cause de leur forte opacité aux rayonnements infrarouges émis par la terre, les GES tels que le dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) et le méthane (CH<sub>4</sub>) sont les principaux pilotes du réchauffement planétaire actuel. En plus des GES, l'activité humaine génère également des composantes chimiques (gaz ou particules) conduisant à la formation d'aérosols anthropiques dont, contrairement aux GES, l'accumulation dans l'atmosphère induit un effet parasol sur le rayonnement solaire entrant dans l'atmosphère et donc, un effet radiatif négatif sur le système climatique. L'effet radiatif des aérosols anthropiques compensent partiellement et temporairement celui des GES. Cependant, l'émission anthropique des aérosols s'atténue à partir des années 1990 dans certaines régions notamment l'Europe et l'Amérique du Nord grâce à des mesures anti-polluantes. Ainsi, l'effet des gaz à effet de serre surpasse globalement celui des aérosols anthropiques et le forçage radiatif dû à l'activité humaine a remarquablement

augmenté durant ces dernières décennies. Concrètement, l'augmentation de la température due à l'activité humaine sur la température globale a approximativement augmenté de 1,07°C entre la période de 1850-1900 et celle de 2010-2019 (Figure SPM.2 du IPCC 2021). Les GES ont contribué à un réchauffement de 1,0°C à 2,0°C et les autres facteurs humains en particulier les aérosols ont contribué à un refroidissement de 0,0° à 0,8°C (IPCC, 2021). Toutefois, le réchauffement global du système climatique n'est pas seulement caractérisé par une augmentation notable de la température globale. Il est aussi associé à des changements régionaux, à tous les niveaux de l'atmosphère et de l'océan, ainsi que des modifications d'humidité et donc de précipitations.



**Figure i-1** : Évolution de la température globale au cours des deux derniers millénaires. **(a)** Évolution de la température à la surface du globe reconstituée à partir des archives paléoclimatiques (courbe grise pleine, 1-2000) et des observations (courbe noire pleine, 1850-2020), par rapport à la période 1850-1900 et en moyenne décennale. La barre verticale de gauche indique la température estivale (fourchette très probable) pendant la période pluriséculaire la plus chaude des 100 000 dernières années au moins, qui s'est produite il y a environ 6500 ans. L'ombrage gris avec des lignes diagonales blanches montre les plages très probables pour les reconstructions de température. **(b)** Évolution de la température à la surface du globe au cours des 170 dernières années (ligne noire) par rapport à période 1850-1900 et en moyenne annuelle, comparée aux simulations des modèles climatiques CMIP6 mettant en oeuvre la réponse de la température aux facteurs humains et naturels (marron), et aux facteurs naturels uniquement (activité solaire et volcanique, vert). Les lignes colorées pleines montrent la moyenne multimodèle, et les nuances colorées montrent la gamme très probable des simulations. Source : Figure SPM.1 du sixième rapport du GIEC (IPCC) publié en 2021.

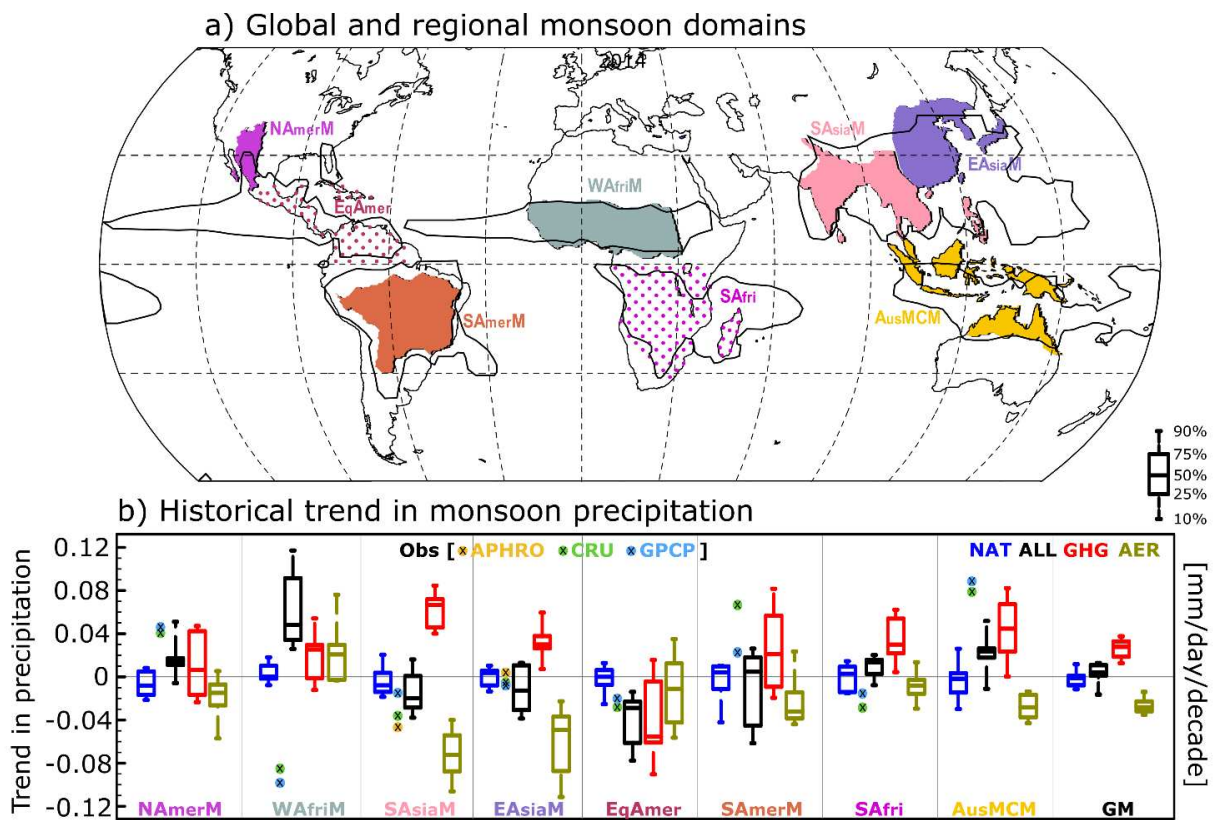
Les précipitations dans les régions situées dans les basses latitudes [ $30^{\circ}$ ,  $30^{\circ}$ S] appelées les tropiques représentent une source vitale pour environ 50% de la population mondiale, car elles constituent une ressource essentielle localement pour l'économie, l'agriculture, l'élevage, les ressources d'eau et l'écosystème. Elles sont étroitement associées à un système atmosphérique complexe et saisonnier, caractérisant le climat tropical, plus connu sous le nom de mousson (Défini explicitement [Chapitre 1](#)). Comme l'illustre la [figure I-2a](#), on observe ce phénomène de mousson dans différentes régions tropicales notamment l'Asie du Sud et du Sud-Est et l'Asie de l'Est où elle est nommée la mousson asiatique, l'Afrique de l'ouest (mousson ouest-africaine), l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud (mousson américaine) et l'Australie (mousson australienne) (Moon et Ha, 2020; Chen et al., 2020; Wang et al., 2020).

Selon les données d'observation (satellites, stations météorologiques, etc) et les réanalyses (données climatiques de surface et d'altitudes uniformisées et corrigées grâce à des modèles de circulation générale de l'atmosphère), les précipitations dans les régions de mousson ont subi des variations d'intensité remarquables du début de la période industrielle (1850) à nos jours (Figure I-2b). Les précipitations de mousson en Amérique du Nord, en Amérique du Sud et en Australie tropicale ont intensément augmenté pendant que celles de l'Asie de l'Est et la mousson globale (cumul des précipitations de toutes les régions de mousson) n'ont pas connu d'évolution notable (Figure I-2b). Les données d'observation ont aussi montré une tendance à la baisse des précipitations dans les régions de mousson telles que l'Asie du Sud et l'Afrique de l'Ouest (Figure I-2b). Partant des conclusions du GIEC (IPCC, 2021) et d'autres études basées sur des travaux de modélisation (citées plus tard dans le Chapitre 1), ces évolutions des précipitations dans les régions de mousson sont d'une part associées à la variabilité interne et d'autre part à l'effet des forçages externes d'origine naturelle et anthropique (Figure I-2b). Les forçages externes anthropiques en particulier les GES semblent jouer un rôle important dans les régions telles que l'Amérique du Nord et du Sud et l'Australie où la tendance des précipitations est à la hausse pendant que les aérosols anthropiques semblent induire une tendance à la baisse des précipitations dans l'Asie du Sud (IPCC, 2021). En nous intéressant à la mousson ouest-africaine, la tendance négative observée à long terme n'est pas uniquement attribuable aux forçages externes naturels ou anthropiques (Figure i-2b), et cela pourrait suggérer un rôle important de la variabilité interne.

En outre, au-delà de cette tendance, notons que les précipitations dans les régions de mousson sont aussi caractérisées au cours du XXe siècle par des variations de leur régime de pluies d'une année à une autre (échelle interannuelle) et d'une décennie à une autre (échelle décennale). En illustrant les variations décennales, l'Afrique de l'Ouest connaît depuis la seconde moitié ce siècle une modulation très importante de son climat qui se traduit principalement par une évolution des pluies à l'échelle décennale la plus forte enregistrée au monde (Janicot, 2012). Cette évolution a entraîné des dommages environnementaux et socio-économiques dans cette région où l'activité économique de la plupart des pays qui s'y trouve se base sur l'agriculture pluviale et le pâturage. Ainsi il est important de comprendre l'origine de ces changements mais aussi de pouvoir les prévoir.



Grâce à l'avènement des modèles climatiques, les études sur la variabilité de la mousson ouest-africaine ont considérablement augmenté durant cette décennie. On dénombre environ 1873 études publiées durant les années 2000 contre 375 durant les années 1990. Malgré cela, la compréhension de ces changements décennaux reste un débat ouvert auprès de la communauté scientifique. Cette thèse s'inscrit dans la dynamique d'exploiter deux axes prometteurs que sont le rôle des forçages externes, d'origine naturelle (Volcan et solaire) et anthropique (entre autres, gaz à effet de serre et aérosols), et de la variabilité interne sur la variabilité historique de la mousson ouest-africaine et la prévision de ce système à l'échelle de temps décennale en faisant appel à la nouvelle génération de modèles climatiques.



**Figure i-2** : Moussons globales et régionales : tendances passées. L'objectif de cette figure est de montrer les changements sur les précipitations dans les domaines de la mousson régionale en termes de tendances observées dans le passé et de leur attribution. (a) Domaines de la mousson globale (contour noir) et de la mousson régionale (différentes zones colorées). La mousson globale (GM) est définie comme la zone où le taux de précipitations locales été moins hiver dépasse 2,5 mm/jour. Les domaines de la mousson régionale sont définis sur la base de la littérature publiée. (b) Tendances mondiales et régionales des précipitations de mousson durant la période 1850-2020 basées sur les simulations avec des forçages radiatifs naturels et anthropiques (ALL), GES uniquement (GHG), aérosols uniquement (AER) et naturels uniquement (NAT). Les moyennes d'ensemble pondérées sont basées sur neuf modèles CMIP6 (avec au moins 3 membres). Source : Box TS.13, Figure 1 du sixième rapport du GIEC (IPCC) publié en 2021.

Cette thèse est structurée comme suit :

Dans le chapitre 1, nous présentons le cadre général, les motivations ainsi que les objectifs de cette étude. On décrit, d'abord, de manière brève les principaux facteurs locaux et globaux caractérisant la mousson ouest-africaine, ensuite ses modulations historiques au cours du XXe siècle ainsi que les connaissances scientifiques sur leurs origines. Nous faisons enfin l'état des connaissances sur la prévision de la mousson ouest-africaine à l'échelle de temps décennale et de sa fiabilité avant d'introduire les objectifs de cette thèse.

Dans le chapitre 2, nous présentons les modèles climatiques étudiés, issus de l'exercice d'intercomparaison CMIP6, les différentes simulations ainsi que les méthodes d'exploitations de ces simulations. Nous fournissons également, dans ce chapitre, des informations détaillées sur les différentes méthodologies statistiques utilisées afin d'évaluer la robustesse des résultats obtenus.

Dans le chapitre 3, nous présentons sous forme d'un article publié, les résultats de la première partie de cette thèse: nous évaluons et quantifions l'effet des forçages externes sur les modulations décennales des précipitations dans la région du Sahel au cours du vingtième siècle. Nous cherchons à évaluer si les forçages externes ont été suffisamment forts pour avoir un impact significatif sur ces modulations décennales. Une analyse plus spécifique du rôle des forçages individuels est ensuite proposée afin d'identifier le forçage dominant ainsi que sa contribution via la température de surface de surface de l'océan.

Dans le chapitre 4, nous nous focalisons sur la seconde partie de cette étude s'intéressant aux prévisions des précipitations en Afrique de l'ouest et en particulier au Sahel à l'échelle de temps décennale, c'est-à-dire une échelle temporelle de 10 à 30 ans. Ici, il est question d'analyser les performances et la fiabilité des prévisions initialisées dans l'ensemble CMIP6 et à la contribution de leur initialisation. Ainsi, nous quantifions d'abord l'impact de l'initialisation sur l'état moyen des précipitations en Afrique de l'ouest pour une climatologie donnée. Ensuite, nous quantifions la capacité des modèles à prévoir l'amplitude et la chronologie des modulations des précipitations avant de diagnostiquer leur fiabilité.

Dans le chapitre 5, nous concluons cette thèse en rappelant le contexte scientifique et les principaux résultats de cette étude. Nous fournissons également les perspectives associées à la suite de nos travaux de recherche.

# 1. Variabilité historique et prévision de la mousson ouest-africaine à l'échelle décennale

## 1.1 Définition et caractérisation de la mousson ouest-africaine

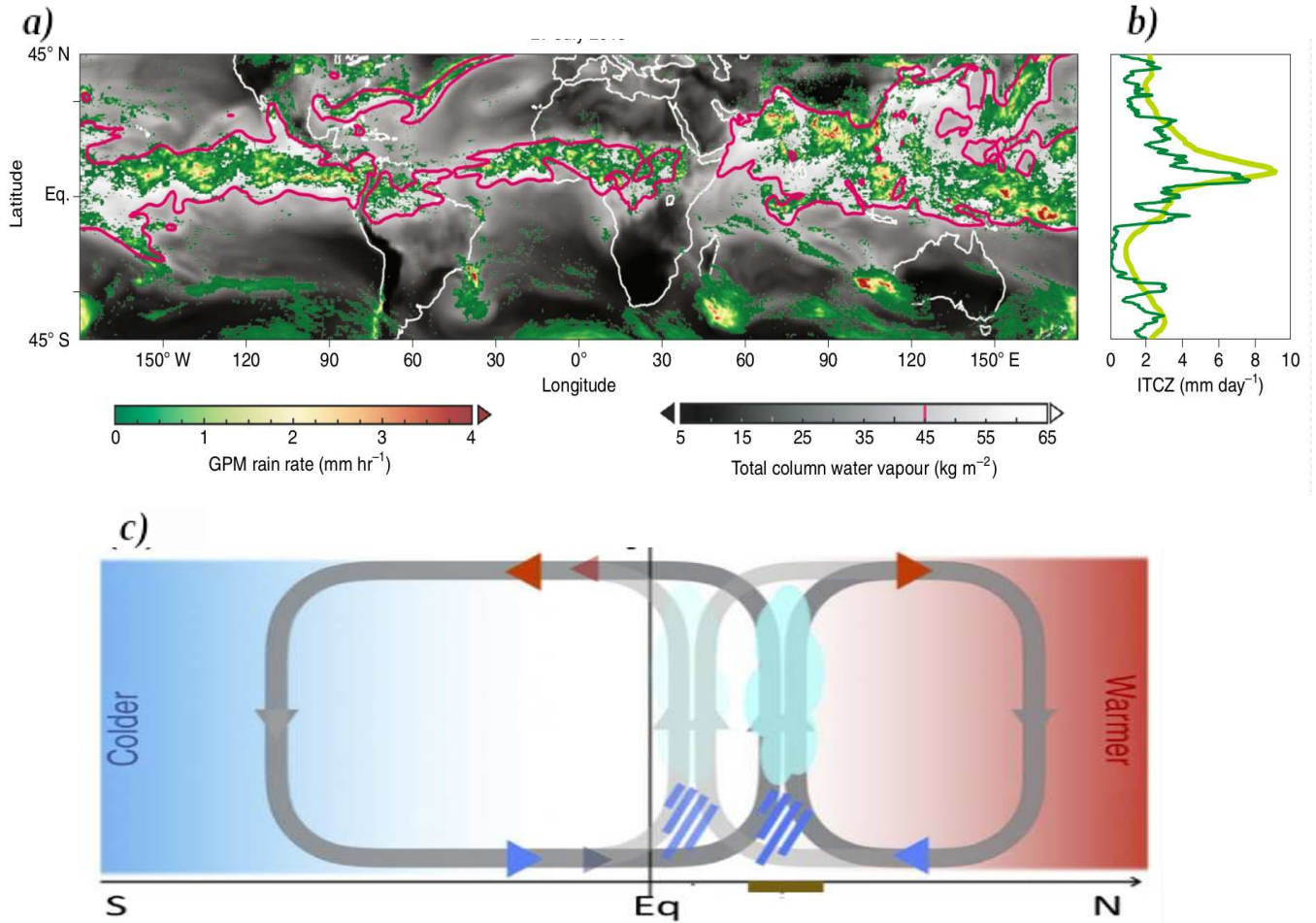
Dans les régions tropicales, la circulation atmosphérique est caractérisée par une forte saisonnalité des précipitations liée à la circulation du flux de mousson dans les zones continentales et océaniques. Cette circulation de mousson est, en première approximation, perçue comme un vent soufflant de l'océan vers le continent poussé par le contraste thermique surfacique entre la terre et l'océan. La terre subit en effet un fort réchauffement en basse latitude en été tandis que l'océan, caractérisé par sa forte capacité calorifique (forte capacité de stocker de la chaleur) reste plus frais. L'intensité de la circulation de mousson augmente avec ce contraste. Cependant cette description simplifiée est remise en question dans les études plus récentes (Biasutti et al., 2018; Schneider al., 2014; Zhou et Xie, 2018; Nicholson, 2009a). En effet, les régions de mousson atteignent leur maximum saisonnier de température bien avant la période de pluie proprement dite (Biasutti et al., 2018). Cela suggère que le maximum saisonnier de ce contraste thermique n'est pas le seul pilote de la saisonnalité de la mousson. La circulation du flux de mousson s'intensifie plutôt à la fin de cette période saisonnière chaude lorsque l'augmentation des précipitations et de la nébulosité (couverture nuageuse) a refroidi les continents, et en conséquent réduit le contraste thermique.

Avec l'avancée incontestable de la compréhension de la circulation de mousson, elle est considérée de nos jours non pas uniquement comme une circulation directement due au contrast thermique terre-océan, mais aussi comme une circulation atmosphérique humide qui se produit au niveau de l'équateur météorologique plus connu sous l'appellation de zone de convergence intertropicale (ZCIT ; [Figure 1.1a](#) et [Figure 1.1b](#)). Elle est énergétiquement associée à la circulation de Hadley dans laquelle l'humidité joue un rôle important ([Figure 1.1c](#)) (Schneider et al., 2014; Biasutti et al., 2018).

## **Zone de convergence intertropicale (ZCIT) et Circulation de Hadley**

À grande échelle, comme l'illustre la [figure 1.1 \(a ; b\)](#), la ZCIT peut être littéralement identifiée comme une ceinture tropicale de maximum de précipitations moyennes dans le temps (Philander et al., 1996) ou de nuages convectifs profonds (Waliser et Gautier, 1993), localisée dans les basses latitudes [20°N-20°S]. Sa position est en moyenne temporelle (annuelle) et longitudinale localisée dans l'hémisphère Nord (Schneider et al., 2014) mais elle varie en fonction de la saisonnalité des radiations solaires entre l'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud en migrant vers l'hémisphère le chaud. La variation des précipitations saisonnières des régions de mousson concorde avec celle de la ZCIT. Par exemple, un déplacement de 1° vers le nord de la ZCIT dans une région de mousson cause des variations locales des précipitations allant jusqu'à 30% par rapport à la moyenne tropicale (Kang, 2020).

La ZCIT est alimentée par des alizés (vents d'est) chauds et humides près de la surface de la terre. La convergence de ces vents de surface induit une ascension de masses d'air en altitude, le refroidissement, la condensation et la précipitation des nuages convectifs profonds (Schneider et al, 2014). Les masses d'air se divergent ([Figure 1.1c](#)) ensuite en transportant l'énergie accumulée dans les zones les plus chaudes (les tropiques) vers les hautes latitudes (les zones subtropicales, les pôles...). Elles descendent ensuite dans les régions subtropicales aussi appelées zone de subsidence puis refluent en basse couche vers la ZCIT, formant ainsi la circulation de Hadley ([Figure 1.1c](#)). La circulation de Hadley est donc une circulation atmosphérique tropicale et méridienne à l'échelle planétaire. Elle transporte de l'humidité à partir de sa branche inférieure, qui converge dans la ZCIT et transporte de l'énergie hors de la ZCIT dans sa branche supérieure (voir la circulation en gris foncé et pâle sur la [figure 1.1c](#)) (Biasutti, 2019a). Sa phase ascendante est étroitement reliée à la ZCIT et, donc à la circulation de mousson.

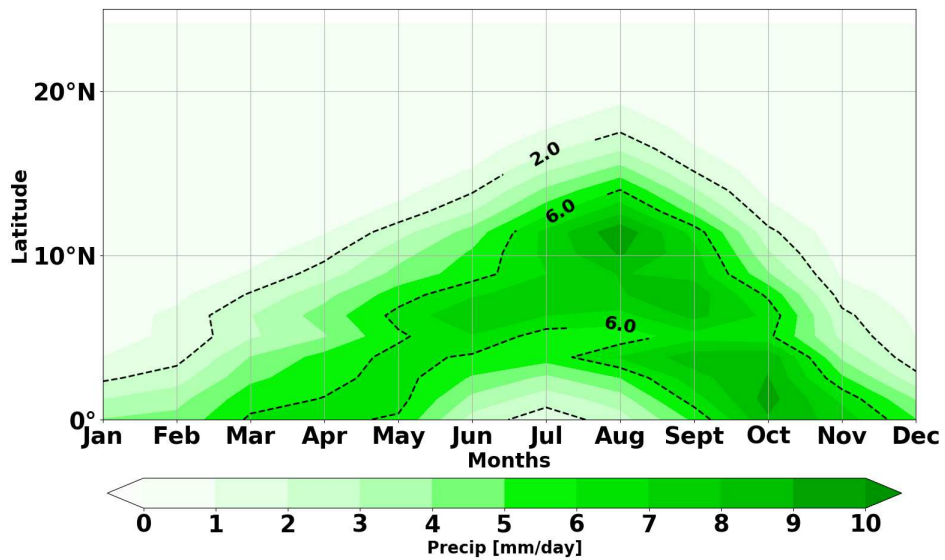


**Figure 1.1** : Description du lien entre la monsoon, la ZCIT et la circulation de Hadley. (a) Moyenne des précipitations (champs colorés en vert, jaune et rouge) du 27 juillet 2015, et la forte humidité atmosphérique qui les enveloppe (indiquée par le contour de 45 mm de la vapeur d'eau intégrée à la colonne, le champ complet est en gris). (b) Moyenne zonale des précipitations pour le même jour (vert foncé) et valeurs climatiques pour la période 2015 (vert clair). (c) Schéma qui décrit comment le forçage thermique extratropical inter-hémisphérique est équilibré par l'ajustement de la circulation de Hadley. Supposons que les extra-tropiques du nord (sud) soient réchauffés (refroidis). Les contours gris pâle (foncé) du panneau inférieur indiquent la circulation de Hadley dans l'état de référence (perturbé). La circulation de Hadley transporte l'humidité vers l'équateur en suivant sa branche inférieure (flèche bleue) et transporte l'énergie vers le pôle en suivant sa branche supérieure (flèche rouge). Sources : (Biasutti et al., 2018; Biasutti, 2019b)

Cette description globale et méridienne de la circulation atmosphérique à l'échelle planétaire pose le cadre des circulations de mousson. Mais ces dernières sont également caractérisées par des facteurs régionaux qui varient en fonction des régions de mousson.

### **Spécificités régionales de la mousson ouest-africaine.**

Durant l'été boréal, la circulation de mousson est localisée principalement dans trois zones continentales notamment l'Afrique, l'Amérique et l'Asie. Nous nous focalisons ici sur le continent Nord Africain. La circulation de mousson plus connue sous le nom de mousson ouest-africaine (MOA) a un cycle annuel décrit par sa migration de l'équateur vers le nord durant la période février - août avant de repartir vers le sud durant la période août-janvier (Thorncroft et al., 2011). La MOA atteint sa position la plus septentrionale dans la région sahélienne [10°N-20°N] précisément vers 15°N (Figure 1.2) (Rodríguez-Fonseca et al., 2015). Les précipitations de mousson au Sahel sont plus abondantes vers ~10°N durant le mois d'août. Cette configuration de pluies abondantes est localement associée à des caractéristiques de la circulation atmosphérique locale telles que les vents de surface, la convection profonde vers ~10°N et les noyaux de vent en altitude appelés jets (Sultan et Janicot, 2003; Dezfuli et Nicholson, 2011; Lebel et Ali, 2009b; Shekhar et Boos, 2017). La convection profonde est couplée à la branche descendante d'une circulation atmosphérique appelée la circulation méridienne peu profonde (Shallow Meridional Circulation). Cette dernière se déroule verticalement entre les basses et moyennes altitudes de la région nord de l'Afrique (Figure 1.3) (Shekhar et Boos, 2017; Lavaysse et al., 2009).



**Figure 1.2** : Moyenne longitudinale [20°W-25°E] des précipitations observées (Unité: mm/jour) dans le Nord de l'Afrique, obtenue à partir des données CRU utilisées dans le cadre cette étude (voir section ([Section 2.3](#))).



La saisonnalité des vents de surface tels que le vent du nord-est, connu sous le nom d'harmattan et le vent dévié provenant de l'hémisphère sud, connu sous le nom d'alizé maritime constituent l'une des principales caractéristiques de la mousson en Afrique de l'ouest. L'harmattan est une masse d'air sec prédominante en hiver boréal tandis que l'alizé maritime est une masse d'air humide d'origine océanique dominante en été boréal. Durant l'été boréal, ces deux vents convergent en surface dans une zone, appelée le front intertropical (FIT) (Lélé et Lamb, 2010), située au nord de la ZCIT. Ils fournissent ainsi de l'humidité à la colonne ascendante de la mousson en Afrique de l'ouest.

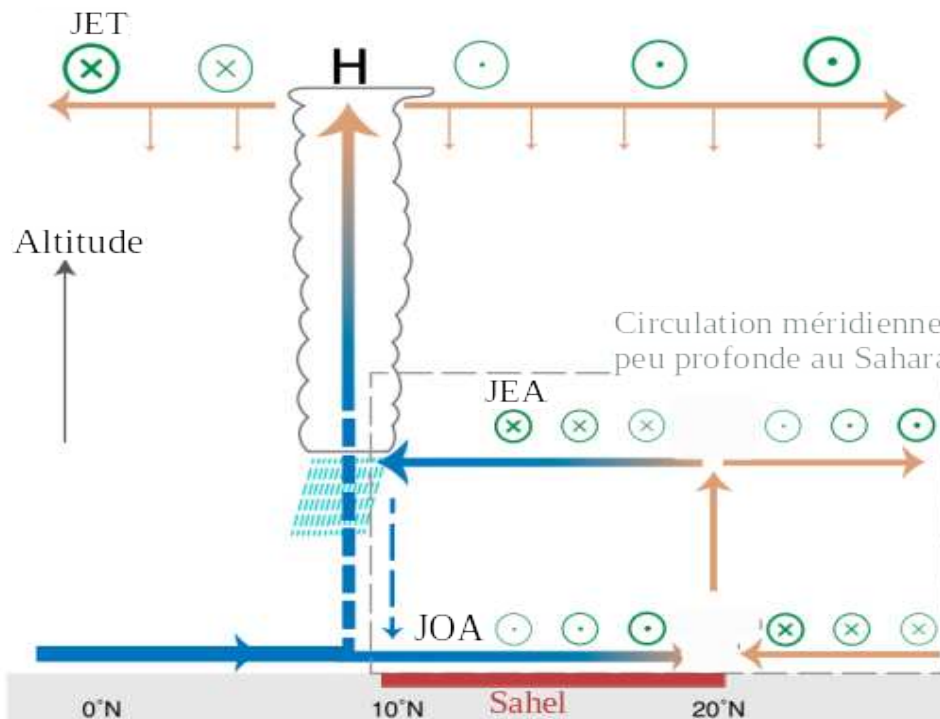
Comme on l'a dit plus haut dans cette section, la circulation atmosphérique durant la saison de mousson en Afrique de l'ouest est aussi marquée par des noyaux de vents saisonniers très forts, appelés les jets, et localisés en altitude (Nicholson, 2009b; Shekhar et Boos, 2017). En moyenne altitude, le jet d'est africain (JEA, [Figure 1.3](#)) est climatologiquement localisé vers 15°N avec une hauteur maximale de près de 600 hPa dans la moyenne troposphère (Lebel et Ali, 2009b; Nicholson, 2009b). Il est considéré comme un vent thermique dû au contraste de température de surface entre l'Atlantique et le Sahara. En haute altitude, nous avons le jet d'est tropical (JET, [Figure 1.3](#)) entre 0° et 5°N avec une hauteur maximale de près de 150 hPa dans la haute troposphère (Nicholson, 2009b). Il prend sa source dans la circulation de haute altitude de la mousson asiatique. Il est très intense en raison du fort contraste thermique entre l'océan indien et le plateau tibétain et de l'orographie. Le jet d'est tropical résulte de la déviation vers l'ouest des vents de la branche sud de la circulation de Hadley en raison de la force de Coriolis. Dans les basses couches, le jet d'ouest africain (JOA, [Figure 1.3](#)) est localisé dans la zone géographique du JEA précisément autour de 10°N avec une hauteur maximale de près de 850 hPa. Il est contrôlé par le gradient de pression de surface dans l'Atlantique tropical. Ce jet introduit de l'humidité à l'intérieur des terres depuis l'ouest, en plus du flux de mousson venant du sud (Joshi et al., 2022).

La circulation méridienne peu profonde au-dessus de l'Afrique du nord s'effectue verticalement entre la hauteur géopotentielle minimale (925 hPa) et moyenne (700 hPa), est caractérisée par des vents cycloniques et anticycloniques ([Figure 1.3](#)). Elle s'étend de la région sahélienne jusqu'au désert du Sahara. Cette circulation est décrite comme une convergence de masse d'air au dessus du Sahara précisément vers la dépression thermique proche de la surface (925 hPa), suivie d'une montée (phase ascendante) et d'une divergence de masse d'air en

moyenne altitude (700 hPa) (Shekhar et Boos, 2017). La branche ascendante est localisée au nord de la ZCIT.

En outre, cette circulation méridienne peu profonde est associée à la dépression thermique au-dessus du Sahara, plus connue sous l'appellation Saharan heat low (SHL). La dépression thermique SHL résulte de basses pressions en surface et d'une grande épaisseur de couche chaude dans l'atmosphère. Des études récentes comme Shekhar et Boos (2017) et Lavaysse et al. (2009) caractérisent la SHL par l'épaisseur maximale de l'atmosphère résultant de la moyenne altitude (700 hPa) à la basse altitude (925 hPa) au-dessus du Sahara. Cette épaisseur est appelée low-level atmospheric thickness (LLAT). Par ailleurs, un déplacement de la SHL induit d'importants changements dans les précipitations en Afrique de l'ouest en particulier au Sahel (Shekhar et Boos, 2017; Monerie et al., 2020).

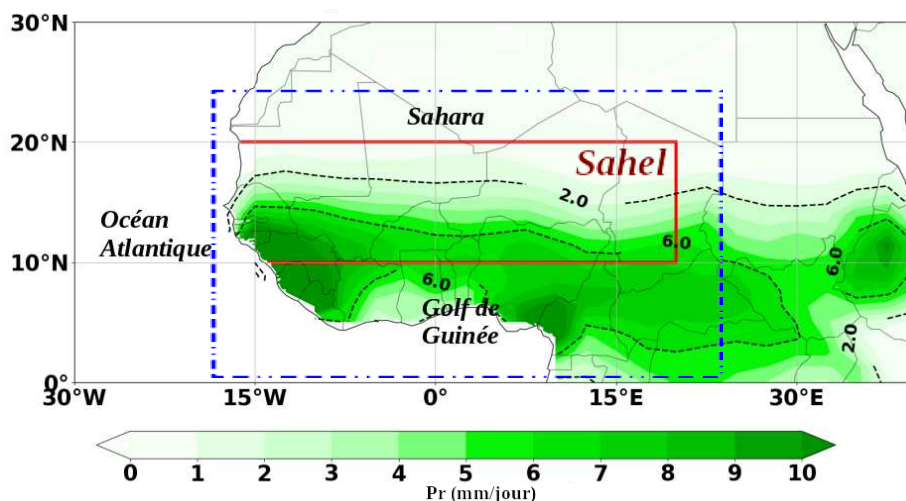
La mousson ouest africaine est donc considérée comme une machine thermique étroitement associée à la ZCIT. Cette machine est caractérisée, d'une part, par des facteurs atmosphériques locaux : Saharan heat low, les vents de surface et les jets, et d'autre part par des facteurs planétaires : Circulation de Hadley. Ces facteurs de la circulation locale et/ou globale sont connus pour être des facteurs supplémentaires modifiant l'intensification de la mousson en Afrique de l'ouest.



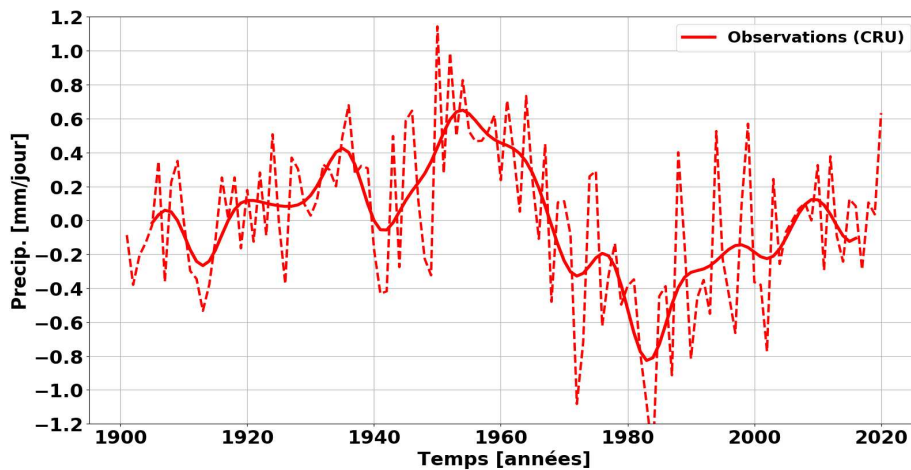
**Figure 1.3 :** Description de la circulation atmosphérique en faible, moyenne et haute altitude dans la partie Nord de l'Afrique. La basse altitude est indiquée à 20°N près de la surface de la terre, la moyenne altitude est indiquée à 20°N avec l'anticyclone, et la combinaison de ces éléments est appelée collectivement la circulation méridienne peu profonde (aussi appelée shallow meridional circulation (SMC)). Le jet d'ouest africain (JOA) en basse altitude, le jet d'Est Africain (JEA) en moyenne altitude, le jet d'est tropical (JET) et l'anticyclone en haute altitude dans la ZCIT sont également indiqués. Sources : (Shekhar et Boos, 2017)

## 1.2 Variabilité interannuelle à décennale de la mousson ouest-africaine

Comme nous l'avons vu précédemment sur la [Figure 1.2](#), le pic de saison de mousson sur la période de juillet à septembre est localisé en Afrique de l'ouest (Thorncroft et al., 2011). Ce pic durant l'été boréal est associé à des variations des précipitations auxquelles les régions de mousson en Afrique de l'ouest (Boîte bleue de la [Figure 1.4](#)), allant du Golfe de Guinée au Sahel, sont généralement soumises. L'intensité de la variabilité des précipitations dans ces régions varie selon les différentes échelles de temps. Par exemple, la variabilité interannuelle domine la série chronologique des précipitations pendant la majeure partie du vingtième siècle dans les régions du Golfe de Guinée (Rowell et al., 1995; Ward, 1998), situées dans la partie Sud de l'Afrique de l'ouest ([Figure 1.4](#)). Cependant, plus on remonte au nord précisément vers le Sahel, plus la variabilité d'une décennie à une autre (appelées ici modulations décennales ou basses fréquences) devient aussi importante que la variabilité interannuelle ([Figure 1.5](#)) (Lebel et Ali, 2009b). Au Sahel, la variabilité est significativement distincte entre le Sahel-Est et le Sahel-Ouest à l'échelle interannuelle pendant qu'elles sont similaires à l'échelle décennale, c'est-à-dire 10 à 30 ans (Lebel et Ali, 2009a).



**Figure 1.4** : Climatologie des précipitations observées (Unité: mm/jour) moyennées sur la période d'été (JAS). La boîte bleue et rouge indique le domaine de l'Afrique de l'Ouest délimité entre [20°W-25°E] et [0°-25°N] et celui du Sahel délimité entre [20°W-20°E] et [10°N-20°N], respectivement.



**Figure 1.5** : Variabilité interannuelle (pointillé) et décennale (trait plein) des précipitations au Sahel durant la période 1901-2020 (JAS), obtenues à partir des données d'observation CRU.

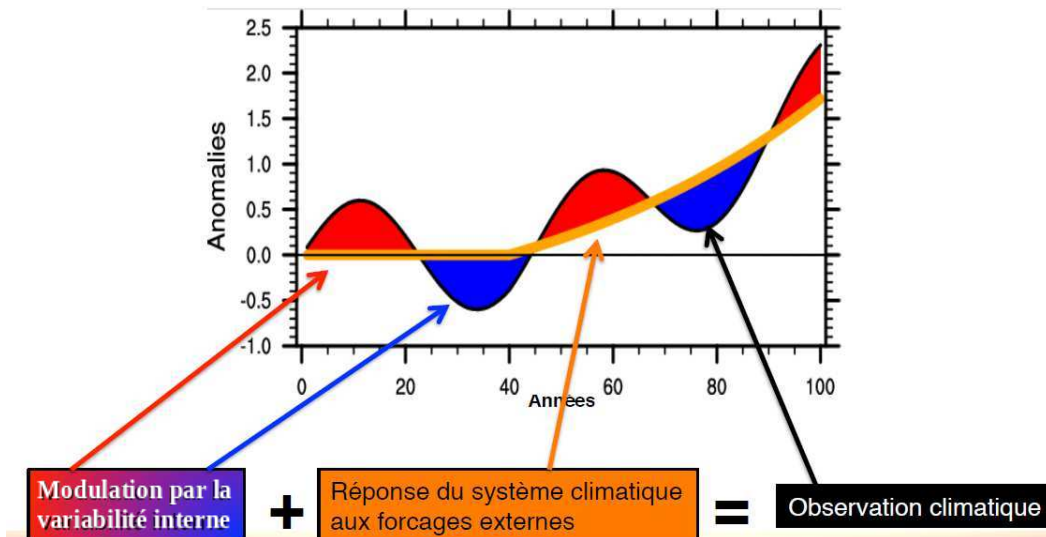
Dans cette thèse, nous nous intéressons à la variabilité décennale en Afrique de l'ouest et en particulier au Sahel au cours du XXe siècle et au début du XXIe siècle. En prenant l'exemple du Sahel, la [Figure 1.5](#) montre de fortes anomalies de précipitations à l'échelle de temps décennale. On remarque notamment des anomalies positives durant la décennie 1950-1960 caractérisant une période humide, suivies d'anomalies négatives très fortes durant les années 1970-1980, période sèche. Vers les années 2000 des anomalies positives, marquant le retour partiel de l'intensification de la mousson sont aussi observées. La longue période sèche des années 80 était l'événement climatique le plus important à l'échelle continentale africaine au cours du vingtième siècle (Rodríguez-Fonseca et al., 2015), et fait sans doute partie des changements climatiques les plus importants au niveau mondial (Trenberth and Shea 2006). Elle a engendré d'énormes dégâts environnementaux et des impacts socio-économiques négatifs (Kandji et al., 2006). L'intensification des précipitations de la période récente s'accompagne de l'augmentation des événements extrêmes (Taylor et al., 2017) occasionnant des inondations notoires dans certaines régions du Sahel notamment le Sénégal ([Figure 1.6](#)). Ainsi, il est important de comprendre les modulations des précipitations dans la région sahélienne afin de mieux les prévoir et d'atténuer leur impact socio-économique et environnemental.



**Figure 1.6** : Illustration des inondations à Dakar, Sénégal durant la saison de la MOA en Août 2022. Source : Plateforme médiatique LeQuotidien

Ces modulations de la mousson coïncident avec une émission importante d'aérosols anthropiques en Europe, en Asie et en Amérique du Nord en particulier durant la première moitié du XXe siècle et des GES à partir de la seconde moitié de cette période. La section suivante est destinée à comprendre les facteurs qui influencent les changements décennaux des précipitations au Sahel, particulièrement au cours du XXe siècle et au début du XXIe siècle.

### 1.3 Facteurs contrôlant la variabilité de la MOA dans la région Sahélienne à l'échelle de temps décennale



**Figure 1.7 :** Représentation schématique de l'évolution de la variabilité climatique en un point. Christophe Cassou, Séminaire GIEC, 2014.

La variabilité climatique observée résulte de deux sources de variabilité : la variabilité interne et la variabilité forcée (Cassou, 2013; Figure 1.7).

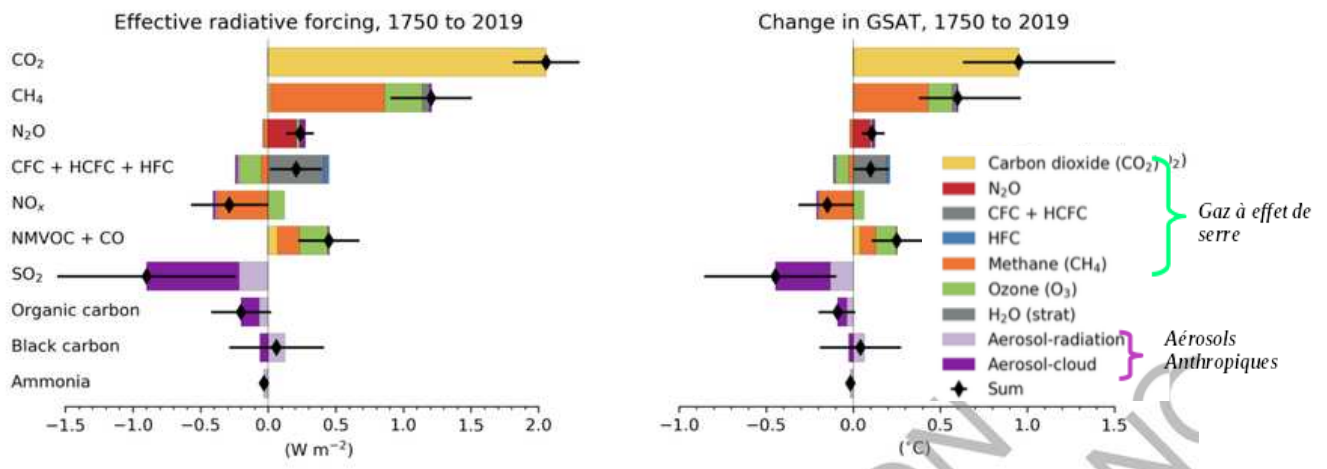
La variabilité interne est la variabilité naturelle produite par le système climatique à l'absence des forçages externes et à partir des processus intrinsèques à l'atmosphère, l'océan, la cryosphère et leurs interactions (Kay et al., 2015; Hyun et al., 2022; Nath et al., 2018; Cassou, 2013). Ces processus sont caractérisés par des échanges d'énergies et d'eau entre les composantes du système climatique de caractéristiques physiques différentes. Par exemple, l'océan caractérisé par sa forte capacité thermique et une circulation lente, contrairement à l'atmosphère caractérisé par une circulation très rapide, tandis que la surface continentale a une faible capacité de teneur en chaleur. Ces processus sont aussi caractérisés par la condensation de l'eau évaporée par les océans dans l'atmosphère à partir de la formation naturelle de nuages. Ces nuages n'apportent pas uniquement de la pluie dans les régions terrestres ou océaniques, car ils modulent naturellement le bilan radiatif de la Terre (e.g. Arking, 1991) à l'absence de forçage

externe. Pour rappel, ce bilan quantifie l'énergie reçue et perdue par le système climatique terrestre (Fourier, 1827).

Au-delà de sa variabilité interne, le système climatique réagit à la perturbation de son bilan radiatif due aux forçages externes en établissant un nouvel équilibre : Variabilité forcée. Ces forçages externes sont de deux catégories : les forçages naturels (Radiation solaire et volcan) et les forçages anthropiques (incluant GES, AER, leurs précurseurs) associés à l'activité humaine. Chacun d'eux est considéré comme un forçage externe, car ils existent en dehors du système climatique naturel et dépendent indépendamment de l'évolution du climat. Ils sont aussi appelés forçages radiatifs à cause de leur effet radiatif dans le système climatique. Ces forçages radiatifs peuvent directement modifier le bilan énergétique du système climatique : on parle d'effet radiatif direct. Cependant, ils n'ont pas uniquement cet effet direct, car ces forçages en particulier les aérosols interagissent avec les nuages par le biais de processus microphysiques, provoquant ainsi des changements ultérieurs de la température de surface ainsi que les précipitations (Li et al., 2018).

L'ensemble de ces effets radiatifs (directs ou via les nuages) sur le climat mondial peuvent être quantifiés en unités d'énergie supplémentaire, en watt par mètre carré ( $W/m^2$ ), entrant en haute atmosphère. En outre, comme illustré dans l'introduction générale, les forçages radiatifs sont de deux natures : forçages radiatifs positifs et négatifs. Un forçage radiatif positif tel que les GES (négatif tel que les AER) implique un changement d'équilibre tel que le système climatique gagne (perd) en énergie et la terre et l'océan se réchauffent (se refroidit). Ceci est parfaitement illustré dans la [Figure 1.8](#) montrant une estimation de l'effet radiatif de ces forçages à l'échelle du globe du début de période préindustrielle à nos jours. Durant cette période, les gaz à effet de serre ont réchauffé la terre avec un effet radiatif positif plus important pour le dioxyde de carbone ([Figure 1.8](#)). Ce réchauffement est partiellement compensé par l'effet radiatif négatif des aérosols (direct ou via les nuages) induisant le refroidissement de la terre au cours de cette période. L'effet des forçages ne se limite pas à moduler la température, car d'autres caractéristiques du climat comme les précipitations sont aussi contraintes par la perturbation du système climatique.





**Figure 1.8 :** Contribution des différents forçages externes au forçage radiatif et à l'évolution moyenne de la température de l'air en surface sur la période de 1750 à 2019. Source : Figure 6.12 du chapitre 6 du sixième rapport du GIEC (IPCC) publié en 2021.

Au regard de son impact dans la région sahélienne, l'origine des modulations décennales de la mousson ouest-africaine au cours de XXe siècle et au début du XXIe siècle suscite beaucoup de questions auprès de la communauté scientifique depuis quelques décennies. Dans le cadre de cette thèse, la suite de cette section se focalise sur l'influence de ces forçages externes et de la variabilité interne sur les modulations décennales de la mousson au Sahel. Ce point constitue l'un des deux principaux objectifs de cette thèse énumérés dans la [section 1.5](#).

### 1.3.1 Variabilité interne de la MOA au Sahel à l'échelle de temps décennale

À l'échelle de temps décennale, la variabilité climatique est généralement associée aux modulations lentes de la température de surface de l'océan (Sea Surface Temperature ou SST). Dans le cas de la mousson au Sahel en particulier, les nombreuses études sur l'origine des modulations décennales de ce phénomène au cours du vingtième siècle supportent le rôle

important de la SST de divers secteurs océaniques (Martin et al., 2014; Mohino et al., 2011; Rodríguez-Fonseca et al., 2011).

Dans l'Atlantique nord, la variabilité de la SST appelée variabilité multidécennale de l'Atlantique (ou Atlantic Multidecadal Variability - AMV) est souvent mise en évidence en tant que principal moteur des modulations décennales de la MOA au Sahel (Martin et al., 2014; Rodríguez-Fonseca et al., 2011). Elle est caractérisée par des changements de température à grande échelle dans l'Atlantique Nord avec une périodicité d'environ 50-70 ans (Martin et al., 2014). Plusieurs études suggèrent que l'AMV est physiquement liée à la variabilité lente de la circulation de retournement méridienne dans l'Atlantique (AMOC) (Kim et al., 2008; Yan et al., 2019; Zhang et al., 2019). La phase positive (négative) de l'AMV, associée à une SST plus chaude (plus froide) que la moyenne dans l'océan Atlantique Nord (Sud) coïncide avec la période humide (période sèche) dans le Sahel (Mohino et al., 2011; Cassou, 2013). Sa phase positive induit en effet un déplacement de la ZCIT vers le nord et à l'intensification du SHL. À l'opposé, sa phase négative favorise une limitation de la ZCIT au sud relativement à sa localisation moyenne (Martin et al., 2014; Knight et al., 2006; Rodríguez-Fonseca et al., 2011; Mohino et al., 2011).

Les variations interhémisphériques de la température de surface dans l'océan Pacifique influencent aussi les modulations de la mousson au Sahel (Villamayor et Mohino, 2015; Mohino et al., 2011). À l'échelle de temps décennale, le mode de variabilité dans ce bassin est plus connu sous le nom de l'oscillation inter-décennale du Pacifique (Interdecadal Pacific Oscillation - IPO). Son impact sur la variabilité de la mousson est moins important que celui de l'AMV (Villamayor et Mohino, 2015). Par ailleurs, l'AMV et IPO pourraient s'influencer (Zhang et al., 2019).

Dans l'optique de comprendre l'origine des changements de la SST observée, des modèles climatiques (décrits dans la [section 2.1](#)) ont été utilisés dans de nombreuses études. Certaines d'entre elles attribuent ces modes de variabilité océanique à la variabilité interne du système climatique (Villamayor et Mohino, 2015; Zhang et al., 2019). Zhang et al. (2019) montrent que la variabilité interne d'origine océanique notamment l'AMOC est un facteur clé de l'AMV observée. Ainsi, les modulations décennales de la mousson au Sahel ont donc une origine interne au système climatique, liée aux modulations basses fréquences du contenu thermique des grands bassins océaniques (Zhang et al., 2019).

Cependant, il n'y a pas de consensus sur l'attribution de la variabilité de la SST à la variabilité interne. Le rôle des forçages externes sur l'AMV, et par conséquent sur la mousson au Sahel au cours du vingtième siècle ne semble pas être marginal (Bellomo et al., 2018 ; Booth et al., 2012a ; Mann et al., 2021). En effet, les forçages externes peuvent moduler les précipitations décennales en augmentant ou diminuant la température de surface de l'océan par leurs effets radiatifs : on parle d'effet externe via l'océan (Hirasawa et al., 2022 ; 2020 ; Zhang et al., 2022).

### **1.3.2 Variabilité forcée de la MOA au Sahel à l'échelle de temps décennale**

Comme évoqué dans la [section 1.2](#), les modulations décennales de la mousson au Sahel sont aussi marquées par la longue période de sécheresse vers les années 80. Cet épisode ne résulte pas uniquement d'une variabilité naturelle du climat, car les forçages externes d'origine anthropique y ont significativement contribué (i.e Biasutti et Giannini, 2006). Biasutti et Giannini (2006) considèrent que leur contribution est une réponse de l'atmosphère aux anomalies de la température de surface de l'océan dues à ces forçages externes : Effet externe via l'océan. En effet, comme nous l'avons indiqué précédemment, les GES induisent un réchauffement global de la Terre incluant ainsi une augmentation de la température de surface sur les divers bassins océaniques. Ce réchauffement est cependant partiellement compensé dans l'hémisphère nord par l'effet refroidissant des aérosols anthropiques émis en Europe, en Asie et en Amérique du Nord. Les GES et les aérosols anthropiques établissent ainsi un gradient nord/sud anormal sur la SST dans l'Atlantique tropical (Hua et al., 2019 ; Biasutti et Giannini, 2006) avec des températures plus élevées dans l'hémisphère sud. Un tel gradient réduit le flux de mousson au Sahel en poussant la ZCIT vers l'hémisphère sud anormalement réchauffé (Hua et al., 2019). En outre, la contribution de chacun de ces forçages sur les modulations passées des précipitations sahéliennes a également fait l'objet de plusieurs études visant à mieux les attribuer.

Des études récentes comme Hirasawa et al. (2022) soutiennent que les GES ont peu contribué à la sécheresse au Sahel vers les années 80, mais contribuent à la reprise de l'intensification des précipitations vers les années 2000 (Hirasawa et al., 2022 ; 2020). La contribution de GES sur la reprise des pluies au Sahel est supposée être une réponse rapide de

l'atmosphère à l'effet radiatif de ce forçage : c'est la réponse atmosphérique directe des GES impliquant leur effet radiatif direct ou avec les nuages (Dong et Sutton, 2015). En effet, les GES peuvent induire un renforcement du contraste thermique entre l'océan et la région nord de l'Afrique, en réchauffant cette dernière via son effet radiatif sur le climat. Ce contraste thermique renforcé favorise l'apport d'humidité vers le continent et en conséquence un renforcement de la convection profonde dans la ZCIT (Dong et Sutton 2015; Gaetani et al. 2017; Haarsma et al. 2005). Selon Herman et al. (2020), l'effet des GES sur les modulations des précipitations au Sahel n'est pas suffisant pour expliquer cette récente intensification des précipitations dans cette région vers les années 2000, ce qui implique l'influence des autres forçages externes ou la variabilité interne. Par ailleurs, très peu d'études s'intéressent à l'impact des GES sur les modulations décennales des précipitations de mousson au Sahel durant tout le XXe siècle. Nous proposons dans cette thèse d'élargir cette vision en évaluant son impact sur une décennie à une autre durant tout le XXe siècle et le début du XXIe siècle.

L'émission anthropique des AER dans l'hémisphère nord est un autre candidat pour expliquer les modulations de la mousson au Sahel (Booth et al., 2012; Giannini et Kaplan, 2019; Herman et al., 2020; Hirasawa et al., 2020; Zhang et al., 2022). Les AER peuvent influencer ces modulations via la réponse atmosphérique directe, impliquant leur effet radiatif direct et avec les nuages, ou en impactant l'évolution de la température de surface des océans (Effet externe via l'océan). Par exemple, selon Booth et al. (2012), la période sèche des années 80 a été influencée par les AER. De plus, ils soutiennent que ces derniers provoquent un refroidissement de la température de surface de l'Atlantique Nord, ce qui induit une limitation du déplacement vers le nord de la ZCIT. La période d'intensification des précipitations au cours de laquelle l'émission des AER a été réduite a aussi été associée aux AER anthropiques (Hirasawa et al., 2021). En effet, ils induisent, durant cette période, un réchauffement relatif dans l'Atlantique nord suivi d'une migration de la ZCIT vers le nord (Hirasawa et al., 2020). Certaines études soutiennent que la période sèche des années 80 résulte de l'effet atmosphérique direct des AER (Hirasawa et al., 2020). Dong et Sutton (2015) suggèrent que cette dernière est l'un des principaux facteurs expliquant la récente reprise des précipitations. En outre, la majeure partie des études sur le rôle des AER anthropiques se focalise sur une période spécifique de la seconde moitié du vingtième siècle alors que l'effet radiatif de l'émission anthropique de ce forçage est importante du début de la période industrielle à nos jours (Figure 1.8). Ainsi quelle est l'empreinte de ce forçage sur

les modulations décennales de la MOA au Sahel au cours de toute la période du vingtième siècle?

En somme, l'attribution des modulations décennales de la MOA dans la région Sahélienne demeure une question ouverte. La plupart des études se focalisent sur la contribution des aérosols anthropiques ou des gaz à effet de serre durant la période sèche vers les années 80 et la période de reprise vers les années 2000. Cependant il existe d'autres forçages comme les volcans qui pourrait bien y contribuer. Les conclusions de ces études dépendent généralement du modèle (Biasutti, 2013 ; Giannini et Kaplan, 2019), avec des incertitudes importantes sur la distinction des contributions des différents forçages aux modulations des précipitations au Sahel (Dong et Sutton, 2015 ; Hirasawa et al., 2020 ; Monerie et al., 2017).

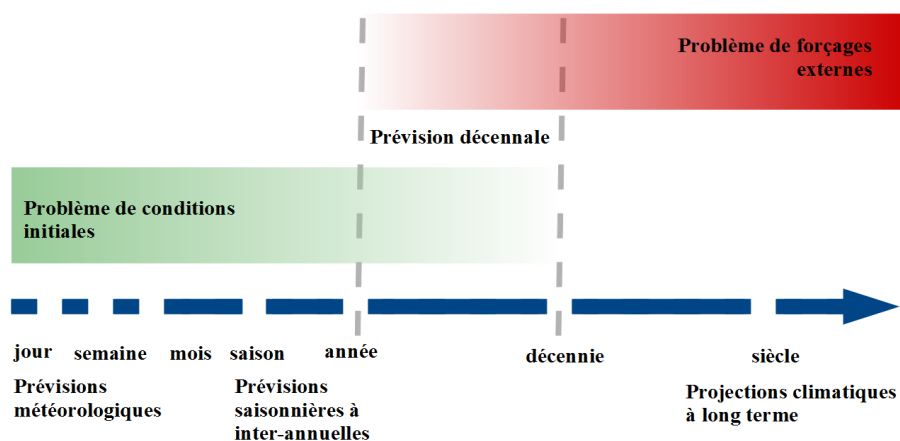
La détectabilité du rôle des forçages externes et de la variabilité interne sur ces modulations décennales de la mousson pendant tout le vingtième siècle pourrait être bénéfique pour mieux comprendre leur contribution à l'échelle de temps décennale. En effet, comme montré précédemment, l'AMV caractérisé par une périodicité de 50 à 70 représente le moteur principal des modulations décennales de la MOA au cours du vingtième siècle. Ainsi, il est important d'évaluer l'impact des facteurs internes et externes sur la MOA sur une fenêtre temporelle longue tenant en compte la périodicité des modes océaniques qui la caractérisent. Il serait pertinent de réaliser une telle évaluation à partir d'un ensemble de modèles climatiques afin d'assurer la robustesse des conclusions. Par ailleurs, les prévisions décennales pourront également approfondir la compréhension des modulations décennales de la mousson et sa prévisibilité.

## **1.4 Prévision de la variabilité climatique à l'échelle de temps décennale**

### **1.4.1 Définition et concept de la prévision climatique à l'échelle de temps décennale**

Au cours de ces deux dernières décennies, les besoins d'information climatique à moyen terme ont donné naissance à une nouvelle branche émergeant dans le domaine de la science du

climat : la prévision décennale (Smith et al., 2007; Meehl et al., 2009). Les prévisions décennales furent l'une des principales nouveautés du cinquième rapport du Groupe Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat publié en 2014. Elles visent à prévoir les modulations climatiques à l'échelle du globe ou continentale sur une période de 10 à 30 ans (Échelle de temps décennale) à l'aide d'un **modèle climatique** (Meehl et al., 2009). Ainsi, ce type de prévision se situe entre les prévisions à court terme telles que les prévisions météorologiques/saisonniers et celles à long terme appelées projections climatiques (Figure 1.9) (Meehl et al., 2009 ; Kirtman et al., 2013). Nous allons décrire les prévisions à court terme et les projections climatiques ainsi que la particularité de la prévision décennale par rapport à ces dernières.



**Figure 1.9** : Prévisions climatiques en passant des problèmes de condition initiale à la courte échelle de temps (jour, mois et saison) à des problèmes de condition aux limites à la longue échelle de temps (Meehl et al., 2009 ; Boer et al., 2016; Kirtman et al., 2013)

Les prévisions à court terme s'intéressent aux variations du système climatique à l'échelle météorologique (heure, jour, semaine). Elles nécessitent une estimation précise de l'état initial du climat (Meehl et al., 2009; Kirtman et al., 2013). Elles sont en effet soumises principalement aux conditions initiales du système, caractéristiques de la variabilité interne (Meehl et al., 2009). Ces prévisions sont peu sensibles aux scénarios d'émissions anthropiques (Laprise, 2007; Kirtman et al., 2013) car la variabilité climatique à cette échelle de temps dépend peu de

l'influence de l'émission anthropique des forçages externes qui agit souvent à plus long terme (Meehl et al., 2009; Kirtman et al., 2013). Elles peuvent néanmoins être sensibles aux changements rapides de certains agents de forçage à courte durée notamment les éruptions volcaniques (Shindell et al., 2012).

À l'extrême inverse en terme d'échéance temporelle, les projections climatiques décrivent comment les évolutions futures des émissions anthropiques des forçages externes, en particulier GES et AER, influencent le climat de l'échelle de plusieurs décennies à quelques siècles (long terme) (van Oldenborgh et al., 2012; Meehl et al., 2009). Elles sont principalement élaborées à partir des seuls effets de perturbations de l'équilibre radiatif induites par l'évolution de ces émissions anthropiques. On parle de prévisibilité associée aux conditions aux limites imposées au système (Meehl et al., 2009; Kirtman et al., 2013). Ces projections ont une faible dépendance aux conditions initiales (Kirtman et al., 2013).

À l'échelle de temps décennale, l'information climatique résulte d'une superposition de la réponse du système climatique aux forçages externes et à la variabilité interne (Gaetani et Mohino, 2013). Ceci donne une particularité et une complexité de sa prévisibilité. En effet, les prévisions décennales de la variabilité climatique nécessitent une bonne estimation de la réponse aux forçages externes et de la variabilité interne dans les modèles climatiques (Cassou, 2013). Elles sont donc contraintes par des conditions initiales et des conditions aux limites (van Oldenborgh et al., 2012; Cassou, 2013; Gaetani et Mohino, 2013; Kirtman et al., 2013). De telles prévisions présentent un challenge scientifique et technique.

La variabilité lente du système climatique telle que celle de l'océan (i.e SST comme décrit dans la [section 1.3](#)) est le moteur principal lié aux variations décennales du climat. La mémoire du système climatique à l'échelle décennale est ainsi attribuée à l'océan (Smith et al., 2007; Cassou, 2013). Des études comme Smith et al. (2007) et Pohlmann et al. (2009) partent de ces connaissances scientifiques pour suggérer des expériences innovantes basées sur les observations océaniques. La philosophie caractérisant ce type de prévision, appelé "prévisions initialisées" dans le cadre de cette thèse, consiste à partir d'un état climatique proche de la variabilité océanique observée (Kirtman et al., 2013). Ceci est crucial pour produire physiquement des conditions initiales reflétant l'état observé aussi fidèlement possible et maximiser les scores de prévisions. Les variables océaniques observées sont ainsi injectées dans les modèles climatiques pour construire un état initial le plus proche possible de l'état océanique

observé à partir duquel les prévisions peuvent commencer. On parle d'initialisation (Smith et al., 2007; Meehl et al., 2009; Taylor et al., 2012). Cependant, les données d'observations océaniques sont rares dans l'espace et dans le temps, en particulier dans l'océan profond, ce qui est un véritable défi pour avoir des conditions initiales proches des observations (Bilbao et al., 2021). Pour cette raison, certains groupes de modélisation utilisent de nos jours une approche des prévisions initialisées consistant à utiliser les conditions initiales de l'océan (la température et la salinité) ainsi que de l'atmosphère et les glaces de mer.

À cause de l'imperfection des modèles couplés, il existe généralement une différence ou biais entre l'état climatique moyen observé et celui simulé à partir d'un modèle. Dans les prévisions initialisées, certains groupes de modélisation initialisent les modèles à partir d'une approche appelée "full-field". Cette approche consiste à ramener le modèle vers les observations par une assimilation de données d'observation brutes (Pohlmann et al., 2009). Cette approche permet potentiellement d'éliminer le biais du modèle et de l'amener vers l'état moyen des observations (Smith et al., 2013). Cependant, au cours de ces prévisions, le modèle climatique n'est plus contraint par les observations et il dérive vers son état climatique "préféré" (Nadiga et al., 2019; Boer et al., 2016; Bilbao et al., 2021). Cette dérive masque potentiellement le signal prévu ou à prévoir. Elle doit donc être corrigée grâce à un traitement de données statistiques a posteriori (Kharin et al., 2012; Doblas-Reyes et al., 2013). D'autres études sur les prévisions décennales (Smith et al., 2007; Pohlmann et al., 2009; Smith et al., 2013) utilisent une approche d'initialisation en anomalie (Pierce et al., 2004). Dans cette approche, le modèle est contraint par des anomalies observées et ne s'écarte donc pas de son état climatique préféré. Ceci permet aussi de contraindre la variabilité basse fréquence du modèle. Les biais du modèle sont alors présents tout au long du processus de prévision. Ils sont pris en compte dans l'ensemble de membres des prévisions initialisées (Smith et al., 2013), présenté dans le paragraphe suivant. Par ailleurs, les prévisions initialisées en full-field ou en anomalie peuvent être affectées par un choc initial. Ce dernier désigne le changement brusque qui se produit au moment où l'initialisation est relaxée, en raison de l'ajustement du modèle climatique aux conditions initiales et/ou de l'incompatibilité entre les conditions initiales des différentes composantes du modèle (Bilbao et al., 2021). Le choc initial peut parfois faire partie de la dérive des prévisions et peut même conditionner son développement (Sanchez-Gomez et al., 2016). Ainsi l'existence de tel choc initial peut compromettre la qualité des prévisions initiales. De plus l'avantage d'utiliser une de



deux approches d'initialisation n'est pas clair sur la prévision décennale de la variabilité climatique en termes d'amplitude et de chronologie (Bilbao et al., 2021).

Malgré l'initialisation, les prévisions initialisées sont naturellement contraintes par des incertitudes résultant de la nature chaotique de l'atmosphère, le biais introduit par l'imperfection des modèles climatiques et une connaissance imparfaite de l'état initial du système climatique (Smith et al., 2019). La gestion de ces incertitudes dans ces prévisions aide à prendre de meilleures décisions quant à l'opportunité d'agir ou non, compte tenu de la capacité de prévision d'un événement climatique à l'échelle décennale. Pour prendre en compte ces incertitudes, les systèmes de prévisions utilisent la méthode d'ensemble, où un ensemble de simulations de prévisions indépendantes avec des conditions initiales légèrement différentes est généré en utilisant un ou plusieurs (dans l'approche multimodèle) modèles climatiques (Hawkins et Sutton, 2009; Germe et al. 2018). Chacune de ces simulations fournit sa propre évolution climatique résultant d'un échantillonnage de la variabilité chaotique (signal imprévisible) et les incertitudes sur les conditions initiales. Prendre une moyenne d'ensemble permet de réduire ces incertitudes et le bruit imprévisible en mettant en évidence le signal prédit par le modèle.

### **1.4.2 Évaluation des prévisions de la MOA à l'échelle de temps décennale**

La qualité des prévisions décennales est évaluée en estimant la performance ainsi que la fiabilité des systèmes de prévision (Kirtman et al., 2013). Dans ce sens, de nombreuses études ont été conduites pour évaluer les prévisions des modèles climatiques à l'échelle de temps décennale à partir du climat passé (Smith et al., 2019; Gaetani et Mohino, 2013; Pohlmann et al., 2009; Mignot et al., 2016; Mohino et al., 2016; Smith et al., 2019; van Oldenborgh et al., 2012; García-Serrano et al., 2015; Delgado-Torres et al., 2022; Smith et al., 2007; Meehl et al., 2009). Cette évaluation est généralement effectuée en comparant la moyenne d'ensemble des **prévisions initialisées** et des **simulations historiques**, dans lesquelles la variabilité interne n'est pas phasée, par rapport aux observations à l'aide de métriques statistiques appelées scores de prévision. Elle permet ainsi d'évaluer la performance des systèmes de prévision par la capacité des modèles à prévoir l'amplitude et/ou la chronologie de la variabilité observée, ainsi que l'impact de l'initialisation sur la prévision des variables climatiques à l'échelle locale et globale.

Elle permet également d'évaluer les incertitudes des systèmes de prévision afin de définir leur fiabilité.

Les scores de prévision de la température de surface sont généralement significatifs (ou prévisible) dans l'Atlantique au cours de la seconde moitié du vingtième siècle. Par contre, ils sont moins importants et non significatifs (ou pas prévisible) dans le Pacifique dans les modèles du cinquième exercice d'intercomparaison des modèles couplés (en anglais : Coupled model intercomparison project phase 5, CMIP5) à toutes les échéances de prévision (Bellucci et al., 2015; Doblas-Reyes et al., 2013). Ces scores à l'échelle des bassins océaniques sont améliorés dans les modèles du sixième exercice d'intercomparaison des modèles couplés (CMIP6) (Borchert et al., 2021; Delgado-Torres et al., 2022). La performance des prévisions décennales de ces différentes générations de MCG a été attribuée à l'initialisation des modèles climatiques (Delgado-Torres et al., 2022; García-Serrano et al., 2015; Pohlmann et al., 2009). Cependant, Borchert et al. (2021) suggèrent que la performance des prévisions des modèles CMIP6 par rapport à CMIP5 dans la gyre subpolaire atlantique vient majoritairement des forçages externes.

Les précipitations sont généralement moins prévisibles que la température de surface des océans à l'échelle de temps décennale. Ceci est vrai dans la moyenne d'ensemble CMIP5 (Bellucci et al., 2015) ainsi que dans celle de l'ensemble CMIP6 (Delgado-Torres et al., 2022). Le Sahel est une des seules régions du globe montrant une prévisibilité des précipitations sur quelques années (Yeager et al., 2018). En effet, comme décrit plus haut, la mousson ouest-africaine est modulée à l'échelle de temps décennale sous l'effet de la variabilité océanique et des forçages externes. Cette variabilité décennale confère une certaine prévisibilité dans cette région. Gaetani et Mohino (2013) montrent des scores de prévision significatifs dans les prévisions initialisées de l'ensemble CMIP5 seulement à relativement longue échéance (6 à 9 ans). Delgado-Torres et al. (2022) en se focalisant sur la courte échéance (1 à 5 ans) montrent un score significatif dans certaines zones du Sahel dans l'ensemble CMIP6. Ils suggèrent, cependant, que ceci pourrait dépendre de l'échéance de prévisions. Ces performances ont été attribuées à l'effet de l'initialisation des modèles (Gaetani et Mohino, 2013; Martin et Thorncroft, 2014; Delgado-Torres et al., 2022; Otero et al., 2016), ce qui implique que la prévisibilité de ces pluies vient de l'océan.

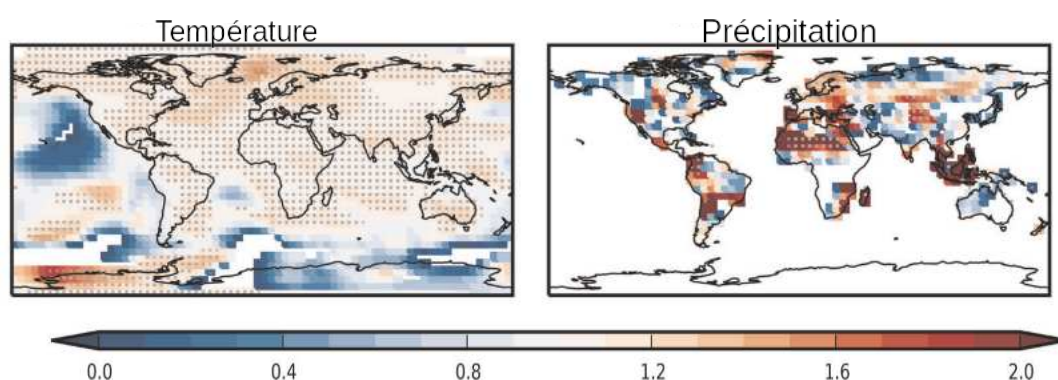
L'analyse des modèles individuels de l'ensemble CMIP5 sur les prévisions décennales suggère que les scores de prévision des précipitations au Sahel dans les prévisions initialisées

dépendent des modèles (Gaetani et Mohino, 2013; Otero, Mohino, et Gaetani, 2016; García-Serrano et al., 2013). Est-ce le cas pour les modèles CMIP6? Martin et Thorncroft (2014) soutiennent que seuls les modèles capables de simuler de manière réaliste le lien entre les précipitations au Sahel et la température de surface des océans donnent des scores de prévisions potentiellement importants dans les prévisions initialisées. Par ailleurs, au cours de la seconde moitié du vingtième siècle, on remarque une contribution des forçages externes sur les modulations décennales de la mousson au Sahel dans les modèles CMIP6 (Section 1.3). Est ce que cela se traduit par des scores de prévision significatifs dans les simulations historiques de l'ensemble CMIP6? Qu'est ce que les prévisions initialisées apportent au-delà des scores de prévision obtenues de ces simulations historiques?

Bien que les variables climatiques telles que la température de surface des océans et les précipitations au Sahel semblent être prévisibles à l'échelle de temps décennales dans les systèmes de prévision des modèles CMIP5 et CMIP6, les utilisateurs ont besoin d'estimer la fiabilité de ces prévisions (Doblas-Reyes et al., 2013). Le mot "fiabilité" désigne dans le contexte des prévisions décennales la prise en compte des incertitudes dans les systèmes de prévisions par rapport au signal que l'on cherche à prévoir. Les incertitudes sont liées à la nature chaotique du système climatique et à la nature physique des modèles. Ainsi, la fiabilité peut être évaluée en estimant la dispersion des membres qui constituent la prévision (on parle de bruit) des systèmes de prévision par rapport à la trajectoire de leur moyenne (signal prédit) : on parle de rapport signal/bruit (i.e Weisheimer et al., 2019; Scaife et al, 2018). Ce rapport permet de définir la fiabilité et est évalué dans certaines études, comme Weisheimer et al. (2019) et Smith et al. (2019), à partir des différentes métriques statistiques évaluant le rapport de variance entre signal prévisible et le bruit imprévisible d'un système de prévision en tenant compte de la capacité de ce dernier à prévoir le signal observé.

Dans la moyenne d'ensemble des modèles CMIP5, les prévisions de la température de surface de l'océan en particulier dans l'Atlantique Nord ne sont pas fiables (Doblas-Reyes et al., 2013 ; Smith et al., 2019) dans les prévisions initialisées. Par exemple, Smith et al. (2019) évaluent dans la [figure 1.10](#), le rapport signal/bruit en utilisant la métrique statistique RPC (Ratio of predictable components ; décrite dans la [section 2.4.11](#)). Le ratio RPC permet d'évaluer le rapport entre le signal prévisible et le bruit simulé à partir d'un ensemble de simulations d'un système de prévision, ce qui implique une estimation de la dispersion des

membres. Cette métrique prend aussi en compte la capacité du système de prévision à prévoir le signal prévisible des observations (Weisheimer et al., 2019). Ces études montrent que le RPC des prévisions initialisées de la température de surface est supérieur à 1 sur la majorité des régions océaniques et continentales telles que l'Atlantique nord et l'Afrique, respectivement (Panneau à gauche, [figure 1.10](#)). Ceci suggère que la moyenne d'ensemble des modèles prédit mieux le signal prévisible des observations que son propre signal. Ceci signifie que les prévisions de température ne sont pas fiables dans ces régions, car les membres de prévision sont trop dispersés, c'est-à-dire qu'ils présentent trop de bruit par rapport au signal prévisible (Weisheimer et al., 2019). Cette dispersion semble être largement plus importante sur la prévision des précipitations tropicales et en particulier au Nord de l'Afrique où le ratio RPC est largement supérieur à 1 (Panneau à droite, [figure 1.10](#)). Cela pourrait être considéré comme une lacune mettant en doute la qualité des systèmes de prévision de la moyenne multimodèle de l'ensemble CMIP5 sur la prévision décennale de la température et des précipitations en particulier en Afrique (Smith et al., 2019; Weisheimer et al., 2019). Par ailleurs, on pourrait se demander quelle fiabilité peut-on accorder aux prévisions décennales de la nouvelle génération de modèle CMIP6 en particulier sur les précipitations au Sahel? L'initialisation contribue-t-elle à la fiabilité de ces prévisions? Ces questions sont au cœur des objectifs de cette thèse.



**Figure 1.10** : Rapport des composantes prévisibles (en anglais Ratio of predictable components, RPC) entre les observations et la moyenne d'ensemble des modèles CMIP5 sur les prévisions décennales de la température de surface terrestre et des précipitations. Extrait de Smith et al. (2019).

## **1.5 Objectifs**

Cette thèse s'oriente sur deux objectifs principaux :

Le premier consiste à **évaluer la contribution des forçages externes et de la variabilité interne sur les modulations décennales de la mousson ouest-africaine dans la région Sahélienne au cours du vingtième siècle et au début du vingt-et-un siècle** en se basant sur des expériences proposées lors de la sixième phase du projet d'intercomparaison des modèles couplés. Les objectifs secondaires de cette partie sont de :

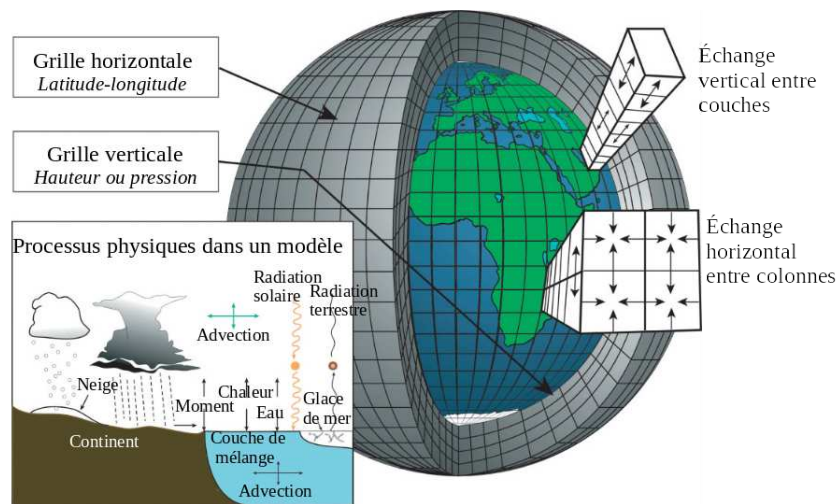
- Quantifier l'effet relatif de la variabilité interne et des forçages externes d'origine naturelle et d'origine anthropique sur la variabilité observée;
- Déterminer le forçage externe dominant en distinguant notamment les forçages d'origine naturel (Volcan et solaire) et ceux d'origine anthropique (GES, les aérosols anthropiques et l'ozone stratosphérique) ;
- Analyser le mécanisme associé aux modulations de la mousson en réponse du(des) forçage(s) individuel(s) dominant(s).

Le second objectif principal de cette thèse consiste à **évaluer la qualité des prévisions initialisées** de la mousson ouest-africaine à l'échelle de temps décennale dans les modèles CMIP6, **en termes de performance et de fiabilité**. Dans cette partie il s'agit d' :

- Analyser les performances des prévisions initialisées par la quantification de leur capacité de prévoir l'amplitude et la chronologie de la MOA à l'échelle décennale dans les modèles CMIP6 ;
- Évaluer la fiabilité ces prévisions;
- Analyser l'impact de l'initialisation sur la performance et la fiabilité des prévisions initialisées des modèles CMIP6.

## 2. Modèles, Simulations et méthodes statistiques

### 2.1 Les modèles de circulation générale couplés

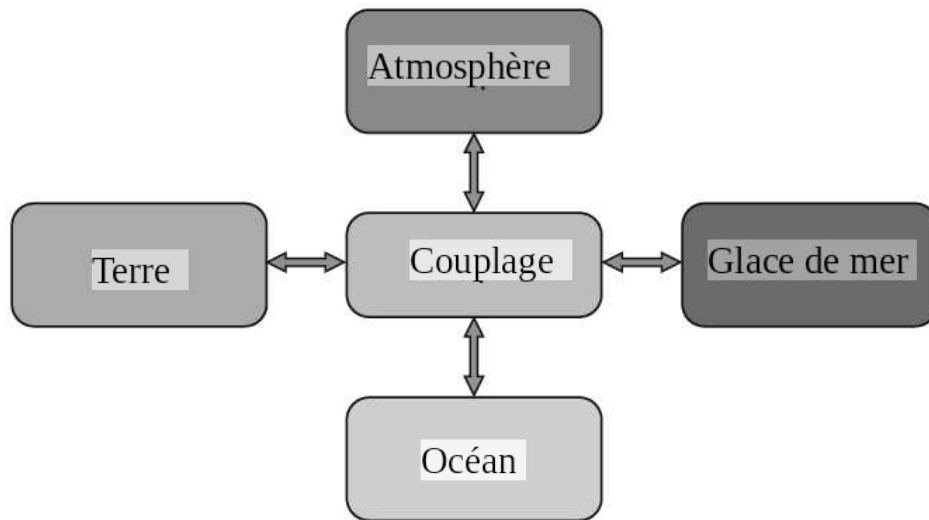


**Figure 2.1** : Représentation schématique d'un MCG (Edwards 2011).

Les modèles de circulation générale (MCG) de l'océan et de l'atmosphère sont utilisés pour reconstruire les échanges de chaleur, d'eau douce et l'interaction entre ces 2 composantes du système climatique et ainsi que les modulations climatiques passées et futures sur le globe. Ils utilisent pour la résolution d'équations fondamentales des lois et principes de physique qui régissent la dynamique et la thermodynamique de ces fluides (Edwards, 2011 ; Reichler et al., 2008). Ils visent à représenter le mieux possible le système climatique dans une grille tridimensionnelle globale, incorporant les échanges d'eau et d'énergies entre ses différentes composantes (Figure 2.1). Le modèle de circulation générale atmosphérique (MCGA) était le plus couramment utilisé jusqu'au milieu des années 1980 environ, lorsque les modèles de circulation générale couplés atmosphère-océan (MCGAO) ont commencé à s'imposer dans la communauté des modélisateurs du climat (McGuffie et al., 2011). En effet, les MCGAO jouent un rôle privilégié, car ils visent à intégrer l'ensemble des processus potentiellement importants pour la météorologie ou le climat. De nos jours, les modèles climatiques incluent également un module de surface continentale, de glace de mer et parfois de biogéochimie marine.

Les MCGAO aussi appelés MCG couplés, visent à représenter tous les mécanismes qui gouvernent les processus internes et les interactions entre les composantes du modèle notamment l'atmosphère et l'océan (Meehl et al., 1997) en ajoutant une nouvelle connexion dans le modèle : le couplage (Figure 2.2) (Tehrani et al., 2022). Les MCG couplés sont ainsi constitués de deux MCG notamment d'un MCG atmosphérique (MCGA) et d'un MCG océanique (MCGO), ainsi que leur couplage.

De nos jours, les MCG couplés sont devenus des outils très puissants qui cherchent à simuler des variations climatiques observées à l'aide d'un supercalculateur. Pour cela, ces modèles nécessitent une bonne représentation de l'ensemble des processus du système climatique de la plus petite échelle à l'échelle globale. La résolution des modèles est donc très importante pour représenter explicitement ces processus. Notons que la haute résolution est aussi plus coûteuse, et ne fait pas tout : quelle que soit la résolution, il y aura toujours des processus non résolus. Pour ces raisons, les modèles ont besoin d'un ensemble de paramètres pour représenter ces processus non résolus à l'échelle de la grille. Cependant, la paramétrisation de certains processus du système climatique réel tel que l'effet des aérosols sur la formation des nuages est un véritable défi pour la modélisation climatique et une source d'incertitudes importante pour les MCG.



**Figure 2.2** : Représentation simplifiée des différentes composantes du modèle MCGAO et de leurs interactions (Tehrani et al., 2022)

Grâce aux projets d'intercomparaison des modèles couplés (CMIP), les MCG couplés sont évalués dans l'objectif de les comparer entre eux et de les améliorer (Pascoe et al. 2019). Cette thèse se base sur l'analyse de la dernière génération de MCG couplés proposés lors de l'exercice CMIP6.

## 2.2 Le projet CMIP6

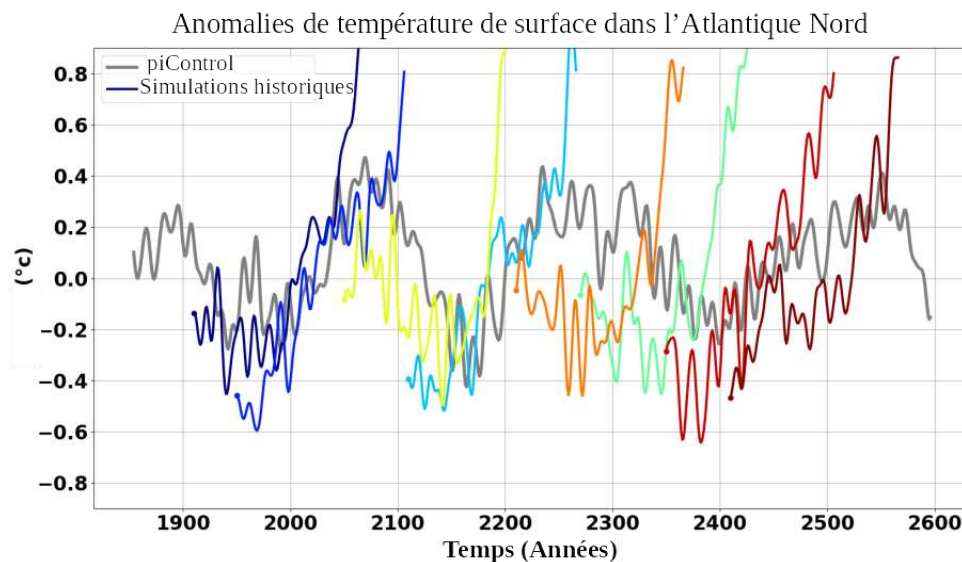
Depuis deux décennies, les projets CMIP sont réalisés sous l'auspice du programme World Climate Research Programme (WCRP). Ils consistent en la comparaison d'un ensemble de modèles couplés effectuant des expériences identiques afin de comprendre les changements climatiques passés, présents et futurs résultant à la variabilité naturelle ou des forçages externes (Eyring et al., 2016). Le dernier projet CMIP récemment réalisé, CMIP6 vise à adresser les principales questions suivantes :

- Comment le système climatique répond-il aux forçages d'origine naturelle et anthropique ?
- Quelles sont les origines et les conséquences des biais des modèles?
- Comment peut-on analyser les futurs changements climatiques compte tenu de la variabilité climatique interne, de la prévisibilité et des incertitudes dans les



scénarios ?

Pour cela, différents types de simulations coordonnées dans le cadre du projet CMIP6 sont réalisées par des centres de modélisation (Eyring et al., 2016). Parmi eux on peut citer les simulations de contrôle en conditions pré-industrielles, les simulations historiques, les simulations “détection et attribution” et les simulations rétrospectives initialisées.



**Figure 2.3** : Anomalies de la température moyenne dans l'Atlantique Nord à partir de la simulation piControl (courbe grise) et des simulations historiques (courbes en multiples couleurs) en fonction du nombre d'année de réalisation de ces simulations pour le modèle IPSL-CM6A-LR.

### 2.2.1 Simulations de contrôle en conditions préindustrielles

Les simulations de contrôles en conditions préindustrielles, aussi appelées simulations piControls sont basées sur des MCG couplés forcés avec des conditions préindustrielles non évolutives. Ces conditions sont conçues pour caractériser l'état climatique avant le début de la période industrielle à l'échelle globale. Elles ont pour intérêt de mettre en évidence la variabilité naturelle du système climatique sans effets des forçages externes. Cette période préindustrielle est référencée dans les CMIP à l'année 1850. La durée minimale recommandée aux différents groupes de modélisation pour cette expérience est de 500 ans (Pascoe et al., 2019; Eyring et al., 2016), qui doivent être précédés d'une période d'ajustement suffisamment longue pour que le

climat représenté soit à l'équilibre. Pour chaque modèle, cette simulation permet de caractériser et de quantifier les modulations internes du climat, des échelles de temps journalières aux centennales uniquement dues aux interactions entre les composantes du système climatique. En outre, à titre d'exemple de simulation piControl, nous montrons dans la [Figure 2.3](#) (en gris) celle du modèle IPSL-CM6A-LR sur la température moyenne dans l'Atlantique Nord. Pour ce modèle, les modulations internes de cette dernière sont principalement caractérisées par une variabilité centennale.

### 2.2.2 Simulations historiques

Pour chaque modèle participant à l'exercice CMIP6, un ensemble de simulations (ou membres) historiques s'étendant de 1850 à 2014 est réalisé. Les simulations historiques individuelles sont forcées par l'évolution observée dans les forçages externes anthropiques (aérosols, gaz à effet de serre, ozone stratosphérique et changements liés à l'usage des terres) et naturels (radiation solaire et aérosols d'origine volcanique) sur la période dite historique qui couvre les années mentionnées ci dessus (Gillett et al., 2016). Leur conditions initiales sont prises à partir de différentes dates de la simulation piControl afin de mieux échantillonner la variabilité interne. Ainsi, comme on peut le voir pour le modèle IPSL-CM6A-LR ([Figure 2.3](#) : en multiples couleurs), chaque stimulation a une trajectoire unique qui résulte à la fois des forçages externes et de la variabilité climatique interne (Boucher et al., 2020).

Pour chaque modèle, la moyenne de l'ensemble des simulations historiques permet de filtrer la variabilité interne du système climatique. Elle donne ainsi un signal caractérisant approximativement la réponse forcée simulée. Plus le nombre de simulations dont on fait la moyenne est élevé, plus cette estimation est précise (Kay et al., 2015). Ces "grands" ensembles (typiquement plus de 25 simulations), appelés Single-Model Initial-condition Large Ensemble (SMILE), sont utilisés dans plusieurs études (Kay et al. 2015; Suarez-Gutierrez et al., 2021). Seuls six (6) modèles ont au moins 25 simulations disponibles dans la base CMIP6. Cela est probablement trop juste pour avoir une vision multimodèle des modulations décennales forcées des précipitations au Sahel. Dans un souci de compromis, afin d'avoir un nombre suffisant de modèles, nous décidons arbitrairement d'utiliser des modèles ayant réalisé au moins 10 simulations historiques (Voir le [Table 1](#) pour plus de détails).

### 2.2.3 Simulations Détection et Attribution (D&A)

Quatre types de simulations Détection-Attribution sont proposés dans le cadre du projet “Detection-Attribution Model Intercomparison Project (DAMIP)”. Ces simulations sont réalisées comme les simulations historiques mais contraintes avec un forçage d'une seule origine : naturelle (radiation solaire et volcan) (NAT), gaz à effet de serre (GES), aérosols anthropiques (AER) et ozone stratosphérique (Ozone), respectivement (Gillett et al., 2016). Leur objectif est d'isoler le rôle de chacun de ces forçages sur la variabilité climatique. Chaque type de simulations est réalisé plusieurs fois, avec des conditions initiales légèrement différentes, comme pour l'ensemble des simulations historiques. Ainsi, la moyenne de chaque type de simulation pour chaque modèle permet d’attribuer les variations détectées à un type de forçage. Notez que les simulations DAMIP uniquement forcées par l'utilisation des terres ne figurent pas dans la base DAMIP (Gillett et al., 2016). L'effet de ce forçage ne sera donc pas abordé spécifiquement ici. Néanmoins, le projet Land Use Model Intercomparison Project aborde ce sujet dans le contexte CMIP6 (Lawrence et al., 2016). En outre, en comparaison avec les simulations historiques, moins de simulations sont généralement exécutées pour chaque modèle dans les configurations DAMIP. Il est donc généralement difficile d'attribuer de manière robuste les modulations forcées détectées. Dans le cadre de cette thèse, l'analyse d'attribution aux forçages externes individuels est effectuée uniquement avec les modèles disposant au minimum un ensemble de 10 simulations comme dans Smith et al. (2022).

### 2.2.4 Prévisions décennales initialisées

Les prévisions décennales initialisées sont un type d'expérience qui permet de prévoir l'évolution du système à une échéance de l'ordre 1 à 10 ans. Comme on l'a dit dans le chapitre précédent, l'idée de telles prévisions est de partir d'un état climatique proche de la variabilité observée pour prendre en compte la prévisibilité du climat associée à cette variabilité. Ces simulations se distinguent donc des simulations historiques dont la moyenne ne représente que l'évolution du climat dû aux forçages externes, comme expliqué ci dessus. Ici, à partir d'un état initialisé, la prévision représente aussi l'évolution du climat dû à cet état initial spécifique.

Les prévisions décennales initialisées sont réalisées environ six (6) mois après l'assimilation des données d'observation de l'océan, de l'atmosphère et de la glace de mer dans les modèles couplés. Pour prendre en compte l'aspect stochastique et non prévisible d'une partie de la variabilité climatique, et notamment des modulations atmosphériques, ces prévisions sont néanmoins également basées sur un ensemble de simulations obtenues en général à partir d'une légère perturbation de l'état atmosphérique, et parfois océanique (Germe et al., 2018; Hawkins et Sutton, 2009; Delgado-Torres et al., 2022). Dans cette étude, seuls les modèles participant à l'exercice CMIP6 et disposant au moins un ensemble de dix simulations de prévisions initialisées de type DCP-A à chaque année de 1960 à nos jours sont utilisés (voir le [Tableau 1](#) et [Chapitre 4](#)).

## **2.3 Observations**

Dans cette étude, trois ensembles de données d'observation mensuelles provenant de différentes sources sont analysés pour évaluer la capacité des modèles à reproduire ou expliquer la variabilité climatique observée.

### **2.3.1 SST**

L'ensemble de données de réanalyse de la glace de mer et de la température de surface de la mer du Hadley Center (HadISST1 ; Rayner et al., 2003) couvrant la période de 1870 à 2015 est utilisé pour comparer les résultats obtenus des simulations CMIP6. HadISST1 est une reconstruction de données de température de surface de l'océan provenant de la banque de données marines du "Met Office", de "International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set" et des mesures satellitaires interpolées sur une grille entièrement distribuée spatialement avec une résolution spatiale de 0,5°.

### **2.3.2 Précipitations**

Les ensembles de données mensuelles sur les précipitations à la surface des terres avec une résolution spatiale de 0,5° provenant du Climate Research Unit, version 4.01 (CRU TS 4.01 ; Harris et al., 2020) pour la période 1901-2020 et du GPCC, version V2018.05 (GPCC V2018.05 ; Meyer-Christoffer et al., 2018) couvrant la période 1891-2016 sont utilisés. Ces ensembles de données diffèrent par les stations météorologiques utilisées et la méthodologie

appliquée pour dériver les produits maillés. En particulier, le GPCC utilise plus de stations météorologiques tandis que l'approche du CRU donne une plus grande fidélité temporelle (Undorf et al., 2018). Notons que dans le chapitre 4, les données d'observation de précipitation sont préférentiellement interpolées sur la grille des modèles afin de rendre possible l'analyse spatiale des performances des modèles.

N°	Nom des Modèles et résolutions spatiales	Nombre d'années des simulations piControls	Nombre de membres des simulations historiques (1850-2014)	Nombre de membres des simulations DAMIP (1850-2014)	Simulations initialisées			Références
					Nombre de membres	Initialisation		
						Composantes initialisées	Méthode	
1	ACCESS-ESM1-5 1,875° x 1,25°	1000	40	3 (GES, AER, NAT, sauf Ozone)	–	–	–	Ziehn et al. (2020)
2	CanESM5 2,8° x 2,8°	1000	25	25 (GES), 15 (AER), 25 (NAT), 10 (Ozone)	40	Atm, Oc, Gl	FF	Swart et al. (2019)
3	CESM2 1,25° x 0,9°	1200	11	3(GES), 2(AER), 3(NAT)	–		–	Danabasoglu et al. (2020)
4	CMCC-CM2 1° x 1°	500	10	–	10	Atm, Oc, Gl	FF	(Cherchi et al. 2019)
5	CNRM-CM6-1 1,4° x 1,4°	500	29	10 (GES,AER, NAT)	–		–	Voltaire et al. (2019)
6	EC-Earth3 0,7° x 0,7°	501	17	Pas disponible	10	Atm, Oc, Gl	FF	Döscher et al. (2021); Wyser et al. (2020)
7	GISS-E2-1-G 2,5° x 2°	851	11	5 (GES, AER, NAT)	–	–	–	Miller et al. (2021)
8	INM-CM5-0 2° x 1,5°	1201	10	Pas disponible	–	–	–	Volodin et al. (2018)
9	IPSL-CM6A-LR 2,5° x 1,27°	1200	32	10 (GHG, AER, NAT, Ozone)	10	Oc	A	Boucher et al. (2020)
10	MIROC6 1,4° x 1,4°	800	50	3 (GHG), 10 (AER), 50(NAT), 3(Ozone)	10	Oc, Gl	A pour Oc ; FF pour Gl	Tatebe et al. (2019);
11	MPI-ESM1-2-LR 1,875° x 1,875°	1000	10	Pas disponible	16	Atm, Oc, Gl	A pour Oc/Gl ; FF pour Atm	Mauritsen et al. (2019)
12	MRI-ESM2-0 1,125° x 1,125°	701	10	5 (GHG, AER, NAT), 3(Ozone)	10	Oc	A	Yukimoto et al. (2019)

13	NorCPM1 2° x 2°	500	30	Pas disponible	10	Oc	A	Bethke et al. (2021)
----	--------------------	-----	----	-------------------	----	----	---	----------------------

**Tableau 1** : Principales caractéristiques des treize (13) modèles et simulations associées réalisées dans le cadre de CMIP6 utilisés dans le cadre de cette thèse. Ce tableau fournit des informations générales et n'a pas pour but de fournir des informations détaillées de chacun des modèles. Le lecteur est invité à lire les publications de référence mentionnées dans la dernière colonne pour cela. L'océan, la glace de mer et l'atmosphère sont référencés par Oc, Gl et Atm, respectivement. Les méthodes d'initialisation, définies dans la section [Section 1.4.1](#), se réfèrent soit en Full-field (FF), soit en Anomalie (A).

## 2.4 Méthodologie

### 2.4.1 Domaine canonique de la mousson ouest-africaine

Dans le cadre de cette étude, le domaine de mousson en Afrique de l'ouest est défini comme les régions situés entre les latitudes  $[0^{\circ}, 25^{\circ}\text{N}]$  et les longitudes  $[25^{\circ}\text{E}, 20^{\circ}\text{O}]$ , où la moyenne des précipitations durant la période d'été (juillet-août-septembre) excède  $0,5 \text{ mm/jour}$ . Nous considérons uniquement les précipitations sur la partie continentale et non sur l'océan.

### 2.4.2 Définition du domaine adaptatif des précipitations au Sahel

Le domaine Sahélien est limité au nord par la latitude où il n'y a presque pas de pluie ( $< 0,5 \text{ mm/jour}$ ) pendant la saison de mousson au Sahel (JAS) et au sud par la latitude correspondant au maximum de précipitations durant cette saison. Dans les observations, cela correspond aux limites latitudinales  $20^{\circ}\text{N}$  et  $10^{\circ}\text{N}$ , respectivement. Nous appliquons cette contrainte aux différentes simulations des MCG couplés en plaçant la limite sud de la région du Sahel à la latitude où le maximum de précipitations est simulé et la limite nord à la latitude correspondant à la limite de la zone pluvieuse comme dans les observations. Ainsi on obtient la localisation latitudinale de ce domaine pour chaque modèle (Voir le [Tableau 2](#)). Les limites longitudinales de ce domaine adaptatif ne varie pas entre les observations et les MCG : elles sont référées entre  $20^{\circ}\text{E}$  et  $20^{\circ}\text{O}$ . Le domaine sahélien ainsi défini dans chaque modèle est décalé vers le sud par rapport aux observations. Ce domaine adaptatif des précipitations sahéliennes est utilisé dans le chapitre 3 pour diagnostiquer l'attribution des modulations décennales de la MOA au Sahel. Dans le chapitre 4, il est aussi utilisé pour évaluer la prévisibilité des précipitations au Sahel.



N°	Nom des Modèles	Latitudes
1	ACCESS-ESM1-5	[5,5°N - 16°N]
2	CanESM5	[6°N - 17°N]
3	CESM2	[6,5°N - 18°N]
4	CMCC-CM2	[8°N - 18,5°N]
5	CNRM-CM6-1	[6°N - 19,5°N]
6	EC-Earth3	[5,5°N - 15°N]
7	GISS-E2-1-G	[6°N - 18°N]
8	INM-CM5-0	[6°N - 19,5°N]
9	IPSL-CM6A-LR	[7°N - 17°N]
10	MIROC6	[8,5°N - 18,5°N]
11	MPI-ESM 1-2-LR	[4°N - 17°N]
12	MRI-ESM2-0	[6,5°N - 17°N]
13	NorCPM1	[6°N - 17°N]

**Tableau 2** : Coordonnées latitudinales du domaine de la MOA au Sahel dans les modèles CMIP6 utilisés dans cette thèse. Ce domaine est longitudinalement commun à tous ces modèles et est localisé entre [20°E-20°O].

### 2.4.3 Traitement initial des sorties de simulations

#### Signal forcé

Une estimation précise de la réponse forcée est essentielle pour l'étude de l'attribution et de la prévisibilité de la variabilité climatique abordée dans les chapitres 3 et 4, respectivement. Elle nécessite un large ensemble de simulations historiques pour mieux filtrer l'effet de la variabilité interne des modèles via leur moyenne (appelée EnsHist). Ainsi, dans cette étude, la réponse forcée du système climatique est estimée par la moyenne d'ensemble de ces simulations (Tableau 1).

#### Prévisions initialisées, Simulations historiques et Observations

Dans la seconde partie de cette thèse, l'analyse des prévisions décennales de la MOA nécessite l'usage de deux types d'expériences de modèle notamment les prévisions initialisées et les simulations historiques, ainsi que des observations pour évaluer les modèles. Comme illustré plus haut, les prévisions sont des systèmes de simulations dont les conditions initiales ont été phasées (initialisées) sont initialisées sur les conditions observées. En général, un ensemble de simulations de 10 ans au minimum est réalisé à chaque année de l'année 1960 jusqu'au moins l'année 2014. Comme déjà dit dans les sections précédentes, Les simulations historiques ne sont en aucun moment assimilées à un ensemble de données d'observation comme les prévisions initialisées. De plus, elles sont réalisées pour une longue fenêtre temporelle (1850-2014).

La comparaison de ces deux types d'expérience par leurs moyennes d'ensembles permet d'évaluer les performances des modèles calculées à partir des métriques statistiques présentées dans les sections suivantes. Elle permet aussi d'évaluer l'impact de leur initialisation et le rôle des forçages externes sur la prévision décennale de la MOA. Pour cela, les simulations historiques sont reconstituées dans le chapitre 4 de sorte qu'elles ressemblent aux prévisions initialisées : Simulations de 10 ans constituées à chaque pas de temps de la fenêtre d'étude. La même technique est appliquée aux observations qui nous servent de référence dans cette étude.

### 2.4.4 Filtrage des séries temporelles

Les variations du système climatique sont caractérisées par divers phénomènes pouvant se produire de manière simultanés au fil du temps. Ces variations peuvent être différenciées par

leurs échelles temporelles et spatiales. L'analyse de ces variations ainsi que les mécanismes physiques qui leur sont associées, nécessite l'usage d'un filtre.

Cette thèse s'intéresse particulièrement à la variabilité décennale (ou basse fréquence). Pour cela, deux types de filtre sont utilisés tels que le filtre de Butterworth et le filtre "moyenne mobile".

### Filtre de Butterworth

Ce filtre est appliqué dans plusieurs études climatiques (Murphy et al., 2017; Ting et al., 2009; Mohino et al., 2011). Il utilise la transformée de Laplace pour décrire la relation entre le signal à filtrer et le signal filtré à partir de la fonction de transfert. Le filtre de Butterworth est utilisé dans le [Chapitre 3](#) de ce manuscrit. En effet, un filtrage passe-bas d'ordre 10 avec une fréquence de coupure correspondant à 10 ans est appliqué aux signaux observés et simulés pour extraire les modulations décennales de ces signaux. Les signaux obtenus sont appelés "modulations décennales ou basses fréquences" dans ce manuscrit.

### Filtre "moyenne mobile"

Une moyenne mobile de quatre (4) ans est largement utilisée dans des études de prévision à l'échelle de temps décennale (Delgado-Torres et al., 2022; Mohino et al., 2016; Gaetani et Mohino, 2013; van Oldenborgh et al., 2012; Mignot et al., 2016; García-Serrano et al., 2013; Doblas-Reyes et al., 2013). Elle consiste à moyenner successivement la variabilité interannuelle de 4 ans sur les 10 ans (l) de chacune des prévisions initialisées et des simulations historiques (Y) et des observations (R). On obtient alors des moyennes d'échéances de prévision 1-4 ans ; 2-5 ans ; 3-6 ans ; 4-7 ans ; 5-8 ans ; 6-9 ans et 7-10 ans, c'est à dire :

$$Y_{mean}_{jt} = \frac{1}{4} \sum_{l=t}^{l=t+3} Y_{jl} \quad (\text{Eq. 2.1})$$

avec t (t=1,...,7) correspondant à ces moyennes d'échéances de prévision et j (j=1,...,n) l'année initiale de prévision ou longueur de la série.

Ce filtrage fait partie des recommandations du programme WCRP. Il est en effet un compromis entre la capacité d'éliminer partiellement la variabilité interannuelle imprévisible des prévisions dynamiques à court terme et la capacité de montrer une partie de l'évolution des compétences pendant la période de prévision (García-Serrano et Doblas-Reyes, 2012).

Dans le cadre de cette étude, ce filtrage est appliqué pour l'analyse des prévisions de la

mousson en Afrique de l'Ouest faite dans le [Chapitre 4](#) de ce manuscrit.

### 2.4.5 Biais moyen spatial

On peut quantifier le biais moyen des simulations climatiques par la différence de la moyenne climatologique entre la variable physique observée  $R_{ik}$  et celle simulée par le modèle climatique  $Y_{ik}$  à chaque point de grille, c'est-à-dire :

$$Biais_{ik} = Y_{ik} - R_{ik} \quad (\text{Eq. 2.2})$$

Avec  $i$  : les longitudes et  $k$  : les latitudes.

Si la variable considérée est la précipitation, alors un Biais  $< 0$  correspond à un biais sec et un Biais  $> 0$  correspond à un biais humide.

### 2.4.6 Valeur ajoutée de l'initialisation sur le biais moyen spatial

Dans le cadre de simulations initialisées, c'est-à-dire dans lesquels on a imposé un terme de rappel vers les observations, la valeur ajoutée (VA) de l'initialisation permet de mettre en évidence la contribution de cette dernière sur l'état moyen des précipitations. Elle est évaluée par la différence quadratique des biais de la moyenne d'ensemble des prévisions initialisées  $Y_{ik}^{Init}$  et des simulations historiques  $Y_{ik}^{EnsHist}$  (Gómara et al. 2018), comme indiqué dans la formule ci-dessous :

$$VA_{ik} = (Y_{ik}^{EnsHist} - R_{ik})^2 - (Y_{ik}^{Init} - R_{ik})^2$$

$$VA_{ik} = (Biais_{ik}^{EnsHist})^2 - (Biais_{ik}^{Init})^2 \quad (\text{Eq. 2.3})$$

En d'autres termes, on compare le biais des simulations historiques donc non initialisées au biais des simulations initialisées.

Si  $VA < 0$  c'est-à-dire  $(Biais_{ik}^{EnsHist})^2 < (Biais_{ik}^{Init})^2$ , On dit que l'initialisation a un impact négatif: elle a augmenté le biais présent dans les simulations de référence, ici les simulations historiques. Si  $VA > 0$  C'est-à-dire  $(Biais_{ik}^{EnsHist})^2 > (Biais_{ik}^{Init})^2$ , On dit que l'initialisation a un impact positif. Si  $VA = 0$  C'est-à-dire  $(Biais_{ik}^{EnsHist})^2 = (Biais_{ik}^{Init})^2$ , On dit que l'initialisation n'a pas d'impact.

Notons que cette métrique faisant appel au biais quadratique, on peut avoir un impact positif ou négatif de l'initialisation avec un changement de signe du biais moyen. Dans ce cas, qu'il faudra analyser au cas par cas, ce n'est pas seulement une réduction ou une augmentation du biais, mais également une modification de sa nature.

### 2.4.7 Calcul d'anomalies de variations

Cette étude se base principalement sur les modulations décennales de la mousson ouest-africaine. Afin de quantifier et caractériser ces modulations climatiques, on en calcule les écarts à la valeur moyenne : anomalie de variations. Cette valeur moyenne est appelée climatologie. C'est-à-dire :

soit  $X$ , l'évolution du climat en fonction du temps ( $t$ ), l'anomalie ( $X'$ ) est obtenue en le soustrayant sa climatologie ( $\bar{X}$ ) :

$$X'(t) = X(t) - \bar{X} \quad (\text{Eq. 2.4})$$

### 2.4.8 Écart-type de variations

Dans les études climatiques, l'écart-type de variations  $\sigma$  est souvent calculé pour évaluer l'amplitude de variabilité d'un variable climatique  $X$  par rapport à sa moyenne climatologique. Dans le cadre de cette thèse, nous utilisons cette métrique pour comparer l'amplitude de la variabilité forcée et de la variabilité interne à l'origine des modulations décennales des précipitations au Sahel. Nous l'utilisons aussi pour quantifier la capacité des modèles à prévoir l'amplitude de ces précipitations à l'échelle de temps décennale.

On peut littéralement l'écrire comme suit :

$$\sigma(X) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (X_j - \bar{X})^2} \quad (\text{Eq. 2.5})$$

Avec  $n$ , la longueur de la série temporelle.

## 2.4.9 Scores de performance

Comme dit plus haut, cette étude est basée essentiellement sur le diagnostic de différents types d'ensembles de simulations (Y) par rapport aux observations (R). Cela nécessite l'application de scores de performance afin de mieux extraire et synthétiser les informations utiles. Les méthodes appliquées dans cette thèse sont présentées ci-dessous.

### 2.4.9.1 Coefficient de corrélation des anomalies

Le coefficient de corrélation des anomalies (En anglais Anomaly Correlation Coefficient ; ACC) est une métrique statistique largement utilisée dans les études de prévision décennale en particulier sur le Sahel (e.g Martin et al., 2014; Gaetani et Mohino, 2013; Otero et al., 2016; Mohino et al., 2016). Cette métrique permet d'évaluer la relation linéaire et chronologique entre le signal simulé Y et celui observé R. Le ACC est littéralement défini par la formule suivante :

$$ACC = \frac{\sum_{j=1}^n (Y_j - \bar{Y})(R_j - \bar{R})}{\sqrt{\sum_{j=1}^n (Y_j - \bar{Y})^2 \sum_{j=1}^n (R_j - \bar{R})^2}} \quad \text{avec } -1 \leq ACC \leq 1 \quad (\text{Eq. 2.6})$$

avec  $n$ , la longueur des séries temporelles.  $\bar{R}$  et  $\bar{Y}$  représentent respectivement leurs moyennes temporelles.

Dans le cadre de cette thèse, nous utilisons cette métrique dans le chapitre 3 pour estimer l'impact des forçages externes par rapport à la variabilité interne sur la chronologie des modulations décennales des précipitations au Sahel. Nous l'utilisons également dans le chapitre 4 pour évaluer la performance des modèles CMIP6 sur les prévisions décennales de la chronologie des précipitations en Afrique de l'ouest. Nous appliquons un test de significativité

statistique, défini dans la section suivante (section 2.4.10), aux valeurs de ACC obtenues afin d'en tirer des conclusions claires et rigoureuses.

### 2.4.9.2 Mean-square skill score

La mean-square skill score (MSSS) est aussi utilisée pour évaluer la performance des modèles sur les prévisions climatiques (Murphy, 1988). L'usage de cette métrique sur les prévisions décennales est une des recommandations du cinquième rapport du Groupe Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat publié en 2014 (Kirtman et al., 2013). Ainsi dans le cadre de cette thèse, nous l'appliquons à l'évaluation des modèles CMIP6 sur les prévisions des précipitations en Afrique de l'Ouest à l'échelle de temps décennale. Elle nous permet en effet d'évaluer à la fois la capacité de ces modèles à prévoir la chronologie et l'amplitude des modulations décennales de ces précipitations.

La MSSS est calculée par le ratio de l'erreur quadratique moyenne du signal simulé  $MSE(Y, R)$  par rapport à celle du signal observé  $MSE(R, \bar{R})$  (aussi appelée erreur quadratique moyenne climatologique), c'est à dire :

$$MSSS(Y, R) = 1 - \frac{MSE(Y, R)}{MSE(R, \bar{R})} \quad (\text{Eq. 2.7})$$

$$\text{Avec } MSE(Y, R) = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (Y_j - R_j)^2 \quad (\text{Eq. 2.8})$$

et

$$MSE(R, \bar{R}) = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (R_j - \bar{R})^2 \quad (\text{Eq. 2.9})$$

On réécrit l'Eq. 2.8 en fonction de  $Y, \bar{Y}, R$  et  $\bar{R}$  dans le cas des séries temporelles en anomalies :

$$MSE(Y, \bar{Y}, R, \bar{R}) = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n [(Y_j - \bar{Y}) - (R_j - \bar{R}) + (\bar{Y} - \bar{R})]^2$$

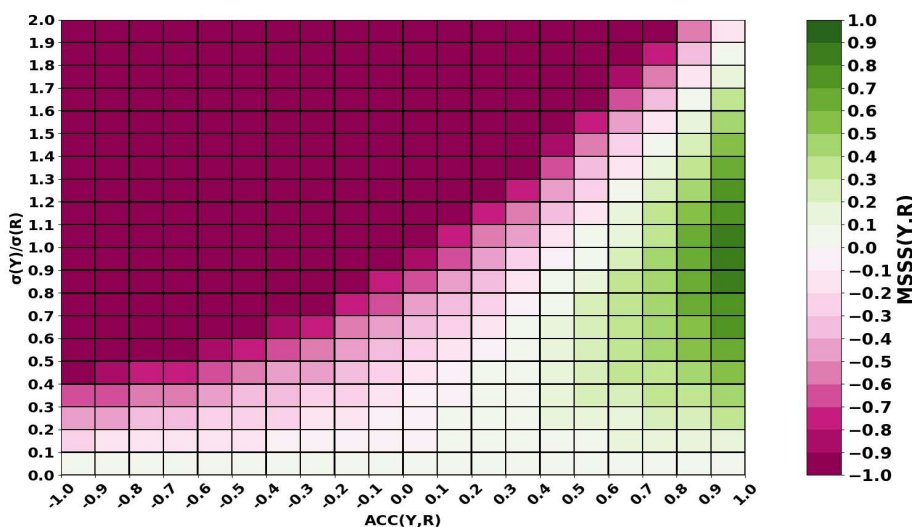
$$MSE(Y, \bar{Y}, R, \bar{R}) = \sigma(Y)^2 + \sigma(R)^2 - 2 * \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n [(Y_j - \bar{Y})(R_j - \bar{R})] \quad (\text{Eq. 2.10})$$

On réécrit l'Eq. 2.7 avec Eq.2.9 et Eq.2.10 en fonction de ACC et de l'écart-type( $\sigma$ ) introduits précédemment.

$$MSSS = \frac{\sigma(Y)}{\sigma(R)} (2 * ACC(Y, R) - \frac{\sigma(Y)}{\sigma(R)}) \quad (\text{Eq. 2.11})$$

avec ACC, la métrique quantifiant la capacité de prévoir la chronologie (définie dans la section précédente) et  $\frac{\sigma(Y)}{\sigma(R)}$ , le ratio d'écart-types des prévisions par rapport aux observations quantifiant la capacité de prévoir l'amplitude des modulations observées.

Dans la Figure 2.4, nous traduisons cette équation Eq. 2.11 par une représentation graphique de l'évolution du score de MSSS par rapport au ratio d'écart-types et au score de ACC. Un MSSS  $>0$  (champ en vert de la Figure 2.4) indique une capacité de prévision de la chronologie ( $ACC > 0$ ) associée à une amplitude proportionnée (Ratio d'écart-types de  $1 \pm 0,7$ ). En particulier, une valeur de MSSS est égale à 1 (la valeur maximale de MSSS possible) signifie que les prévisions reproduisent exactement la chronologie ( $ACC=1$ ) et l'amplitude des modulations (Ratio d'écart-types  $\frac{\sigma(Y)}{\sigma(R)} = 1$ ) du signal observé. Par contre,  $MSSS < 0$  ou  $\approx 0$  indique une mauvaise prévision de la chronologie (ACC faible), à peu près quelque soit la prévision de l'amplitude ou une bonne prévision de la chronologie mais un ratio de variance trop petit ou trop grand. Dans le chapitre 4 de ce manuscrit, nous revenons sur l'interprétation de cette métrique en tenant compte de sa significativité statistique.



**Figure 2.4 :** Représentation graphique de l'évolution du score de MSSS en fonction du coefficient de corrélation des anomalies (ACC) et du ratio d'écart-types  $\frac{\sigma(Y)}{\sigma(R)}$  entre les prévisions (Y) et les observations (R).



### 2.4.10 Significativité statistique

Deux types de test sont généralement utilisés pour évaluer la significativité des scores de performance (ACC et MSSS). Il s'agit de tests paramétriques et non paramétriques respectivement. Les tests paramétriques nécessitent certaines hypothèses sur la distribution des données analysées et l'estimation de certains paramètres tels que la moyenne et la variance. Les tests non paramétriques utilisent des méthodes qui ne le font pas. Cependant, ils sont plus coûteux en temps de calcul car ils impliquent des techniques de bootstrapping.

Dans le cadre de cette thèse, la significativité statistique des scores de performance, notamment ACC et MSSS, des prévisions initialisées et des simulations historiques nous permet, par exemple, de dire si les précipitations sahéliennes observées sont prévisibles dans un modèle. Elle nous permet aussi de dire si l'effet des forçages externes est important. Ici, nous évaluons la significativité statistique de ces scores à partir d'une approche non paramétrique par permutation. En effet, la série temporelle simulée ou observée est analysée sur une fenêtre temporelle de 114 années pour la plus longue de nos périodes d'étude. Cependant cette fenêtre n'est pas assez longue et peut ainsi donner un nombre de degrés de liberté limité. De plus, le filtre appliqué aux séries temporelles analysées rend le nombre de degrés de liberté difficile à estimer. Avec le test non paramétrique, ce problème de degrés de liberté ne se pose plus, car il n'est pas pris en compte. Dans le cadre de cette étude, ce test s'agit concrètement d'une comparaison entre les scores de ACC ou de MSSS des prévisions et des simulations historiques et la distribution des scores de ACC ou de MSSS obtenue de la longue simulation piControl à partir de l'approche définie en dessous. En effet, le signal résultant de cette dernière simulation n'a aucune raison de correspondre aux observations, car la variabilité interne du modèle n'est pas synchronisée à celle observée. Ainsi, les scores obtenus de la piControl sont supposés être du bruit. On considère donc qu'un score de MSSS ou de ACC des prévisions initialisées ou des simulations historiques est en effet statistiquement significatif s'il est distinct à 95% de la distribution de scores de prévision résultant de la simulation piControl.

Si on considère une ensemble de  $E$  simulations des prévisions initialisées ou de simulations historiques réalisées sur  $N$  nombre d'années, cette approche non paramétrique est décrite comme suit:

- (1) choisir aléatoirement N années successives sur la longue simulation piControl de 500 ans au minimum (Voir [Tableau 1](#));
- (2) Ensuite, répéter (1) E fois sur la longue simulation piControl afin d'obtenir le même nombre de simulations que les prévisions ou les simulations historiques;
- (3) Faire la moyenne d'ensemble des "simulations" piControls obtenues à partir de (2) afin d'être dans les mêmes conditions que la moyenne d'ensemble de simulations initialisées ou historiques.
- (4) Calculer la métrique statistique requise pour la moyenne de l'ensemble piControl (par exemple, ACC ou MSSS);
- (5) Répétez les étapes (1)-(4) 5000 fois afin de tenir en compte toutes les valeurs de scores de ACC ou de MSSS possibles et de créer une distribution de probabilités.
- (6) La valeur à tester est considérée comme significative à 95% si elle dépasse les valeurs maximales et minimales extrêmes de 2,5% de la PDF construite avec la longue simulation piControl. Du point de vue physique, cela signifie que cette valeur ne vient pas du bruit avec un degré de confiance à 95%.

Exceptionnellement dans le chapitre 3, nous évaluons la significativité de la relation linéaire entre les précipitations sahéniennes et les variables climatiques notamment la température de surface océanique ou la saharan heat low à l'aide du test statistique non paramétrique de Ebisuzaki (1997), qui prend en compte l'autocorrélation de la série temporelle. Ce test est donc techniquement plus rigoureux que l'approche présentée précédemment. La significativité est donnée à 95% en d'autre terme par rapport à une p-valeur de 0,05.

#### **2.4.11 Score de fiabilité**

Le "ratio of predictable component (RPC)" est une métrique statistique généralement utilisée pour évaluer le rapport de variance entre signal prévisible et le bruit imprévisible d'un système de prévision en tenant compte de la capacité de ce dernier à prévoir le signal observé (Smith et al., 2019; Scaife et Smith, 2018; Weisheimer et al., 2019). Comme nous l'avons noté dans le chapitre 1, il permet ainsi d'évaluer la fiabilité des prévisions des modèles. En effet, certains systèmes de prévision des modèles ont tendance à surestimer ou à sous-estimer la dispersion des membres (ou simulations) quantifiant les incertitudes liées à la nature chaotique

du système climatique et/ou au biais des modèles. Ceci fait Cela met en doute leur fiabilité. Dans cette étude, ce rapport signal/bruit est analysé sur l'attribution (Chapitre 3) et les prévisions (Chapitre 4) de la mousson ouest-africaine à l'échelle de temps décennale par l'application de l'approche de Weisheimer et al. (2019). Cette dernière estime le RPC comme suit :

$$RPC = \frac{ACC(Y, R)}{\sqrt{\left(\frac{\sigma_{Signal}}{\sigma_{Total}}\right)^2}} \quad (\text{Eq. 2.12})$$

Comme défini plus haut,  $ACC(Y, R)$  est simplement la corrélation entre le signal observé  $R$  et celui simulé résultant de la moyenne d'ensemble des simulations  $Y$  d'un système de prévision, c'est-à-dire la capacité de ce dernier à reproduire de la chronologie du signal observé à une échéance donnée.  $\sigma_{Signal}^2$  représente la variance du signal simulé  $Y$  et  $\sigma_{Total}^2$ , la variance totale (Signal + Bruit) résultant de la moyenne des variances  $\sigma_r^2$  des différentes simulations individuelles  $r$  à une échéance donnée, c'est à dire :

$$\sigma_{Total}^2 = \frac{1}{m} \sum_{r=1}^m (\sigma_r^2) \quad (\text{Eq. 2.13})$$

Le rapport de ces deux variances, c'est-à-dire  $\left(\frac{\sigma_{Signal}}{\sigma_{Total}}\right)^2$  dépend uniquement du système de prévision. Il représente indirectement une estimation de la variance du signal par rapport au bruit dans un système de prévision. Il représente aussi une estimation de la prévisibilité basée sur le modèle.

Si cette estimation de la prévisibilité basée sur le modèle est supérieure à la prévisibilité des observations, le RPC sera plus petit que 1. Cela indique une prévision "trop fiable". Cela veut dire que les simulations individuelles ne sont pas suffisamment dispersées, donc pas suffisamment de bruit dans le système de prévision. Toutefois, si l'estimation de la prévisibilité

basée sur le modèle est plus petite que celle basée sur les observations, le RPC sera supérieur à 1. Une telle situation indique une prévision “peu fiable”. En d’autres termes, les simulations individuelles sont trop dispersées et présentent trop de bruit par rapport au signal prédit. Cette situation indique aussi un paradoxe car le modèle prévoit mieux les observations que sa propre variabilité : “signal-to-noise-paradox” (Eade et al., 2014). Pour une prévision “fiable”, l’estimation de la prévisibilité basée sur le modèle doit être comparable à celle basée sur les observations, ce qui donne une valeur proche de 1. Ceci indique que les simulations individuelles sont assez dispersées et que le bruit est bien estimé dans le système de prévision.

### **3. Détection de l'influence des forçages externes sur les modulations décennales de la mousson ouest-africaine au Sahel**

*Ce chapitre met en évidence la contribution des forçages externes par rapport à la variabilité interne sur les modulations décennales de la mousson au Sahel au cours du XXe siècle et au début du XXIe siècle. Cette étude est effectuée à partir d'un large ensemble de simulations historiques et piControl de 12 modèles de la nouvelle génération des modèles couplés CMIP6 et des simulations DAMIP du modèle IPSL-CM6A-LR.*

*Il est constitué, dans la section 3.1, d'un article publié dans Journal of Climate dont je suis le premier auteur. Dans cet article, nous avons traité le premier objectif principal de cette thèse en quantifiant la contribution des forçages externes et de la variabilité interne sur l'amplitude et la chronologie des modulations décennales des précipitations au Sahel durant la période d'étude. Cet article est complété, dans la section 3.2, d'une étude complémentaire qui n'a pas été incluse dans l'article. Nous concluons ensuite par rapport au premier objectif annoncé de la thèse.*

### **3.1 Article : “On the detection of externally-forced decadal modulations of the Sahel rainfall over the whole 20th century in the CMIP6 ensemble.”**

*Après un diagnostic préliminaire des modèles CMIP6 utilisés sur la climatologie de la mousson ouest-africaine (MOA) au Sahel, on remarque que le maximum de précipitations est simulé au sud durant l'été boréal comparé aux observations. Afin de tenir compte de cette erreur, nous proposons dans cet article un domaine adaptatif des précipitations au Sahel dans les modèles couplés.*

*Après avoir supprimé la tendance linéaire, nous avons analysé les modulations décennales des précipitations sahéniennes simulées et observées au cours du XXe siècle et au début du XXIe siècle. Les résultats obtenus montrent que le signal forcé caractérisant la réponse du système climatique aux forçages externes a une corrélation significative avec les observations pour 1/3 des modèles climatiques. Ceci se traduit par un impact important des forçages externes sur la chronologie des modulations décennales des précipitations au Sahel durant cette période. Ces forçages ont cependant un très faible effet sur l'amplitude de ces modulations estimées à partir des observations. Contrairement à ces forçages, la variabilité interne semble influencer l'amplitude des modulations décennales des précipitations de cette région. Par ailleurs, la cohérence du signal forcé est vérifiée pour chacun de ces modèles à partir de l'évolution du rapport signal/bruit. Parmi les modèles ayant une réponse forcée significativement corrélée, seul le modèle MIROC6 présente une réponse forcée paradoxale remettant en cause sa cohérence.*

*L'importance de la réponse forcée a fait l'objet d'une analyse approfondie en particulier dans le modèle IPSL-CM6A-LR. Les résultats obtenus montrent une signature dominante de l'émission des aérosols anthropiques dans le signal forcé des modulations décennales des précipitations sahéniennes. Ceci s'explique, en partie, par un effet externe via l'océan, c'est-à-dire l'influence de ce forçage sur les modulations décennales de la température de surface de l'océan Atlantique, induisant la migration de la branche océanique de la ZCIT vers le nord et celle de “Saharan Heat Low (SHL)”.*

# On the Detection of Externally Forced Decadal Modulations of the Sahel Rainfall over the Whole Twentieth Century in the CMIP6 Ensemble

CASSIEN D. NDIAYE,<sup>a,b</sup> ELSA MOHINO,<sup>c</sup> JULIETTE MIGNOT,<sup>b</sup> AND SAIDOU M. SALL<sup>a</sup>

<sup>a</sup> *LPAO-SF/Cheikh Anta Diop University, Dakar, Senegal*

<sup>b</sup> *LOCEAN/IPSL/Sorbonne University, Paris, France*

<sup>c</sup> *Departamento de Física de la Tierra y Astrofísica, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, Spain*

(Manuscript received 24 August 2021, in final form 20 June 2022)

**ABSTRACT:** The Sahel semiarid region was marked during the twentieth century by significant modulations of its rainfall regime at the decadal time scale. Part of these modulations have been associated with the internal variability of the climate system, linked to changes in oceanic sea surface temperature. More recently, several studies have highlighted the influence of external forcings during the dry period in the 1980s and the recovery around the 2000s. In this work we evaluate the internally and externally driven decadal modulations of Sahel rainfall during the entire twentieth century using a set of 12 models from phase 6 of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6). We begin by proposing a physically based definition of Sahel rainfall that takes into account the southward bias in the location of the Sahelian ITCZ simulated by all the models. Our results show that the amplitude of the decadal variability, which is underestimated by most models, is mainly produced by the internally driven component. Conversely, the external forcing tends to enhance the synchrony of the simulated and observed decadal modulations in most models, providing statistically significant correlations of the historical ensemble mean with observations in 1/3 of the models, namely IPSL-CM6A-LR, INM-CM5-0, MRI-ESM2-0, and GISS-E2-1-G. Further analysis of the detection and attribution runs of the IPSL-CM6A-LR shows that anthropogenic aerosol dominate the decadal modulations of Sahel rainfall simulated by this model, suggesting that at least a part of the impact is ocean-mediated and operated through shifts in the ITCZ and the Saharan heat low.

**KEYWORDS:** Monsoons; Anthropogenic effects/forcing; Coupled models; Internal variability; Decadal variability; Tropical variability

## 1. Introduction

Monsoons are a very specific feature of tropical climate characterized by a strong seasonality of rainfall linked to changes in atmospheric circulation. They are energetically direct circulation systems closely coupled to the Hadley circulation in which moisture plays an important role (Kang et al. 2008; Schneider et al. 2014). Their seasonality is linked to changes in the interhemispheric energy balance that induce a meridional migration of the intertropical convergence zone (ITCZ) and associated rainfall over wide continental areas (Biasutti et al. 2018).

The West African monsoon (WAM) system reaches its maximum northward location during boreal summer, reaching the Sahel, a semiarid region limited to the north by the Sahara Desert and to the south by savannah. The Sahel rainfall regime is tightly linked to the West African monsoon, with a rainy season that typically lasts from July to September (JAS) (Thorncroft et al. 2011). The region's economy is based on rain-fed agriculture and grazing. Thus, a small shift in the position of ITCZ precipitation can cause dramatic variations in local precipitation (Kang 2020) and affect the economies locally. Moreover, the Sahel experienced a very wet period from the 1950s to 1960s followed by a long dry period in the 1970s and 1980s with important socioeconomic consequences (Kandji et al. 2006).

Numerous studies have been carried out to understand the low-frequency modulations of Sahel rainfall during the twentieth century (Biasutti and Giannini 2006; Hirasawa et al. 2020, 2022; Martin et al. 2014; Mohino et al. 2011; Villamayor et al. 2018; Hirasawa et al. 2020; Hirasawa et al. 2022; Zhang et al. 2022). In some of them, past modulations of Sahel rainfall at decadal time scales have been associated with changes of sea surface temperature (SST), in particular via those related to the Atlantic multidecadal variability (AMV) in the North Atlantic (e.g., Martin et al. 2014; Mohino et al. 2011; Rodríguez-Fonseca et al. 2011). The AMV has long been viewed as an internal mode of variability of the climate system (Zhang et al. 2019). Control simulations performed with state-of-the-art climate models can indeed simulate large decadal modulations of the North Atlantic SST and associated changes in Sahel rainfall (Zhang et al. 2019). Yet recent studies have highlighted the importance of external forcing for the generation of the AMV (Bellomo et al. 2018; Booth et al. 2012; Mann et al. 2021) and possibly thereby for the modulation of the WAM (e.g., Hirasawa et al. 2020, 2022; Zhang et al. 2022).

Low-frequency modulations of Sahel rainfall and in particular the rainfall decline during the second half of the twentieth century have been attributed in some studies to the greenhouse gas (GHG)-forced ocean warming (Biasutti and Giannini 2006). GHGs warm the global ocean resulting in a reinforcement of the evaporation in the tropics, which reduces tropical circulation in general and, in particular, the monsoonal flow (Gaetani et al. 2017). In addition, they can also induce a slowdown of the ocean meridional overturning

---

Corresponding author: Cassien D. Ndiaye, cassiendiabendiaye@gmail.com, cassien-diabe.ndiaye@locean.ipsl.fr

circulation (MOC), reducing thus heat transport in the North Atlantic, and forcing a tropical north–south temperature gradient (Biasutti and Giannini 2006). This yields an inhibition of the ITCZ northward migration. Yet, GHGs have also been shown to potentially influence WAM through direct radiative forcing, without the effect of SSTs. The partial recovery of Sahel rainfall around the 2000s is in particular also attributed to GHGs but via the direct response of the atmosphere (Dong and Sutton 2015). In this case, the leading mechanism is that the warming of the African continent induces a strengthening of the land–ocean thermal gradient, favoring moisture supply toward the continent and thus increased deep convection in the monsoon region (Dong and Sutton 2015; Gaetani et al. 2017; Haarsma et al. 2005).

On the other hand, although they suggest that in the future increased greenhouse gases could become a dominant driver of Sahel changes, Herman et al. (2020) argue that the effect of GHGs was not strong enough to explain the recovery of Sahel rainfall at the end of the twentieth century. Anthropogenic aerosols are another candidate to explain the recent Sahel rainfall decadal modulations (Booth et al. 2012; Giannini and Kaplan 2019; Herman et al. 2020; Hirasawa et al. 2020; Hirasawa et al. 2022; Zhang et al. 2022). As for GHGs, anthropogenic aerosols can act either directly or indirectly (via the SST) on the WAM. For example, the drought of the 1970s has been associated with the cooling of the North Atlantic due to anthropogenic aerosols (Booth et al. 2012), thus limiting the northward migration of ITCZ. The recent recovery in rainfall has also been attributed to the ocean-mediated effect of anthropogenic aerosols (Hirasawa et al. 2020). On the other hand, the so-called direct response to aerosol forcing (Dong and Sutton 2015) could influence precipitation in the Sahel without changing the sea surface temperature as they interact with shortwave (SW) and longwave (LW) radiation and modify the radiative and physical properties of clouds. Hirasawa et al. (2020) suggest that the dry period of the 1970s is due to a direct response of the atmosphere to anthropogenic aerosols (i.e., not ocean-mediated). Similarly, Dong and Sutton (2015) suggest the direct response to aerosols is one of the main factors explaining the recent rainfall recovery. So far, the attribution of rainfall modulations in the Sahel to external forcing is thus still under debate by the scientific community. The exact time scale on which these forcings may have an impact, from decadal to centennial, is also not clear.

The main objective of this study is to assess and quantify the effect of external forcings on decadal rainfall modulations in the Sahel region over the whole twentieth century. Using the amplitude of the variability and correlations computed over the whole twentieth century, we aim to assess whether external forcings have been strong enough to have had a significant impact on these decadal modulations over this full time period. Our approach is based on the analysis of the CMIP6 climate models. First (section 3), a general assessment of the effect of internal variability and of external forcings on decadal modulations of the Sahel rainfall throughout the whole twentieth century is provided across CMIP6 models that have at least 10 members of historical simulations. A

more specific analysis of the role of the individual forcings is then proposed in the model IPSL-CM6A-LR (section 4). Information on data and method are given in section 2 and conclusions appear in section 5.

## 2. Dataset and methods

### a. CMIP6 models

To assess the forced response of Sahel rainfall, three different types of simulations carried out in the framework of CMIP6 (Eyring et al. 2016) are used, namely piControl, historical, and DAMIP simulations.

The preindustrial simulations (piControl) are based on fully coupled models forced with non-evolving preindustrial conditions. These conditions are designed to be representative of the climate state before the beginning of the large-scale industrial period, and correspond to the reference year 1850. The recommended minimum duration for this experiment is 500 years (Pascoe et al. 2019). Our analysis is based on the longest possible piControl experiment for each model configuration (see Table 1). For each model, this simulation allows to characterize and to quantify internal decadal modulations, those not due to external forcing (which is held constant throughout the simulation) but only due to interactions among the climate system components.

Ensembles of historical experiments spanning from 1850 to 2014 are also used. For each model, individual historical members are forced by the observed changes in anthropogenic (aerosols, greenhouse gases, stratospheric ozone, and land use changes) and natural (solar and volcanic) external forcings (Gillett et al. 2016). To account for internal variability in the evolution of the climate over this period, several realizations of such experiments are performed for each model. These realizations differ by slight modifications of their initial conditions. Typically each member is started from a different date of the corresponding piControl experiment. Thus, each member has a unique trajectory that is influenced by both the external forcing and internal climate variability (e.g., Bonnet et al. 2021). For each model, the ensemble average of these experiments, called HistEns in the following, gives an estimation of the forced response of the climate system; the more members averaged, the more accurate this estimation (e.g., Kay et al. 2015). These ensembles, also called single-model initial-condition large ensembles (SMILEs), are increasingly used in several studies (e.g., Kay et al. 2015; Maher et al. 2021). In our study, in order to have a sufficient number of models and thus a multi-model view of the forced decadal modulations of Sahel rainfall as represented by the CMIP6 ensemble, we arbitrarily decide to use models that performed at least 10 historical simulations (more details in Table 1).

Finally, we also analyze four components of the Detection-Attribution Model Intercomparison Project (DAMIP simulations). These experiments are based on the setup of the historical simulations but constrained with forcing of only one origin: natural (Nat), greenhouse gases (GHG), anthropogenic aerosols (AA), and stratospheric ozone (Ozone), respectively



TABLE 1. Information on the CMIP6 models used in this study.

No.	Model name	Atmospheric resolution (lon $\times$ lat)	No. of members of historical simulations	No. of members of DAMIP simulations	Years of piControl simulations	Variant label of the experiments	References
1	ACCESS-ESM1-5	1.875° $\times$ 1.25°	40	3 (for GHG, AA, Nat, no Ozone)	1000	r[1–40]i1p1f1	Ziehn et al. (2020)
2	CanESM5	2.8° $\times$ 2.8°	25	25 (GHG), 15 (AA), 25 (Nat), 10 (Ozone)	1000	r[1–25]i1p1f1	Swart et al. (2019)
3	CESM2	1.25° $\times$ 0.9°	11	3 (GHG), 2 (AA), 3 (Nat), no Ozone	1200	r[1–11]i1p1f1	Danabasoglu et al. (2020)
4	CNRM-CM6-1	1.4° $\times$ 1.4°	29	10 (GHG, AA, Nat)	500	r[1–29]i1p1f2	Volodire et al. (2019)
5	EC-Earth3	0.7° $\times$ 0.7°	17	—	501	r[1–17]i1p1f1	Döscher et al. (2022)
6	GISS-E2-1-G	2.5° $\times$ 2°	11	5 (GHG, AA, Nat, no Ozone)	851	r[1–11]i1p1f2	Miller et al. (2021)
7	INM-CM5-0	2° $\times$ 1.5°	10	—	1201	r[1–10]i1p1f1	Volodin et al. (2018)
8	IPSL-CM6A-LR	2.5° $\times$ 1.27°	32	10 (GHG, AA, Nat, Ozone)	1200	r[1–32]i1p1f1	Boucher et al. (2020)
9	MIROC6	1.4° $\times$ 1.4°	50	3 (GHG), 10 (AA), 50 (Nat), 3 (Ozone)	800	r[1–50]i1p1f1	Tatebe et al. (2019)
10	MPI-ESM-1-2-LR	1.875° $\times$ 1.875°	10	—	1000	r[1–10]i1p1f1	Mauritsen et al. (2019)
11	MRI-ESM2-0	1.125° $\times$ 1.125°	10	5 (GHG, AA, Nat), 3 (Ozone)	701	r[1–10]i1p1f1	Yukimoto et al. (2019)
12	NorCPM1	2° $\times$ 2°	30	—	500	r[1–30]i1p1f1	Bethke et al. (2021)

[more details in Gillett et al. (2016)]. The CMIP6 protocol spans the time range 1850–2014. Each experiment is performed several times, as for the historical ensemble. Note that the DAMIP experiments only forced by land use do not exist (Gillett et al. 2016). Experiments proposed in the Land Use Model Intercomparison Project (LUMIP; Lawrence et al. 2016) are not directly comparable. The effect of this forcing will thus not be addressed specifically here. As shown in Table 1, relatively fewer members are usually run for each model in DAMIP configurations. It is thus generally difficult to attribute robustly the detected forced modulations.

### b. Observations

In this study, three observational datasets from different sources are analyzed to evaluate the model’s capacity to reproduce the observed climate modulations. First, the monthly land surface precipitation datasets with a spatial resolution of 0.5° from the Climate Research Unit, version 4.01 (CRU TS 4.01; Harris et al. 2020) for the period 1901–2016 and GPCC, version V2018.05 (GPCC V2018.05; Meyer-Christoffer et al. 2018) covering the period 1891–2016 are used. These datasets differ by the weather stations used and the methodology applied to derive the gridded products. In particular, GPCC uses more weather stations while the approach of CRU gives greater temporal fidelity (Undorf et al. 2018). We also use SST from the Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature reanalysis dataset (HadISST1; Rayner et al. 2003) covering the period from 1870 to 2015 with a spatial resolution of 0.5°.

### c. Methods

The temporal coverage of the observational data and the model simulations differ, but all data cover the period 1901–2014 on which our analysis is based.

To extract the decadal-scale modulations, we apply successively a high-pass and a low-pass filtering to both observed and simulated time series. The high-pass filtering aims at removing possible centennial variability that has been detected in several recent climate simulations (e.g., Jiang et al. 2021; Volodire et al. 2019). It consists of the removal of the linear trend calculated from a least-squares fit to a first-order polynomial of the corresponding 114-yr-long time series. A low-pass Butterworth filter of order 10 with a 10-yr cutoff is then applied. The signals obtained this way are called “decadal modulations” in the rest of this study.

Our analysis of the effect of internal variability and external forcing on the decadal modulations of the Sahel rainfall is twofold. On the one hand, it evaluates the amplitude of the signals by calculating the standard deviation of the time series. On the other hand, it considers the synchrony of the simulated time series with observations using anomaly correlation coefficients (ACC). Unless stated otherwise, statistical significance of ACC is assessed using nonparametric approaches. Indeed, the number of degrees of freedom is probably limited in our 114-yr-long low-pass filtered time series and difficult to estimate. More details are given in the corresponding results sections.

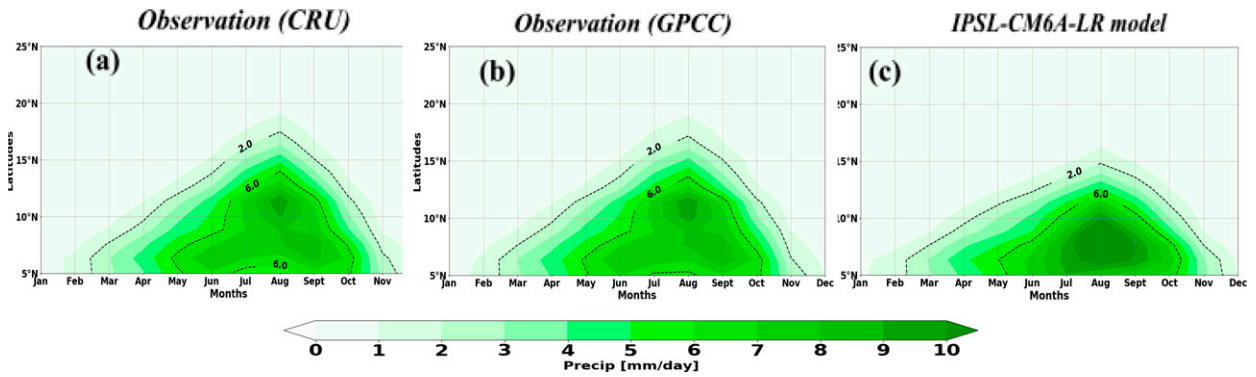


FIG. 1. Observed and simulated precipitation over North Africa ( $\text{mm day}^{-1}$ ) averaged over the period 1901–2014. Rainfall annual cycle (color and contour) averaged over the longitude range  $20^{\circ}\text{W}$ – $20^{\circ}\text{E}$  from the (a) Climatic Research Unit (CRU) and (b) Global Precipitation Climatology Center (GPCC) observational datasets and (c) a historical simulation of the IPSL-CM6A-LR model.

### 3. Contribution of the internal variability and external forcings on decadal modulations of the Sahel rainfall in the CMIP6 ensemble

#### a. An adaptable definition of the Sahel region

The rainfall annual cycle observed over West Africa is presented in Figs. 1a and 1b by zonally averaging the rainfall over the longitudinal domain  $20^{\circ}\text{W}$ – $20^{\circ}\text{E}$ . Note that in all these analyses, rainfall is only considered over land grid points. The West African monsoon reaches its northernmost position (around  $15^{\circ}\text{N}$ ) in August: the Sahelian phase of the monsoon (Thorncroft et al. 2011). This phase is intense during the months of July, August, and September (JAS) corresponding to the period when the Sahel receives the majority of its annual rainfall, here defined as the monsoon season. Compared to observations, CMIP6 simulations from 12 models simulate reasonably well the observed annual cycle, although the maximum rainfall in August is most

often abnormally shifted southward (not shown). As an example, Fig. 1c shows that in the IPSL-CM6A-LR model it reaches only around  $7^{\circ}\text{N}$ . The mean Sahel rainfall over the summer period (JAS) also highlights this bias in all models (Fig. 2). This feature is consistent with previous findings for models participating in CMIP5 (Monerie et al. 2020b) and the more recent CMIP6 inter-comparison exercises (Klutse et al. 2021).

Given the zonal orientation of summer rainfall, the longitudinal limits of the Sahel region may vary depending on the studies (Biasutti 2019; Dong and Sutton 2015; Gaetani et al. 2017). In this work, they are taken as  $20^{\circ}\text{W}$ – $20^{\circ}\text{E}$ . The meridional limits of the Sahel region are generally fixed to  $10^{\circ}$ – $20^{\circ}\text{N}$ . In Fig. 2 the latitudinal extension of the Sahel region is analyzed more carefully in order to account for the southern shift of the rainfall pattern in the CMIP6 models. In the observation datasets, the northern limit of the so-called Sahel region ( $20^{\circ}\text{N}$ ) corresponds to the latitude where no more rain occurs

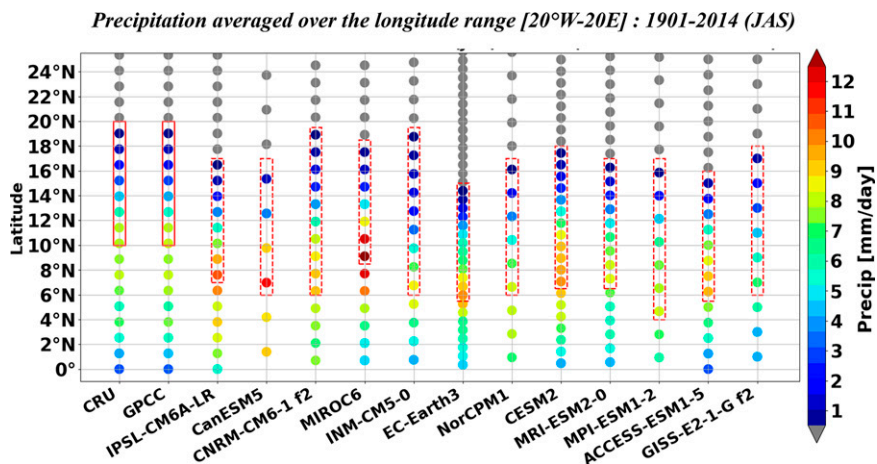


FIG. 2. Observed and simulated precipitation ( $\text{mm day}^{-1}$ ) over 1901–2014 of the summer season (JAS). Precipitation averaged over the longitude range  $20^{\circ}\text{W}$ – $20^{\circ}\text{E}$  as a function of latitude from the CRU and the GPCC observational datasets as well as from the first member of the historical ensemble of each selected model. Full and dashed boxes represent the meridional limit of the Sahel region for observation and models, respectively, following a physical definition (see the text for details).

*Decadal modulations of Sahel rainfall : 1901-2014 (detrended – 10 years cutoff)*

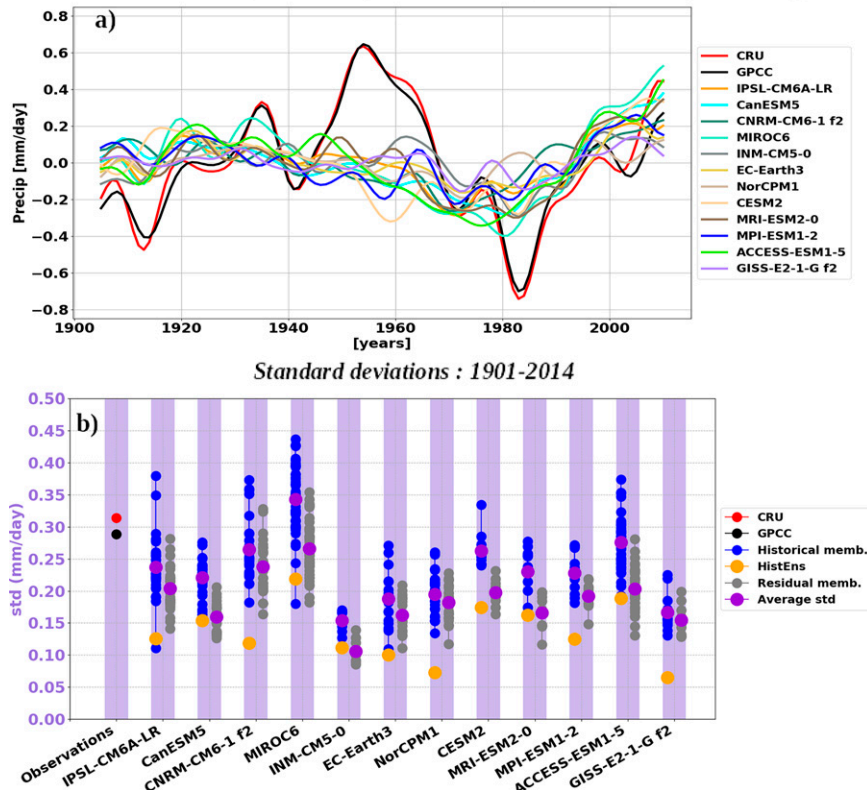


FIG. 3. Observed and simulated decadal variability of Sahel rainfall (JAS) for the period 1901–2014. (a) Time series of anomalous Sahel rainfall ( $\text{mm day}^{-1}$ ) computed with respect to the entire 1901–2014 study period. Red and black indicates the CRU and GPCC observed datasets respectively; other colors represent HistEns of 12 CMIP6 models. (b) Standard deviations (std) from CRU (red dots) and GPCC (black dots) observations, from each historical member (blue) and residual members (gray) obtained by subtracting HistEns from each historical member for each CMIP6 model. Purple and orange dots represent the mean standard deviation of the members and the standard deviation of HistEns, respectively.

(<0.5  $\text{mm day}^{-1}$ ) over the monsoon season. The southern limit of the traditional definition of the Sahel rainfall corresponds to the maximum of summer rainfall (8.0  $\text{mm day}^{-1}$  at  $10^{\circ}\text{N}$ ). This corresponds to the solid red box in the first two columns of Fig. 2. In the other columns of Fig. 2, we apply these physically based meridional limits to the simulated zonally average rainfall for each model. Note that in order to mimic observations, for which only one realization is available, while internal variability weakly impacts the climatological mean computed over 30 years as in Fig. 2 (not shown), only the first member of the historical ensemble of each model is used in Fig. 2. Placing the southern limit for the Sahel region at the latitude where the maximum rainfall is simulated for each model and the northern limit at the latitude corresponding to the limit of the rainy zone as in the observations yields the latitudinal location of this region for each model shown in Fig. 2 (red box). The Sahel region so defined in each model is shifted southward as compared to the observations. This definition will be used in the remainder of this study. Note that although it is more physically based than the classical definitions, the observed maximum precipitation

remains overestimated in almost all models, except in the NorCPM1, GISS-E2-1-G, and MPI-ESM1-2 models (Fig. 2).

*b. Analysis of decadal modulations of Sahel rainfall in CMIP6 models*

Observed and simulated low-frequency modulations of Sahel rainfall are analyzed in Fig. 3. Both observation datasets show multidecadal modulations during the twentieth century with negative anomalies at the beginning of the century, positive ones in the 1950s and 2000s, and negative ones again in the 1980s, in accordance with previous studies (Berntell et al. 2018; Lebel and Ali 2009; Nicholson 1983; Fig. 3a). The forced modulations of the Sahel rainfall as diagnosed from the ensemble mean of the historical sets of CMIP6 climate models also show signals at the decadal to multidecadal time scale. Models generally agree that the period around 1920–30 was anomalously wet, and the period 1970–80 relatively drier. The rainfall recovery toward the 2000s also tends to be relatively well reproduced by the forced response. The agreement among models and observations at the decadal

time scale requires more quantitative metrics to be clearly assessed.

We analyze first the simulated and observed amplitude of variability by the standard deviation values in Fig. 3b. The standard deviation amounts to  $0.31 \text{ mm day}^{-1}$  for CRU and  $0.29 \text{ mm day}^{-1}$  for GPCC. Only the historical members of the models IPSL-CM6A-LR, CNRM-CM6-1, MIROC6, CESM2, and ACCESS-ESM1-2 show a range of standard deviations (blue dots in Fig. 3b) that include the observed values. The latter are, however, higher than the mean standard deviation of the different models used, except for the MIROC6 model, which amounts to  $0.34 \text{ mm day}^{-1}$ . It is also higher than the mean value of the standard deviations of all historical members of all models (average of all blue dots in Fig. 3b), which is  $0.23 \text{ mm day}^{-1}$ . This analysis shows that the amplitude of observed Sahel rainfall is underestimated by the majority of CMIP6 models used. This is a general feature of coupled models already highlighted in earlier exercises of intercomparison (e.g., Rodríguez-Fonseca et al. 2011; Joly et al. 2007; Kucharski et al. 2013; Biasutti 2013) and thus does not seem to have improved in CMIP6. This could be related to the accuracy with which feedback processes, like vegetation–atmosphere feedbacks, are parameterized (Giannini et al. 2003; Zeng et al. 1999) or to the coarse resolution that does not allow for explicit simulation of deep convection (Vellinga et al. 2016).

The amplitude simulated by the models results from the response of precipitation to both internal variability and external forcings. Each of these may be individually underestimating the observed amplitude. One can note that the estimated forced modulations of the CMIP6 models are much smaller than the observed variability (Fig. 3a). This is quantified in Fig. 3b: the standard deviations of the historical ensemble mean (HistEns) of the different models (orange dots in Fig. 3b) are systematically smaller than the observed standard deviation and the mean standard deviation of the individual historical members. In addition, the mean value of the standard deviations of the HistEns of all models, which is  $0.13 \text{ mm day}^{-1}$  (average of all orange dots in Fig. 3b), is also smaller than the observed standard deviation and the mean value of the standard deviations of all historical members of all models. This indicates that external forcing cannot generate the observed amplitude of variability. This would be consistent with a part of variability being produced internally by the climate system. To assess the role of the latter, we diagnose the residual internal variability in each individual simulation by subtracting the HistEns of the respective models. The standard deviation of residual variability is shown in Fig. 3b (gray dots). Compared to HistEns, it tends to be closer to that of historical members and observations. This is true for all models except INM-CM5-0 for which the standard deviation of the HistEns is above the average residual one. The mean value of the standard deviations of residual variability of all models, which is  $0.18 \text{ mm day}^{-1}$  (average of all gray dots in Fig. 3b), is close to that of all historical members of all models and observations. This analysis confirms the role of internal variability in setting the amplitude of the total variability. It follows that the fact that individual historical members tend to underestimate the observed amplitude might thus be due to an underestimated amplitude of the simulated internal variability, as

suggested in the North Atlantic region by Kim et al. (2018) and Yan et al. (2019).

To quantify the synchrony of the simulated modulations of Sahel rainfall in the CMIP6 models, we compute the ACC of the rainfall time series over the full 1901–2014 period with observations. Since CRU and GPCC modulations are very similar, we focus here on the CRU dataset only. Correlation coefficients of the individual historical members shown in blue marker in Fig. 4a for each model may be positive or negative, except for those of the INM-CM5-0 and MRI-ESM2-0 models, which are all positive. The average correlation is, however, positive and strictly above zero for all the models, which suggests that for each of these models, historical members are on average relatively synchronized with the observations. To disentangle between the external and internal influences, we evaluate the correlations for the residual variability for each individual member. The range of correlations of the individual members is very wide, with both positive and negative values, which suggests that the internal variability could, by chance, be synchronized with observations. However, the average correlation of the residual members of various models is approximately zero, suggesting no systematic influence of the internal variability on the synchrony of the average modeled response with observed modulations. In all the models, the forced response as diagnosed from HistEns has a higher correlation than the average correlation of the individual historical or residual members. This further indicates that the effect of external forcing alone tends to systematically enhance the synchrony of the average response with the observed modulations. However, this does not mean that the average response is significantly correlated with the observations.

To gain confidence in the effect of external forcing in terms of synchrony the variability, the significance of the HistEns correlations is quantified by a statistical test based on the long piControl simulation. In practice, for each model, we extract portions of 114 years (length of the historical period) of the long piControl simulation starting from randomly chosen dates. The number of extracted portions corresponds to the size of the historical ensemble of each model (see Table 1). These portions are furthermore averaged and called piCtrlEns in the following. We have applied exactly the same statistical treatment to these piCtrlEns as for the HistEns (section 2). Since there is no physical reason why an ensemble average of piControl simulations would be synchronized with observations, the correlation of piCtrlEns and observations is considered as noise. In Fig. 4b we show for each model the probability density function (PDF) of the correlation of 5000 combinations of piCtrlEns with the CRU time series of Sahel rainfall (gray shading). We note that the PDFs could be subjected to sampling uncertainty, meaning that they can vary when the 5000 combinations are resampled, or if only the last 500 years of the piControl simulations are sampled. Yet further analysis showed that this effect is small and does not change the results shown below (not shown).

The significance of the correlation of HistEns with observations is evaluated against this PDF based on piCtrl segments for each model. Correlation of the forced ensemble is considered significant if it exceeds the 2.5% extreme maximum and

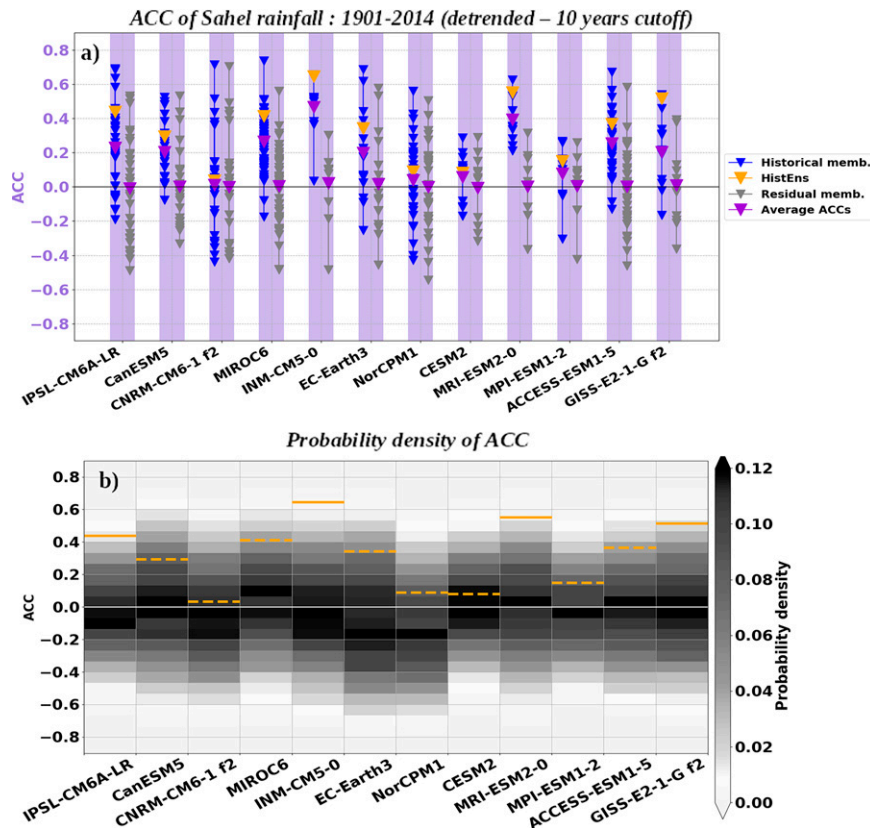


FIG. 4. ACC between observed and simulated decadal variability of Sahel rainfall (JAS) for the period 1901–2014. (a) ACC between observations from the CRU dataset and each historical member (blue marks), HistEns (orange marks), and residual members (gray marks) obtained by subtracting HistEns and each historical member for each CMIP6 model. Purple marks represent the mean ACC average for the different historical members. Purple and orange marks represent the mean ACC of the members (historical and piControl) and the ACC of HistEns from historical experiments of each model, respectively. (b) Probability density function of ACC between observations from the CRU dataset and 5000 combinations of piCtrlEns of each CMIP6 model. Full and dashed orange lines represent correlations between observations from CRU and HistEns from historical experiments of each model and significant correlations at the 95% level, respectively. More information on the significance test used in the section 3b where this figure is described.

minimum values of the PDF constructed with the unforced ensemble. Using this approach, significant correlations are found for four (i.e., one-third) of the models: IPSL-CM6A-LR, INM-CM5-0, MRI-ESM2-0, and GISS-E2-1-G, with values of 0.44, 0.65, 0.55, and 0.51, respectively. The forced signal in CanESM5, CNRM-CM6-1, MIROC6, EC-Earth3, NorCPM1, CESM2, MPI-ESM1-2, and ACCESS-ESM1-5 is, on the other hand, insignificantly correlated with observations. The insignificant or significant synchrony of the forced decadal modulations of the Sahel rainfall with observations in these models may be due to an incorrect or insufficient response to the external forcings or the internal variability not sufficiently averaged out. For CNRM-CM6-1, NorCPM1, CESM2, and MPI-ESM1-2, the difference between the HistEns ACC scores and the average ones obtained from the historical members and the residual members is relatively weak (Fig. 4a). This suggests that the external forcing does

not provide any synchrony with the observations for these models. External forcings on the other hand clearly improve the correlation of Sahel rainfall with observations in CanESM5, MIROC6, EC-Earth3, and ACCESS-ESM1-5 (Fig. 4a), although not sufficiently to make it significant. For IPSL-CM6A-LR, INM-CM5-0, MRI-ESM2-0, and GISS-E2-1-G, the significant correlation at 95% of the forced response suggests that it is very unlikely that the internal variability could be explaining the correlations of the ensemble average of these models with observations. One cannot rule out at this stage that the forced response is overestimated in these models, or that it might be due to an incorrect response, although we believe this last possibility is less probable.

Given that models tend to show reduced variance in the HistEns with respect to the average variance (Fig. 3b), one

could wonder if the four models that show statistically significant ACC scores could be suffering from the signal-to-noise paradox (Scaife and Smith 2018): Many models are better capable of predicting observations than of predicting themselves, especially over the Atlantic region. We have tested if this is indeed the case by calculating the ratio of the predictable component (RPC) as defined in Eq. (1) of Weisheimer et al. (2019), that is, the ratio between the predictable component of the real world and the predictable component of a model. The predictable component of the real world is estimated by the square root of the observed variance explained by the HistEns (the correlation values in Fig. 4a, orange triangles). The estimation of the predictable component of each model is derived by the square root of the ratio of the model signal (square of orange circles in Fig. 3b) to the total variance of the simulations (for each model, addition of the square of the orange circle and the average of the squares of the purple circles of the residual column in Fig. 3b). The RPC is 1.34 for the GISS-ES-1-G model, which suggests it suffers to some degree from the paradox, as the significant correlation of this model is inconsistent with its small predictable signal. However, for the IPSL-CM6A-LR, INM-CM5-0, and MRI-ESM2-0 models, the RPC is between 0.79 and 0.89, suggesting that their correlation with observations is relatively consistent with the model's own behavior, with some degree of underestimation for the predictable signal in the observations or/and an overestimation of the model's own predictable signal.

To better understand the origin of the forced response in the four models for which the forced signal is significantly correlated with the observations, we turn our attention to the role played by the individual forcings. Unfortunately, at the time of writing, the INM-CM5-0 model has not run in DAMIP configuration, and MRI-ESM2-0 and GISS-E2-1-G only have five or fewer members for each forcing. This is presumably too little to draw robust conclusions. We thus finally propose a specific analysis based on the IPSL-CM6A-LR model alone, which proposes 10 members for each DAMIP configuration.

#### 4. Attribution of forced decadal modulations of Sahel rainfall in the IPSL-CM6A-LR model

##### a. Influence of the individual forcings

The IPSL-CM6A-LR Earth system model is the global coupled ocean-atmosphere general circulation model developed by the Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL) as part of CMIP6 (Boucher et al. 2020). It is an improved version of the IPSL-CM5B model used in CMIP5. The low spatial resolution (LR) version of the IPSL-CM6A model is used in this study and corresponds to the medium spatial resolution (MR) of IPSL-CM5A. The model is composed of version 6A-LR of the LMDZ atmospheric model (Hourdin et al. 2020), version 3.6 STABLE of the NEMO ocean model, and version 2.0 of the ORCHIDEE land surface model.

As previously shown (Fig. 4), the ensemble mean of summer Sahel rainfall computed from the 32 members of the historical experiment (called HistEns32 in the following), is

significantly correlated with the observed Sahel rainfall modulations (0.47 with CRU and 0.43 with GPCC) for the entire twentieth century. The time series are reproduced for this model only in Fig. 5a for clarity. Spatially, the correlation with the Sahel rainfall index from CRU is high and positive over the western Sahel, particularly over Senegal (Fig. 5c). For the statistical test of the ACC pattern, the same approach as defined in the previous section is used but here the piCtrlEns PDF based on 32 members taken randomly through the long piCtrl simulation (called piCtrlEns32 in the following) is calculated at each grid point. These correlations are significant at the 95% level in the western Sahel and a part of the eastern Sahel. They are also relatively high in the far eastern Sahel (30°–35°E), outside of our region of interest. The mechanisms responsible for these latter correlations are left for separate studies. This analysis indicates that in this model, the influence of external forcing on the synchrony of the observed modulations of the Sahel rainfall is most prominent in the western part of the Sahel region.

To better analyze the effect of the individual external forcing on the observed decadal modulations of rainfall in the Sahel, we select the first 10 historical members, whose initial conditions correspond to the ones from which the 10 members of each of the DAMIP experiments of this model were started. The ensemble average calculated using these first 10 members will be referred to hereinafter as HistEns10. The decadal modulations in HistEns10 (blue in Fig. 5a) also show high positive correlations (between 0.60 and 0.80) with the CRU time series in the western Sahel and a part of the eastern Sahel (Fig. 5b). The HistEns10 Sahel time series is strongly correlated to observations with ACC values of 0.63 with CRU and of 0.61 with GPCC. Using the statistical test detailed in the previous section but with a piCtrlEns PDF based on 10 members randomly chosen, these correlations are statistically significant (not shown). To gain further confidence in these correlations and in particular in the representativity of the 10 first historical members within the initial ensemble of 32, we additionally computed HistEns10 PDFs by calculating the distribution of correlations between the CRU observed time series of Sahel rainfall and 5000 ten-member averages of randomly picked historical members from the 32 possibilities (Fig. 6, blue bars). This distribution is compared to a PDF similarly built but using the 32 portions of the piControl experiment that start from the 32 dates used as initial conditions in the various historical members (Fig. 6, gray bars). Both PDFs are statistically distinguishable at the 95% confidence level using the Kolmogorov-Smirnov test. This confirms that in this model external forcing significantly acts to shift the decadal modulations of the Sahel rainfall toward the observations, and that this effect can be seen even with ensembles of only 10 members. Internal variability strongly competes with this effect, as can be seen from the relatively wide spread of the HistEns10 PDF obtained with randomly selected ensembles of 10 forced members. One can nevertheless see that the width of the PDF is reduced in the forced ensemble, suggesting that the external forcing contributes to reduce the uncertainty of the decadal modulations of the Sahel rainfall. In addition, the median of the HistEns10 PDF is similar to the correlation of the HistEns32 (orange line). The HistEns10, derived

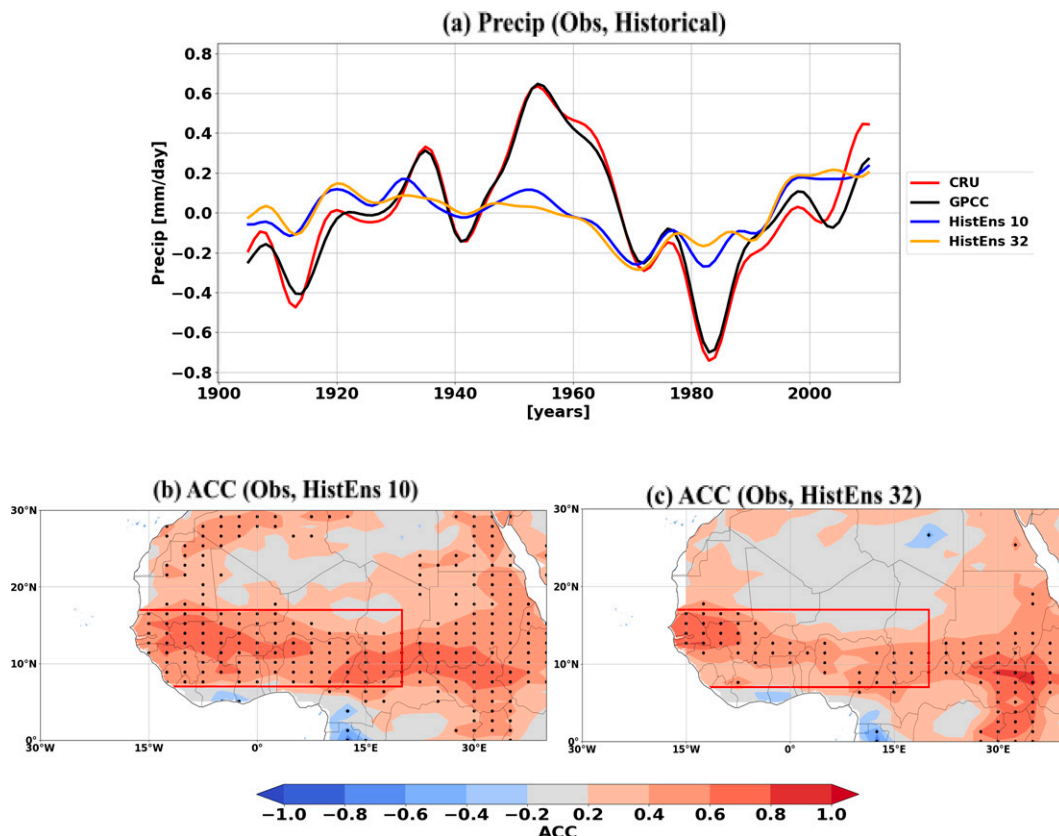


FIG. 5. Decadal variability of Sahel rainfall (JAS) for the period 1901–2014. (a) Time series of anomalous Sahel rainfall ( $\text{mm day}^{-1}$ ) computed with respect to the 1901–2014 study period. Red and black indicate CRU and GPCC observed datasets respectively; blue and orange indicate the ensemble mean of 10 and of 32 members, respectively. The bottom panels represent the anomaly correlation coefficient (ACC) between the decadal residual of the observed (CRU) index and the decadal variability of the simulated summer precipitation at each grid point obtained in HistEns from (b) the 10 first members and (c) all 32 members of the historical experiment. The significant correlations at the 95 % level are marked by asterisks (\*). More information on the significance test used in the sections where this figure is described.

from the 10 first historical members (blue line in Fig. 6), is relatively strongly correlated to observations as compared to the correlation inferred from HistEns32 and the HistEns10 PDF, but the analysis above gives confidence in the robustness of this correlation.

We thus now turn our attention to understanding the synchrony of the decadal modulations of the Sahel rainfall in the model. For this, we analyze the contribution of the different external forcings. Figure 7a shows a high and significant correlation between HistEns10 and the response to AA forcing only. AA forcing explains 60% of HistEns10 variance ( $\text{ACC} = 0.75$ ). In addition, the standard deviation of Sahel precipitation due to AA forcing amounts to 90% of that of the HistEns average signal. Conversely, the Nat, Ozone, and GHG forcings yield modulations of the Sahel rainfall that are insignificantly correlated with the total forced response. The standard deviation of the Sahel precipitation in these ensembles of forced simulations is weaker than the total standard deviation of precipitation time series in the historical run (blue values in Fig. 7a). The grid point correlation confirms

the strong effect of AA on the synchrony of the forced decadal signal in the model (Fig. 7c) as opposed to Nat, GHG, and Ozone (Figs. 7b,d,e). This result suggests that forced decadal modulations of Sahel rainfall during the twentieth century is primarily explained by AA forcing in this model. This result completes recent studies suggesting the role of AA on specific periods of the twentieth century (Herman et al. 2020; Hirasawa et al. 2020, 2022; Zhang et al. 2022). Here, it is shown that this role is significant when averaged over the whole century. To clarify mechanisms, the rest of this study focuses on the ocean-mediated influence.

#### b. Influence of the SST decadal modulations

As stated in the introduction, the effect of anthropogenic aerosols on Sahel rainfall could be the result of a direct radiative response and/or could be mediated through SST changes. To evaluate the potential role of the ocean-mediated mechanism on average over the whole twentieth century, we computed the correlation between the Sahel decadal rainfall index and the decadal modulations of the SST at each grid

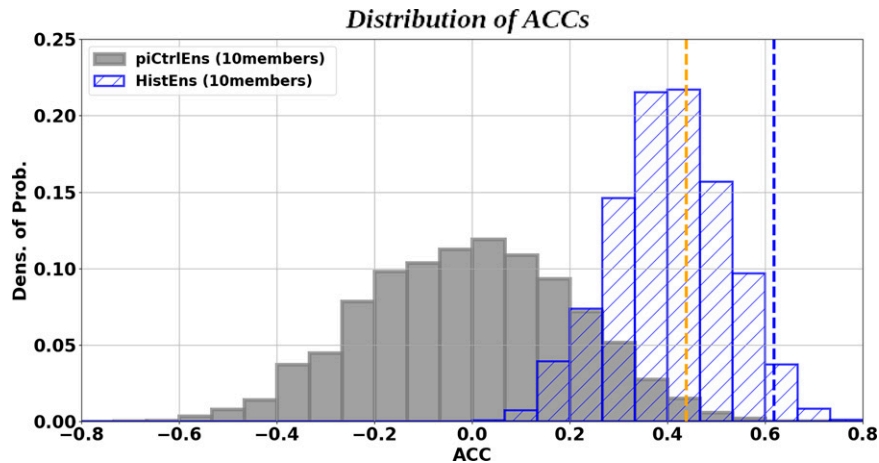


FIG. 6. PDF of ACC between observation from the CRU dataset and 5000 combinations of 10 members taken randomly among the 32 members of the historical experiment (blue) and among the 32 portions of 165 years starting from the same 32 dates of the piControl experiment (gray) used as initial conditions in the various historical members. Blue and orange vertical lines represent the correlations between the observation and HistEns from 10 first members and from all 32 members of the historical experiment, respectively.

point in observations and in the model (Fig. 8, top panels). Note that at each grid point, the same approach as defined in section 2c for extracting the decadal-scale modulation is also applied to the SST before the calculation of the correlation. The significance of the correlation is quantified here with a nonparametric random-phase test of Ebisuzaki (1997), as in Yan et al. (2019), which takes into account the autocorrelation of the time series. Significance is given with respect to a  $p$  value of 0.05. The pattern of correlation in observations (Fig. 8a) shows an interhemispheric structure of SST associated with enhanced precipitation, with positive correlations in the Northern Hemisphere and negative ones in the Southern Hemisphere. In the North Pacific and Atlantic in particular, including the Mediterranean Sea, the correlations are positive and statistically significant at the 95% confidence interval. Several studies have already shown an influence of SST anomalies on the low-frequency variability of precipitation in the Sahel (Rowell 2003; Mohino et al. 2011; Rodríguez-Fonseca et al. 2015). In the Southern Hemisphere, negative correlations are significant in some areas in the tropical and subtropical band, and in particular in the Indian Ocean. This pattern is consistent with Martin et al. (2014, their Fig. 2) and Lu (2009, their Fig. 9).

This observed SST–Sahel rainfall relation may be the result of both internal and forced compounds. In the model, we can explore the forced and internal mechanisms separately, as long as we suppose that they can be separated. We first focus on the internal relationship between SSTs and Sahel rainfall using the 1200-yr piControl simulation (Fig. 8b). The SST pattern associated with Sahel rainfall decadal modulations is quite similar to the one found in observations in the Northern Hemisphere yet with weaker correlation values (Fig. 8a). This is consistent with several studies that have shown a clear influence of AMV on the decadal modulations

of the Sahel rainfall (e.g., Martin et al. 2014; Mohino et al. 2011; Rodríguez-Fonseca et al. 2011). This pattern indicates that the internal variability in the model is able to induce changes in Sahel rainfall via a teleconnection with North Atlantic SSTs comparable to observations. The pattern resembles the AMV pattern in the model (Boucher et al. 2020). Note that in the historical experiments of this same model, AMV computed in individual members is less correlated with the observed AMV than the ensemble mean HistEns (except for 3 members out of 32; not shown). Thus the synchrony of the simulated HistEns AMV with the observed one is largely due to external forcings (not shown). It is therefore unlikely that internal AMV in the model may induce the synchrony between the model's Sahel monsoon and the observations highlighted in Fig. 4.

The SST in the Mediterranean Sea also shows a significant correlation with the WAM decadal modulations both in the observations and in the piControl simulation. This could suggest a causal link as well (Park et al. 2016; Rodríguez-Fonseca et al. 2011; Rowell 2003). The PDO-like pattern in the Pacific in Fig. 8b could be due to an influence of the AMV on the Pacific decadal oscillation (PDO) in the model, as described in Boucher et al. (2020), or reflect an influence of the PDO on Sahel rainfall (Villamayor and Mohino 2015). We also note that in the control simulation, correlations in the Southern Hemisphere are statistically significant only in some limited areas and in particular not in the Indian Ocean, as opposed to what is detected in the observations (Fig. 8a).

In terms of mechanisms, the Atlantic SST pattern induces a northward shift of the ITCZ over the Atlantic basin and adjacent continental areas (not shown), in agreement with previous works (Folland et al. 1986; Martin et al. 2014; Zhang et al. 2019). Over the land, it is also expected to modulate the summer Saharan



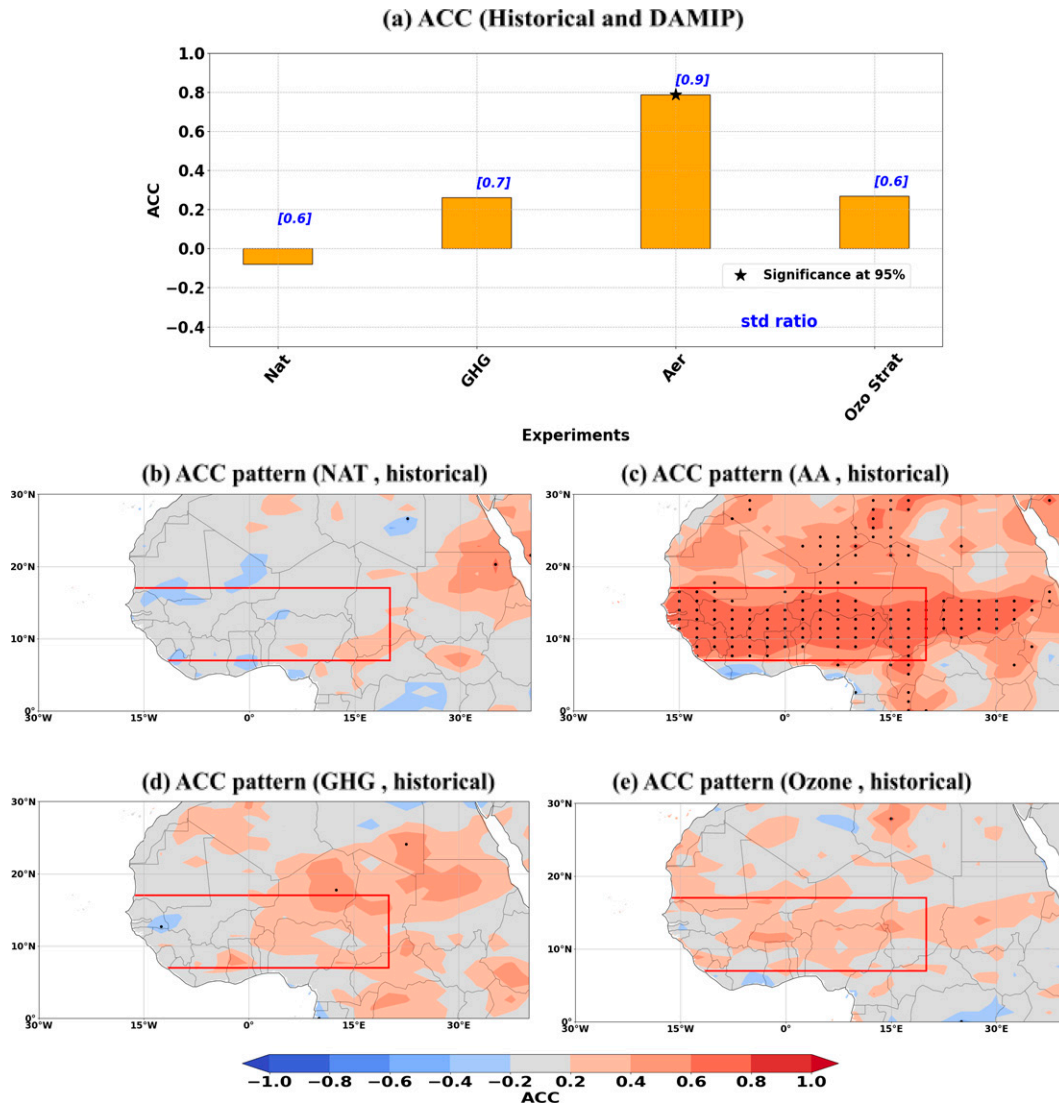


FIG. 7. (a) ACC of Sahel precipitation (JAS) between Historical and DAMIP experiments (Ens 10). Blue numbers show the ratio of standard deviations of the Sahel index between the DAMIP experiments and the Historical one. The 95% significant correlation is marked by an asterisk (\*). (b)–(e) As in (a), but for individual grid points. ACC patterns between ensembles mean (Ens 10) of historical and DAMIP experiences as natural forcing (NAT), anthropogenic aerosol forcing (AA), greenhouse gas forcing (GHG), and stratospheric ozone forcing (Ozone), respectively. The 95% significant correlation is marked by dots. More information on the significance test used in the sections where this figure is described.

heat low (SHL) which is strongly coupled to the monsoon in this region (Shekhar and Boos 2017). This latter is diagnosed in this study as a maximum low-level atmospheric thickness (LLAT) that can be estimated as the difference between geopotential height at 700 hPa and at 925 hPa (i.e.,  $ZG700 - ZG925$ ), as in Lavaysse et al. (2009), Monerie et al. (2020a), and Shekhar and Boos (2017). On average, the SHL's ascent branch is located poleward of the ascending branch of the deep ITCZ (Shekhar and Boos 2017). In the piControl simulation, during intense WAM phases, the SHL exhibits a northward shift (Fig. 8d), which may be due to the SST pattern.

In the forced AA ensemble mean (Fig. 8c), the SST pattern associated with the averaged Sahel rainfall shows an interhemispheric dipole similar to the one obtained in the unforced simulation (Fig. 8b), albeit with a reduced area of statistically significant correlations, in particular in the North Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea. Note that this picture shows an average influence of the ocean on the Sahel rainfall over the whole century. This approach differs and complements the recent study by Hirasawa et al. (2022), which gives a much more detailed description of the influence of the various basins over specific periods of the late twentieth century.

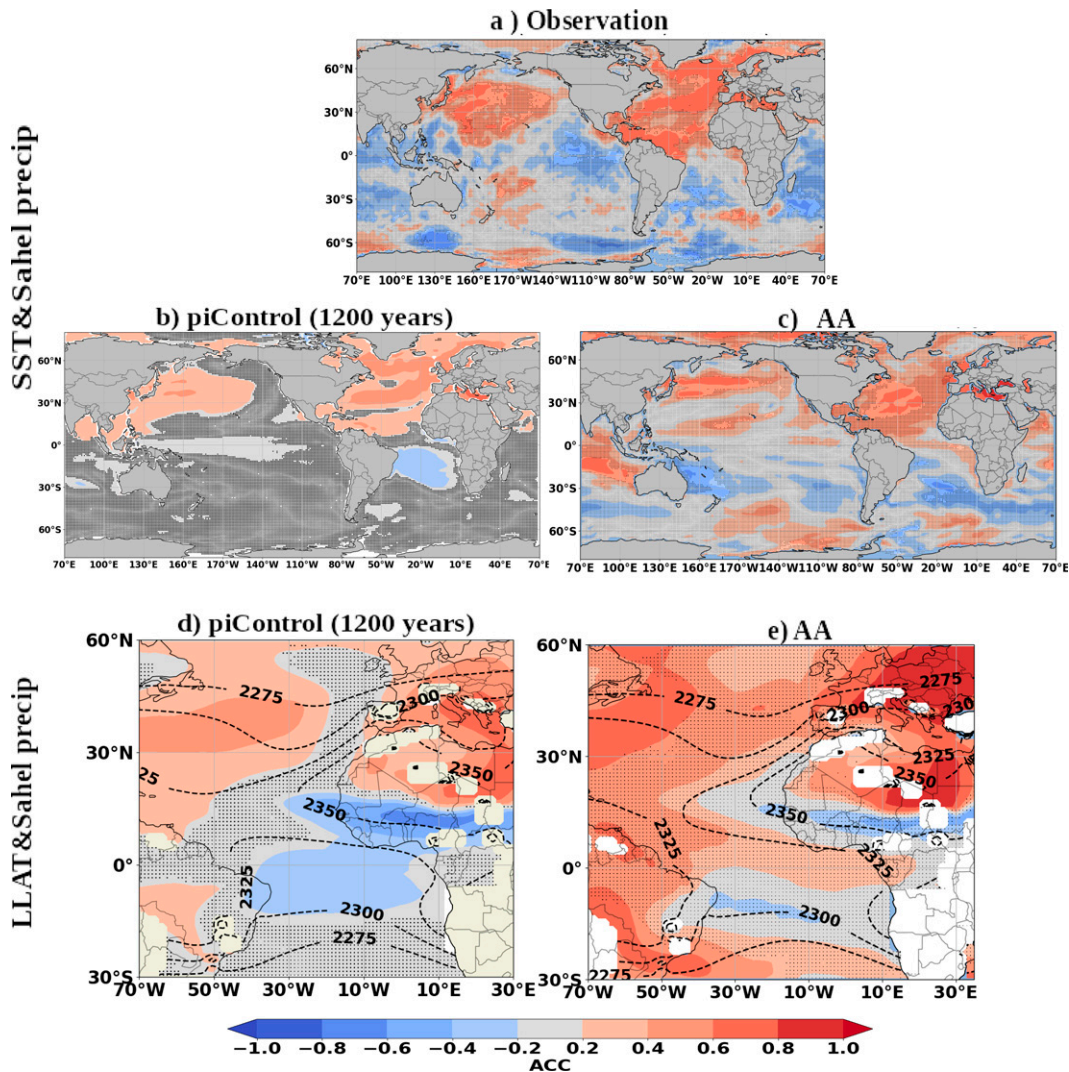


FIG. 8. ACC between the average Sahel precipitation (JAS) and sea surface temperature (SST; annual) and low-level atmospheric thickness (JAS) at each grid point for the period 1901–2014 from different datasets: from (a) CRU and HadISST observations, (b),(d) 1200-yr piControl, and (c),(e) the ensemble mean (Ens 10) of anthropogenic aerosol forcing (AA), respectively. The grid points where the correlation is not significant at 95% are marked by black dots. More information on the significance test used in the sections where this figure is described. The dashed black contours in (d) and (e) represent the annual climatology of the low-level atmospheric thickness. All fields have been linearly detrended before the computation.

Furthermore, the response of the LLAT in the AA ensemble is also consistent with the one found in the unforced simulation in particular over North Africa, the Mediterranean Sea, and southwest Europe (Fig. 8e). This northward shift of the SHL, together with the northward shift of the ITCZ over the Atlantic and adjacent continental areas (not shown) and the similarities between the SST patterns in both simulations, suggests that the mechanisms are similar and thus that part of the effect of the AA on Sahel rainfall is mediated through SSTs. By influencing the SSTs over the North Atlantic and the Mediterranean Sea, the AA would alter the summer migration of the ITCZ, and hence Sahel rainfall.

## 5. Discussion and conclusions

In this study, the contribution of the effect of internal variability and external forcings on low-frequency modulations of Sahel rainfall during the twentieth century was quantified using the observations and piControl and Historical experiments of 12 CMIP6 models and the DAMIP experiment of the IPSL-CM6A-LR model.

We first showed that the seasonal rainfall cycle in the Sahel in the historical ensembles of the CMIP6 models is relatively realistic but with an underestimate of the northward migration of the summer monsoon (JAS). In agreement with Klutse et al. (2021), this bias, also identified in the CMIP5 ensembles

(Monerie et al. 2020b), is differently represented among the CMIP6 models. To take this bias into account, we have proposed an adaptive physical definition of the Sahel region in coupled model simulations. In the observations, this region is characterized by meridional limits extending from the maximum rainfall in the south ( $10^{\circ}\text{N}$ ) to a latitude where no further rain takes place (less than  $0.5 \text{ mm day}^{-1}$ ) in the north ( $20^{\circ}\text{N}$ ). Applying the same rainfall-based physical limits to the models, various latitudinal limits are obtained. The characterization of the rainy Sahel region proposed in this study is more physically based than the standard definitions and could thus be useful for other studies using coupled climate models. In the end, in spite of this adaptive definition, the maximum climatological simulated rainfall amounts are overestimated in the models as compared to the observation, except in NorCPM1, GISS-E2-1-G, and MPI-ESM1-2.

We then analyzed the observed and simulated low-frequency modulations of Sahel rainfall by evaluating the amplitude of the simulated variability and its synchrony to the observations over the whole twentieth century. In terms of variability amplitude, our results showed that, with the exception of MIROC6, all of the CMIP6 models used here underestimate the observed variability over the twentieth century. This underestimation identified in previous CMIP exercises (e.g., Rodríguez-Fonseca et al. 2011; Joly et al. 2007; Kucharski et al. 2013; Biasutti 2013) is thus not corrected in the new generation of models (CMIP6). To quantify separately the contribution of internal and externally forced variability on the simulated amplitude of the Sahel rainfall decadal modulations, the ensemble average of the historical simulations and the residual internal variability were respectively compared to the observations. With this analysis, we showed that the effect of internal variability explains the majority of the simulated amplitude in all models except the INM-CM5-0 model. Thus, the underestimation of the amplitude observed in these CMIP6 models could be due in part to the underestimation of the amplitude of simulated internal variability, as suggested in the North Atlantic region by Kim et al. (2018) and Yan et al. (2019). It also could be impacted by the precision with which the vegetation–atmosphere feedback is parameterized (Giannini et al. 2003; Zeng et al. 1999) or the coarseness of the model grid (Vellinga et al. 2016). Furthermore, although small, the external forcings play a non-negligible role.

In terms of synchrony, our results clearly showed that in the CMIP6 ensemble, the internal variability is weakly correlated with the observations, while the external forcings induce low-frequency precipitation positively correlated with the observations. However, these correlations are significant only for 1/3 of the models, notably IPSL-CM6A-LR, INM-CM5-0, MRI-ESM2-0, and GISS-E2-1-G. This indicates a significant contribution of external forcings on the Sahel precipitation modulations for these few CMIP6 models, and probably not for the others.

To estimate the role of individual forcings for setting this synchrony, when it exists, we have analyzed DAMIP experiments. Unfortunately, focusing on models that performed at least 10 members as detailed in the section 2a, this analysis has been only possible with the IPSL-CM6A-LR model. The forced low-frequency modulations of the Sahel rainfall in the

historical ensemble of 32 members performed with this model are significantly correlated with observations, especially over the western Sahel and part of the eastern Sahel. In spite of possible spurious influence of internal variability, the historical ensemble formed of the 10 first members confirms these results. The latter is thus used for subsequent comparison with the 10-member ensemble of DAMIP simulations, as they are started from the same initial conditions taken from the piControl run. In agreement with recent studies such as Herman et al. (2020) and Zhang et al. (2022), we find furthermore that in this model, the forced modulations of the Sahel precipitation over the whole twentieth century are mostly due to the anthropogenic aerosols (AA). A comparison of the structure of SST, rainfall, and the low-level atmospheric thickness associated with Sahel rainfall decadal modulations in observations, in the piControl simulation, and in the ensemble of simulations forced by the AA suggests that at least a part of the decadal modulation of Sahel rainfall in response to AA is mediated by the SST response to AA emissions. Our results suggest that the AA impacts the North Atlantic and Mediterranean Sea SSTs, which in turn affect Sahel rainfall through the northward shift of the Atlantic ITCZ and the Saharan heat low. This conclusion is consistent with previous works suggesting that the response of North Atlantic SST to AA could influence Sahel rainfall modulations during the twentieth century (e.g., Booth et al. 2012; Rotstayn and Lohmann 2002). We underline that here we show that this effect is strong enough to be detected on average over the whole twentieth century.

As we have seen above, the forced signal is significantly and not significantly correlated with the observations in 1/3 and 2/3 of the models used in this study, respectively. All these correlations could be influenced by the uncertainty of the response to external forcings in these models. Of all external forcings, climate response to AA is the most uncertain due to their spatial variation, short atmospheric lifetime, and complex interaction with clouds (Boucher et al. 2013; Bellouin et al. 2020; Smith et al. 2020). This uncertainty can be quantified by analyzing the processes driving long-term changes in global mean surface temperature via the effective radiative forcing index (ERF) in CMIP6 models (Smith et al. 2020). The range of AA ERF in the CMIP6 models estimates from 1850 to 2014 varies from  $-1.37$  to  $-0.63 \text{ W m}^{-2}$  (Smith et al. 2020). Compared to the AR5 assessment ((Shindell et al. 2015), there is a stronger negative AA ERF in CMIP6 ( $-1.01 \text{ W m}^{-2}$  in CMIP6 for 1850–2014 versus  $-0.72 \text{ W m}^{-2}$  in AR5 for 1850–2011). In IPSL-CM6A-LR, the model version in which AA forcing was shown to have a significant effect on the decadal modulation of the Sahel rainfall throughout the twentieth century, the ERF of AA amounts to approximately  $-0.6 \text{ W m}^{-2}$  (Boucher et al. 2020; Mignot et al. 2021). This value is smaller than that of the other 18 CMIP6 models used by Smith et al. (2020), which may suggest that the significant response to AA forcing is not due to an overestimation of the AA forcing in this model.

Furthermore, although we have evidence supporting the hypothesis that for the IPSL-CM6A-LR model part of the impact of AA on the decadal variability of Sahel rainfall is mediated by SSTs, we have not quantified the role played

by the direct atmospheric and ocean-mediated components (Dong and Sutton 2015; Hirasawa et al. 2020; Zhang et al. 2022). Hirasawa et al. (2022) attempted such separation using dedicated experiments using AGCM models. They attributed the dry period and a part of recent recovery of Sahel rainfall during the second half of the twentieth century to the direct (i.e., non-ocean-mediated) and ocean-mediated atmospheric responses, respectively. However, such AGCM experiments lack relevant physical processes such as ocean–atmosphere feedbacks, which are likely important for shaping the tropical Atlantic SST pattern and, thus, for modulating Sahel rainfall (Zhang et al. 2019, and references therein). Thus, future studies may imply the design of dedicated coupled sensitivity experiments in order to dig in more detail into these mechanisms. In addition, the analysis of the role of dynamic and thermodynamic processes could also help shed light on the effects of aerosols on modulating Sahel rainfall (Li et al. 2018).

Finally, there is a current debate on the ultimate causes for the recent recovery of Sahel rainfall at the end of the twentieth century with some studies pointing to the changes in anthropogenic aerosols as the main factor (Herman et al. 2020; Hirasawa et al. 2020; Monerie et al. 2022), while others suggest a more dominant role of GHG (Dong and Sutton 2015; Giannini and Kaplan 2019). Regardless of the current domination of GHG or AA over Sahel rainfall variability, GHG emissions are expected to become more and more dominant in the future (IPCC 2021). We may thus anticipate that the drivers of decadal modulations of the Sahel rainfall will evolve in the future.

*Acknowledgments.* This work was supported by the PDI/MSC (Programme Doctoral International: Modélisation des Systèmes Complexes), the scholarship of SCAC (Service de Coopération et d'Action Culturelle), and the ERASMUS+ programme through action KA107. This work was also supported by the Laboratoire Mixte International ECLAIRS2 (IRD), the UCM XVII call for cooperation and sustainable development, and the Ambassade de France en Espagne. EM also acknowledges the European Commission TRIATLAS (No. 817578), NextGEMS (No. 101003470), and the Spanish Ministry of Science and Competitiveness DISTROPIA (PID2021-125806NB-I00) projects. JM acknowledges the support of the JPI climate/JPI ocean project (ANR-19-JPOC-003).

## REFERENCES

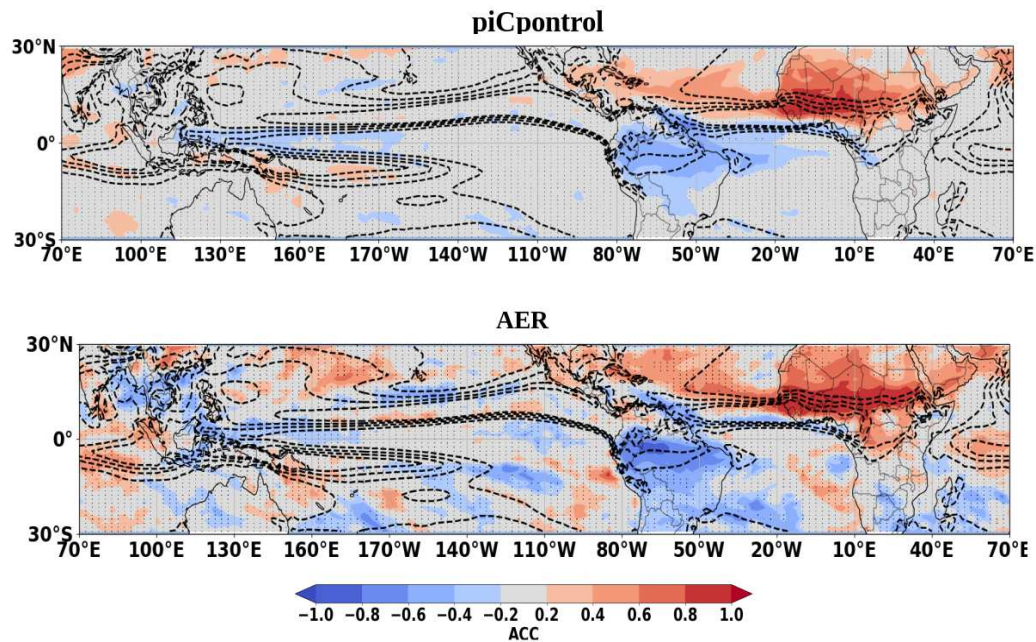
- Bellomo, K., L. N. Murphy, M. A. Cane, A. C. Clement, and L. M. Polvani, 2018: Historical forcings as main drivers of the Atlantic multidecadal variability in the CESM large ensemble. *Climate Dyn.*, **50**, 3687–3698, <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3834-3>.
- Bellouin, N., and Coauthors, 2020: Bounding global aerosol radiative forcing of climate change. *Rev. Geophys.*, **58**, e2019RG000660, <https://doi.org/10.1029/2019RG000660>.
- Berntell, E., Q. Zhang, L. Chafik, and H. Körnich, 2018: Representation of multidecadal Sahel rainfall variability in 20th century reanalyses. *Sci. Rep.*, **8**, 10937, <https://doi.org/10.1038/s41598-018-29217-9>.
- Bethke, I., and Coauthors, 2021: NorCPM1 and its contribution to CMIP6 DCCP. *Geosci. Model Dev.*, **14**, 7073–7116, <https://doi.org/10.5194/gmd-14-7073-2021>.
- Biasutti, M., 2013: Forced Sahel rainfall trends in the CMIP5 archive: Forced rainfall trends in the Sahel. *J. Geophys. Res.*, **118**, 1613–1623, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50206>.
- , 2019: Rainfall trends in the African Sahel: Characteristics, processes, and causes. *Wiley Interdiscip. Rev.: Climate Change*, **10**, e591, <https://doi.org/10.1002/wcc.591>.
- , and A. Giannini, 2006: Robust Sahel drying in response to late 20th century forcings. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L11706, <https://doi.org/10.1029/2006GL026067>.
- , and Coauthors, 2018: Global energetics and local physics as drivers of past, present and future monsoons. *Nat. Geosci.*, **11**, 392–400, <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0137-1>.
- Bonnet, R., and Coauthors, 2021: Increased risk of near term global warming due to a recent AMOC weakening. *Nat. Commun.*, **12**, 6108, <https://doi.org/10.1038/s41467-021-26370-0>.
- Booth, B. B. B., N. J. Dunstone, P. R. Halloran, T. Andrews, and N. Bellouin, 2012: Aerosols implicated as a prime driver of twentieth-century North Atlantic climate variability. *Nature*, **484**, 228–232, <https://doi.org/10.1038/nature10946>.
- Boucher, O., and Coauthors, 2013: Clouds and aerosols. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, T. F. Stocker et al., Eds., Cambridge University Press, 571–657.
- , and Coauthors, 2020: Presentation and evaluation of the IPSL-CM6A-LR climate model. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **12**, e2019MS002010, <https://doi.org/10.1029/2019MS002010>.
- Danabasoglu, G., and Coauthors, 2020: The Community Earth System Model version 2 (CESM2). *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **12**, e2019MS001916, <https://doi.org/10.1029/2019MS001916>.
- Dong, B., and R. Sutton, 2015: Dominant role of greenhouse-gas forcing in the recovery of Sahel rainfall. *Nat. Climate Change*, **5**, 757–760, <https://doi.org/10.1038/nclimate2664>.
- Döscher, R., and Coauthors, 2022: The EC-Earth3 Earth system model for the Coupled Model Intercomparison Project 6. *Geosci. Model Dev.*, **15**, 2973–3020, <https://doi.org/10.5194/gmd-15-2973-2022>.
- Ebisuzaki, W., 1997: A method to estimate the statistical significance of a correlation when the data are serially correlated. *J. Climate*, **10**, 2147–2153, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<2147:AMTETS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<2147:AMTETS>2.0.CO;2).
- Eyring, V., S. Bony, G. A. Meehl, C. A. Senior, B. Stevens, R. J. Stouffer, and K. E. Taylor, 2016: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geosci. Model Dev.*, **9**, 1937–1958, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>.
- Folland, C. K., T. N. Palmer, and D. E. Parker, 1986: Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901–85. *Nature*, **320**, 602–607, <https://doi.org/10.1038/320602a0>.
- Gaetani, M., C. Flamant, S. Bastin, S. Janicot, C. Lavaysse, F. Hourdin, P. Braconnot, and S. Bony, 2017: West African monsoon dynamics and precipitation: The competition between global SST warming and CO<sub>2</sub> increase in CMIP5 idealized simulations. *Climate Dyn.*, **48**, 1353–1373, <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3146-z>.
- Giannini, A., and A. Kaplan, 2019: The role of aerosols and greenhouse gases in Sahel drought and recovery. *Climatic Change*, **152**, 449–466, <https://doi.org/10.1007/s10584-018-2341-9>.
- , R. Saravanan, and P. Chang, 2003: Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science*, **302**, 1027–1103, <https://doi.org/10.1126/science.1089357>.

- Gillett, N. P., and Coauthors, 2016: The Detection and Attribution Model Intercomparison Project (DAMIP v1.0) contribution to CMIP6. *Geosci. Model Dev.*, **9**, 3685–3697, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3685-2016>.
- Haarsma, R. J., F. M. Selten, S. L. Weber, and M. Kliphuis, 2005: Sahel rainfall variability and response to greenhouse warming. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17702, <https://doi.org/10.1029/2005GL023232>.
- Harris, I., T. J. Osborn, P. Jones, and D. Lister, 2020: Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Sci. Data*, **7**, 109, <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>.
- Herman, R. J., A. Giannini, M. Biasutti, and Y. Kushnir, 2020: The effects of anthropogenic and volcanic aerosols and greenhouse gases on twentieth century Sahel precipitation. *Sci. Rep.*, **10**, 12203, <https://doi.org/10.1038/s41598-020-68356-w>.
- Hirasawa, H., P. J. Kushner, M. Sigmond, J. Fyfe, and C. Deser, 2020: Anthropogenic aerosols dominate forced multidecadal Sahel precipitation change through distinct atmospheric and oceanic drivers. *J. Climate*, **33**, 10187–10204, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0829.1>.
- , —, —, —, and —, 2022: Evolving Sahel rainfall response to anthropogenic aerosols driven by shifting regional oceanic and emission influences. *J. Climate*, **35**, 3181–3193, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0795.1>.
- Hourdin, F., C. Rio, A. Jam, A. Traore, and I. Musat, 2020: Convective boundary layer control of the sea surface temperature in the tropics. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **12**, e2019MS001988, <https://doi.org/10.1029/2019MS001988>.
- IPCC, 2021: Summary for policymakers. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*, V. P. Masson-Delmotte, et al., Eds., 3–32, <https://doi.org/10.1017/9781009157896.001>.
- Jiang, W., G. Gastineau, and F. Codron, 2021: Multicentennial variability driven by salinity exchanges between the Atlantic and the Arctic Ocean in a coupled climate model. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **13**, e2020MS002366, <https://doi.org/10.1029/2020MS002366>.
- Joly, M., A. Voldoire, H. Douville, P. Terray, and J.-F. Royer, 2007: African monsoon teleconnections with tropical SSTs: Validation and evolution in a set of IPCC4 simulations. *Climate Dyn.*, **29** (1), 1–20, <https://doi.org/10.1007/s00382-006-0215-8>.
- Kandji, S. T., L. Verchot, and J. Mackensen, 2006: Climate change and variability in the Sahel region: Impacts and adaptation strategies in the agricultural sector. United Nations Environmental Programme and World Agroforestry Centre, 48 pp., <http://apps.worldagroforestry.org/downloads/Publications/PDFS/B14549.pdf>.
- Kang, S. M., 2020: Extratropical influence on the tropical rainfall distribution. *Curr. Climate Change Rep.*, **6**, 24–36, <https://doi.org/10.1007/s40641-020-00154-y>.
- , I. M. Held, D. M. W. Frierson, and M. Zhao, 2008: The response of the ITCZ to extratropical thermal forcing: Idealized slab-ocean experiments with a GCM. *J. Climate*, **21**, 3521–3532, <https://doi.org/10.1175/2007JCLI2146.1>.
- Kay, J. E., and Coauthors, 2015: The Community Earth System Model (CESM) large ensemble project: A community resource for studying climate change in the presence of internal climate variability. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **96**, 1333–1349, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00255.1>.
- Kim, W. M., S. G. Yeager, and G. Danabasoglu, 2018: Key role of internal ocean dynamics in Atlantic multidecadal variability during the last half century. *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 13449–13457, <https://doi.org/10.1029/2018GL080474>.
- Klutse, N. A. B., and Coauthors, 2021: The climatic analysis of summer monsoon extreme precipitation events over West Africa in CMIP6 simulations. *Earth Syst. Environ.*, **5**, 25–41, <https://doi.org/10.1007/s41748-021-00203-y>.
- Kucharski, F., N. Zeng, and E. Kalnay, 2013: A further assessment of vegetation feedback on decadal Sahel rainfall variability. *Climate Dyn.*, **40**, 1453–1466, <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1397-x>.
- Lavaysse, C., C. Flamant, S. Janicot, D. J. Parker, J.-P. Lafore, B. Sultan, and J. Pelon, 2009: Seasonal evolution of the West African heat low: A climatological perspective. *Climate Dyn.*, **33**, 313–330, <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0553-4>.
- Lawrence, D. M., and Coauthors, 2016: The Land Use Model Intercomparison Project (LUMIP) contribution to CMIP6: Rationale and experimental design. *Geosci. Model Dev.*, **9**, 2973–2998, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-2973-2016>.
- Lebel, T., and Ali, A., 2009: Recent trends in the central and western Sahel rainfall regime (1990–2007). *J. Hydrol.*, **375**, 52–64, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.030>.
- Li, X., M. Ting, and D. E. Lee, 2018: Fast adjustments of the Asian summer monsoon to anthropogenic aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 1001–1010, <https://doi.org/10.1002/2017GL076667>.
- Lu, J., 2009: The dynamics of the Indian Ocean sea surface temperature forcing of Sahel drought. *Climate Dyn.*, **33**, 445–460, <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0596-6>.
- Maher, N., S. Milinski, and R. Ludwig, 2021: Large ensemble climate model simulations: Introduction, overview, and future prospects for utilising multiple types of large ensemble. *Earth Syst. Dyn.*, **12**, 401–418, <https://doi.org/10.5194/esd-12-401-2021>.
- Mann, M. E., B. A. Steinman, D. J. Brouillette, and S. K. Miller, 2021: Multidecadal climate oscillations during the past millennium driven by volcanic forcing. *Science*, **371**, 1014–1019, <https://doi.org/10.1126/science.abc5810>.
- Martin, E. R., C. Thorncroft, and B. B. Booth, 2014: The multidecadal Atlantic SST–Sahel rainfall teleconnection in CMIP5 simulations. *J. Climate*, **27**, 784–806, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00242.1>.
- Mauritsen, T., and Coauthors, 2019: Developments in the MPI-M Earth System Model version 1.2 (MPI-ESM1.2) and its response to increasing CO<sub>2</sub>. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **11**, 998–1038, <https://doi.org/10.1029/2018MS001400>.
- Meyer-Christoffer, A., A. Becker, P. Finger, U. Schneider, and M. Ziese, 2018: GPCC precipitation climatology version 2018 at 0.5°: Monthly land-surface precipitation climatology for every month and the total year from rain-gauges built on GTS-based and historic data: Globally gridded monthly totals. GPCC, accessed January 2020, [https://doi.org/10.5676/DWD\\_GPCC/CLIM\\_M\\_V2018\\_050](https://doi.org/10.5676/DWD_GPCC/CLIM_M_V2018_050).
- Mignot, J., and Coauthors, 2021: The tuning strategy of IPSL-CM6A-LR. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **13**, e2020MS002340, <https://doi.org/10.1029/2020MS002340>.
- Miller, R. L., and Coauthors, 2021: CMIP6 historical simulations (1850–2014) with GISS-E2.1. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **13**, e2019MS002034, <https://doi.org/10.1029/2019MS002034>.
- Mohino, E., S. Janicot, and J. Bader, 2011: Sahel rainfall and decadal to multi-decadal sea surface temperature variability. *Climate Dyn.*, **37**, 419–440, <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0867-2>.
- Monerie, P.-A., E. Sanchez-Gomez, M. Gaetani, E. Mohino, and B. Dong, 2020a: Future evolution of the Sahel precipitation zonal contrast in CESM1. *Climate Dyn.*, **55**, 2801–2821, <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05417-w>.

- , C. M. Wainwright, M. Sidibe, and A. A. Akinsanola, 2020b: Model uncertainties in climate change impacts on Sahel precipitation in ensembles of CMIP5 and CMIP6 simulations. *Climate Dyn.*, **55**, 1385–1401, <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05332-0>.
- , L. J. Wilcox, and A. G. Turner, 2022: Effects of anthropogenic aerosol and greenhouse gas emissions on Northern Hemisphere monsoon precipitation: Mechanisms and uncertainty. *J. Climate*, **35**, 2305–2326, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0412.1>.
- Nicholson, S. E., 1983: Sub-Saharan rainfall in the years 1976–80: Evidence of continued drought. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1646–1654, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1983\)111<1646:SSRITY>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1983)111<1646:SSRITY>2.0.CO;2).
- Park, J., J. Bader, and D. Matei, 2016: Anthropogenic Mediterranean warming essential driver for present and future Sahel rainfall. *Nat. Climate Change*, **6**, 941–945, <https://doi.org/10.1038/nclimate3065>.
- Pascoe, C., B. N. Lawrence, E. Guilyardi, M. Jukes, and K. E. Taylor, 2019: Designing and documenting experiments in CMIP6. *Geosci. Model Dev. Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/gmd-2019-98>.
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan, 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4407, <https://doi.org/10.1029/2002JD002670>.
- Rodríguez-Fonseca, B., and Coauthors, 2011: Interannual and decadal SST-forced responses of the West African monsoon. *Atmos. Sci. Lett.*, **12**, 67–74, <https://doi.org/10.1002/asl.308>.
- , and Coauthors, 2015: Variability and predictability of West African droughts: A review on the role of sea surface temperature anomalies. *J. Climate*, **28**, 4034–4060, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00130.1>.
- Rotstayn, L. D., and U. Lohmann, 2002: Tropical rainfall trends and the indirect aerosol effect. *J. Climate*, **15**, 2103–2116, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<2103:TRTATI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<2103:TRTATI>2.0.CO;2).
- Rowell, D. P., 2003: The impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season. *J. Climate*, **16**, 849–862, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0849:TIOMSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0849:TIOMSO>2.0.CO;2).
- Scaife, A., and D. Smith, 2018: A signal-to-noise paradox in climate science. *npj Climate Atmos. Sci.*, **1**, 28, <https://doi.org/10.1038/s41612-018-0038-4>.
- Schneider, T., T. Bischoff, and G. H. Haug, 2014: Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature*, **513**, 45–53, <https://doi.org/10.1038/nature13636>.
- Shekhar, R., and W. R. Boos, 2017: Weakening and shifting of the Saharan shallow meridional circulation during wet years of the West African monsoon. *J. Climate*, **30**, 7399–7422, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0696.1>.
- Shindell, D. T., G. Faluvegi, L. Rotstayn, and G. Milly, 2015: Spatial patterns of radiative forcing and surface temperature response. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 5385–5403, <https://doi.org/10.1002/2014JD022752>.
- Smith, C. J., and Coauthors, 2020: Effective radiative forcing and adjustments in CMIP6 models. *Atmos. Chem. Phys.*, **20**, 9591–9618, <https://doi.org/10.5194/acp-20-9591-2020>.
- Swart, N. C., and Coauthors, 2019: The Canadian Earth System Model version 5 (CanESM5.0.3). *Geosci. Model Dev.*, **12**, 4823–4873, <https://doi.org/10.5194/gmd-12-4823-2019>.
- Tatebe, H., and Coauthors, 2019: Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability, and climate sensitivity in MIROC6. *Geosci. Model Dev.*, **12**, 2727–2765, <https://doi.org/10.5194/gmd-12-2727-2019>.
- Thorncroft, C. D., H. Nguyen, C. Zhang, and P. Peyrillé, 2011: Annual cycle of the West African monsoon: Regional circulations and associated water vapour transport. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 129–147, <https://doi.org/10.1002/qj.728>.
- Undorf, S., D. Polson, M. A. Bollasina, Y. Ming, A. Schurer, and G. C. Hegerl, 2018: Detectable impact of local and remote anthropogenic aerosols on the 20th century changes of West African and South Asian monsoon precipitation: D&A aerosols and monsoon precipitation. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **123**, 4871–4889, <https://doi.org/10.1029/2017JD027711>.
- Vellinga, M., M. Roberts, P. L. Vidale, M. S. Mizieliński, M.-E. Demory, R. Schiemann, J. Strachan, and C. Bain, 2016: Sahel decadal rainfall variability and the role of model horizontal resolution. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 326–333, <https://doi.org/10.1002/2015GL066690>.
- Villamayor, J., and E. Mohino, 2015: Robust Sahel drought due to the interdecadal Pacific Oscillation in CMIP5 simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 1214–1222, <https://doi.org/10.1002/2014GL062473>.
- , —, M. Khodri, J. Mignot, and S. Janicot, 2018: Atlantic control of the late nineteenth-century Sahel humid period. *J. Climate*, **31**, 8225–8240, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0148.1>.
- Voltaire, A., and Coauthors, 2019: Evaluation of CMIP6DECK experiments with CNRM-CM6-1. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **11**, 2177–2213, <https://doi.org/10.1029/2019MS001683>.
- Volodin, E. M., and Coauthors, 2018: Simulation of the modern climate using the INM-CM48 climate model. *Russ. J. Numer. Anal. Math. Modell.*, **33**, 367–374, <https://doi.org/10.1515/rnam-2018-0032>.
- Weisheimer, A., and Coauthors, 2019: How confident are predictability estimates of the winter North Atlantic oscillation? *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **145** (Suppl. 1), 140–159, <https://doi.org/10.1002/qj.3446>.
- Yan, X., R. Zhang, and T. R. Knutson, 2019: A multivariate AMV index and associated discrepancies between observed and CMIP5 externally forced AMV. *Geophys. Res. Lett.*, **46**, 4421–4431, <https://doi.org/10.1029/2019GL082787>.
- Yukimoto, S., and Coauthors, 2019: The Meteorological Research Institute Earth system model version 2.0, MRI-ESM2.0: Description and basic evaluation of the physical component. *J. Meteor. Soc. Japan*, <https://doi.org/10.2151/jmsj.2019-051>.
- Zeng, N., J. D. Neelin, K. M. Lau, and C. J. Tucker, 1999: Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction. *Science*, **286**, 1537–1540, <https://doi.org/10.1126/science.286.5444.1537>.
- Zhang, R., R. Sutton, G. Danabasoglu, Y. Kwon, R. Marsh, S. G. Yeager, D. E. Amrhein, and C. M. Little, 2019: A review of the role of the Atlantic meridional overturning circulation in Atlantic multidecadal variability and associated climate impacts. *Rev. Geophys.*, **57**, 316–375, <https://doi.org/10.1029/2019RG000644>.
- Zhang, S., P. Stier, G. Dagan, and M. Wang, 2022: Anthropogenic aerosols modulated 20th-century Sahel rainfall variability via their impacts on North Atlantic sea surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, **49**, e2021GL095629, <https://doi.org/10.1029/2021GL095629>.
- Ziehn, T., and Coauthors, 2020: The Australian Earth System Model: ACCESS-ESM1.5. *J. South. Hemisphere Earth Syst. Sci.*, **70**, 193–214, <https://doi.org/10.1071/ES19035>.

### **3.2 Annexe : Structure de la ZCIT sous l'effet des aérosols anthropiques et de la variabilité interne dans le modèle IPSL-CM6A-LR.**

Dans cette section, nous fournissons une information supplémentaire sur le mécanisme associé au rôle des aérosols anthropiques. La [Figure Annexe](#) montre la position de la ZCIT en réponse aux aérosols anthropiques (Bas) et à la variabilité interne (Haut) par la corrélation linéaire entre les modulations décennales des précipitations au Sahel et celles simulées à chaque point de grille de la région tropicale. L'effet des AER affiche un gradient de corrélations significatives positives dans l'hémisphère nord et négatives dans l'hémisphère sud en particulier sur l'océan Atlantique et le continent Africain. Le centre de ce gradient représente la limite sud de la ZCIT. Cette configuration de ZCIT est similaire à celle obtenue dans la simulation piControl sur l'Afrique. Cependant, dans l'Atlantique nord, la position de ZCIT est plus au nord dans l'ensemble des simulations AER par rapport à la simulation piControl. Ainsi comme déjà dit dans la section précédente, les aérosols anthropiques sont capables de moduler la température de surface de l'océan dans l'Atlantique Nord, ce qui induit un déplacement de la ZCIT dans cette région océanique (Booth et al., 2012).



**Figure Annexe:** Coefficient de corrélation des anomalies entre le moyenne des précipitations sahéniennes et les précipitations de chaque point de grille à l'échelle de temps décennale à partir des Ens10 des AER (1901-2014) et de la simulation piControl (1200 ans). Les traits en pointillé sont les contours de 1 mm/jour représentant la climatologie des précipitations (JAS). Les points représentent les régions où la corrélation n'est pas significative à 95%.

### 3.3 Conclusion

Dans ce chapitre constitué principalement de notre article, nous avons étudié la contribution de la variabilité interne et des forçages externes sur les modulations décennales de la mousson ouest-africaine au Sahel au cours du XXe siècle et au début du XXIe siècle à partir d'un ensemble de 12 modèles de la nouvelle génération des modèles couplés CMIP6 disposant au moins un ensemble de 10 simulations historiques.

Dans la précédente génération des modèles couplées CMIP5, des études comme Monerie et al. (2020) ont montré que ces modèles sous-estiment la position septentrionale du maximum de précipitations dans la région sahénienne durant la période d'été (JAS). Nos résultats ont montré que les modèles CMIP6 étudiés sous estiment aussi cette dernière dans les simulations historiques. Par contre, ils simulent un cycle saisonnier réaliste. Pour prendre en compte cette sous-estimation, nous avons défini un domaine adaptatif des précipitations



sahéliennes dans les simulations de modèles couplés. Dans les observations, cette région est caractérisée par des limites latitudinales qui s'étendent du maximum de précipitations au sud (10°N) à une latitude où il ne pleut plus (moins de 0,5 mm/jour) au nord (20°N). En appliquant aux modèles étudiés les mêmes limites physiques basées sur les précipitations, on obtient diverses limites latitudinales. La caractérisation des précipitations dans la région du Sahel proposée dans ce chapitre est plus physique que les définitions standard et pourrait donc être utile pour d'autres études utilisant des modèles climatiques couplés. Au final, malgré ce domaine adaptatif, les hauteurs maximales de précipitations climatologiques simulées sont surestimées dans les modèles par rapport à l'observation, sauf dans les modèles NorCPM1, GISS-E2-1-G et MPI-ESM1-2.

Nous avons ensuite analysé les modulations décennales des précipitations simulées et observées en évaluant l'amplitude et la chronologie de la signal simulé par rapport aux observations au cours de la période d'étude. En termes d'amplitude, nos résultats montrent que celle des modulations observées est sous-estimée dans tous les modèles étudiés ici, à l'exception du modèle MIROC6. Cette sous estimation aussi identifiée dans les modèles CMIP5 (Rodríguez-Fonseca et al., 2011; Biasutti, 2013) n'est donc pas corrigée dans la nouvelle génération des modèles couplés. Afin de quantifier la contribution des forçages externes par rapport à la variabilité interne sur l'amplitude des modulations décennales des précipitations sahéniennes simulées, le signal forcé issu de la moyenne d'ensemble des simulations historiques et la variabilité interne résiduelle sont comparés respectivement par rapport aux observations. Cette analyse a montré que l'effet de la variabilité interne explique la majorité de l'amplitude simulée par tous les modèles à l'exception du modèle INM-CM5-0. Ainsi, la sous-estimation de l'amplitude observée par ces modèles CMIP6 pourrait être due en partie à la sous-estimation de l'amplitude de la variabilité interne dans ces modèles, comme il est suggéré dans la région de l'Atlantique Nord par Kim et al. (2018) et Yan et al. (2019). Les forçages externes pourraient également y contribuer malgré leur faible impact sur l'amplitude des modulations décennales des précipitations sahéniennes simulées par les modèles CMIP6 étudiés.

En termes de chronologie, nos résultats montrent clairement que dans ces modèles, les modulations décennales dues à la variabilité interne sont faiblement corrélées aux observations, pendant que celles dues aux forçages externes sont positivement corrélées aux

observations. Cependant, ces corrélations du signal forcé ne sont significatives que pour  $\frac{1}{3}$  des modèles étudiés, notamment IPSL-CM6A-LR, INM-CM5-0, MRI-ESM2-0 et GISS-E2-1-G. Cette analyse suggère une contribution significative des forçages externes sur la chronologie des modulations décennales des précipitations sahéliennes au cours du XXe siècle et au début du XXIe siècle.

Afin de mieux comprendre l'effet des forçages externes sur la chronologie des modulations décennales de ces précipitations sahéliennes, nous avons évalué la contribution des forçages externes individuels à partir des simulations DAMIP. Tenant compte des conditions de sélection des modèles, cette évaluation n'a été possible que pour un modèle (IPSL-CM6A-LR). En accord avec des études récentes telles que Herman et al. (2020) et Zhang et al. (2022), nous constatons que dans ce modèle, le signal forcé de ces précipitations sahéliennes au cours du XXe siècle et au début du XXIe siècle est principalement dues aux aérosols anthropogéniques (AER). Pour comprendre cette influence des AER, nous avons analysé la structure de ACC entre les précipitations moyennes au Sahel et la température de surface des océans, les précipitations globales et l'épaisseur de l'atmosphère à basse altitude (LLAT) dans la moyenne d'ensemble des simulations forcées par les AER. Nos résultats suggèrent qu'au moins une partie des modulations décennales des précipitations au Sahel en réponse aux AER vient de la réponse de la température de surface de l'océan à ce forçage. En effet, les AER ont un impact sur la température de surface de l'Atlantique Nord et de la Méditerranée qui, à leur tour, affectent les précipitations au Sahel par le biais du déplacement vers le nord de la ZCIT de l'Atlantique et de la SHL. Cette conclusion est cohérente avec des études antérieures, suggèrent que la réponse de la température de surface de l'Atlantique Nord à l'émission des AER pourrait influencer les modulations des précipitations au Sahel au cours du XXe siècle (e.g. Booth et al., 2012 ; Rotstayn et Lohmann, 2002).

En outre, bien que les AER soient le forçage externe dominant sur le signal forcé des modulations décennales des précipitations sahéliennes, nos résultats montrent aussi que pour le modèle IPSL-CM6A-LR, les mécanismes identifiés sous l'effet des aérosols sont similaires à ceux identifiés sous l'effet de la variabilité interne. Ainsi, dans ce chapitre, nous suggérons qu'un modèle couplé simule mieux l'effet des forçages externes en particulier des AER sur les modulations décennales des précipitations au Sahel s'il simule bien la connexion entre ces précipitations et la température de surface de l'océan en particulier l'Atlantique nord et la

méditerranées dans la simulations de contrôle en conditions préindustrielles. Avec une bonne estimation de la réponse du système climatique à l'émission anthropique des AER, cette connexion permet, en effet, de mieux traduire la réponse de la température des océans à ce forçage en modulations des précipitations dans la région sahélienne à l'échelle de temps décennale. Par ailleurs, Cette connexion est très utile pour prévoir les précipitations dans cette région sahélienne à l'échelle de temps décennale (Martin et al., 2014).

## 4. Prédiction de la mousson ouest-africaine à l'échelle de temps décennale

*Ce chapitre s'attache à l'évaluation des prévisions de la mousson ouest-africaine dans les modèles CMIP6 en mettant en évidence l'impact de l'initialisation dans les systèmes de prévision ainsi que la fiabilité de ces derniers à l'échelle de temps décennale.*

*Comme montré dans le chapitre précédent, les modèles CMIP6 sont communément caractérisés par un décalage vers le sud de la ZCIT en Afrique de l'Ouest associée à un biais sec et humide au Sahel et dans le Golfe de Guinée, respectivement. Ces biais sur l'état moyen de la MOA ont été identifiés dans les simulations historiques des modèles CMIP6. Quelle est la nature de ces biais dans les prévisions initialisées? Quel est l'impact de l'initialisation en "Full-field" ou en "Anomalie" sur ces biais, pour des échéances de prévision courtes (1-4 ans) à plus longues (7-10 ans)? Ces questions sont abordées dans la section 4.1 de ce chapitre en comparant les biais des prévisions initialisées à la moyenne d'ensemble des simulations historiques. Cette étape permet de mieux comprendre les forces et les limites de l'étape d'initialisation sur l'état moyen de la mousson en Afrique de l'ouest.*

*Cette analyse de biais est suivie de la correction de biais et de la dérive dans les simulations étudiées à partir d'une approche statistique existante. L'application de cette dernière est présentée dans la section 4.2. Cette correction permet d'évaluer, dans les sections 4.3 et 4.4, la performance de ces modèles sur la prévisibilité des précipitations via leur capacité à prévoir la chronologie et l'amplitude de cette dernière. Dans ces sections, nous mettons en évidence la contribution respective des forçages externes et de l'initialisation sur cette performance. Enfin, nous essayons d'évaluer dans la dernière section la fiabilité de ces prévisions de précipitations en particulier dans le Sahel à l'échelle décennale en mettant en évidence l'apport des prévisions initialisées.*

## **4.1 Impact de l'initialisation sur l'état moyen des précipitations en Afrique de l'Ouest**

Dans le chapitre précédent, nous avons montré que les modèles CMIP6 sous-estiment dans les simulations historiques la position septentrionale du maximum de précipitations observées durant la saison de mousson (JAS) en Afrique de l'Ouest. La conséquence de cela se traduit dans tous les modèles étudiés par une sous-estimation des précipitations au Sahel, donc un biais moyen sec et une surestimation dans le Golfe de Guinée, donc un biais moyen humide (Figure 4.1). Par exemple, parmi les modèles étudiés dans ce chapitre, les modèles EC-Earth3, MRI-ESM2-0, MPI-ESM1-2 et NorCMIP1 sous-estiment le plus la position du maximum de précipitations dans cette région (Figure 2 du chapitre 3). Ceci induit un biais sec qui s'étend le plus au sud jusqu'à atteindre les côtes au sud du Golfe de Guinée dans les simulations historiques de ces modèles (Figure 4.1). À l'opposé de ces derniers, la figure 2 du chapitre 3 montre aussi que le modèle MIROC6 est celui qui simule le maximum de précipitations le plus au nord. La conséquence de cela se traduit par un biais humide qui s'étend du golfe de Guinée à la région Sahélienne (Figure 4.1). Le modèle CMCC-CM2 simule exceptionnellement un biais sec dans le Sahel-Ouest et humide dans le Sahel-Est et le Golfe de Guinée. Cette structure de biais n'est pas totalement due à une sous-estimation du maximum de précipitations en Afrique de l'Ouest. Elle pourrait stimuler une différence de la dynamique du climat entre le Sahel-Ouest et le reste de la région. En outre, la structure de biais sec et humide de l'ensemble de ces modèles, à l'exception de CMCC-CM2, est similaire à celle de l'ensemble multimodèle CMIP6 montré sur la figure 2b de Monerie et al. (2020). Ces biais ont été identifiés dans la génération précédente des modèles couplés notamment CMIP5 (Monerie et al., 2020). Ils ont été associés à un biais chaud de la température de surface dans l'Atlantique tropical et un biais froid dans le Sahara (Richter et al., 2012). Ainsi, les biais sur la mousson en Afrique de l'Ouest pourraient s'améliorer si ceux sur la température de surface sont améliorés dans les MCG couplés.

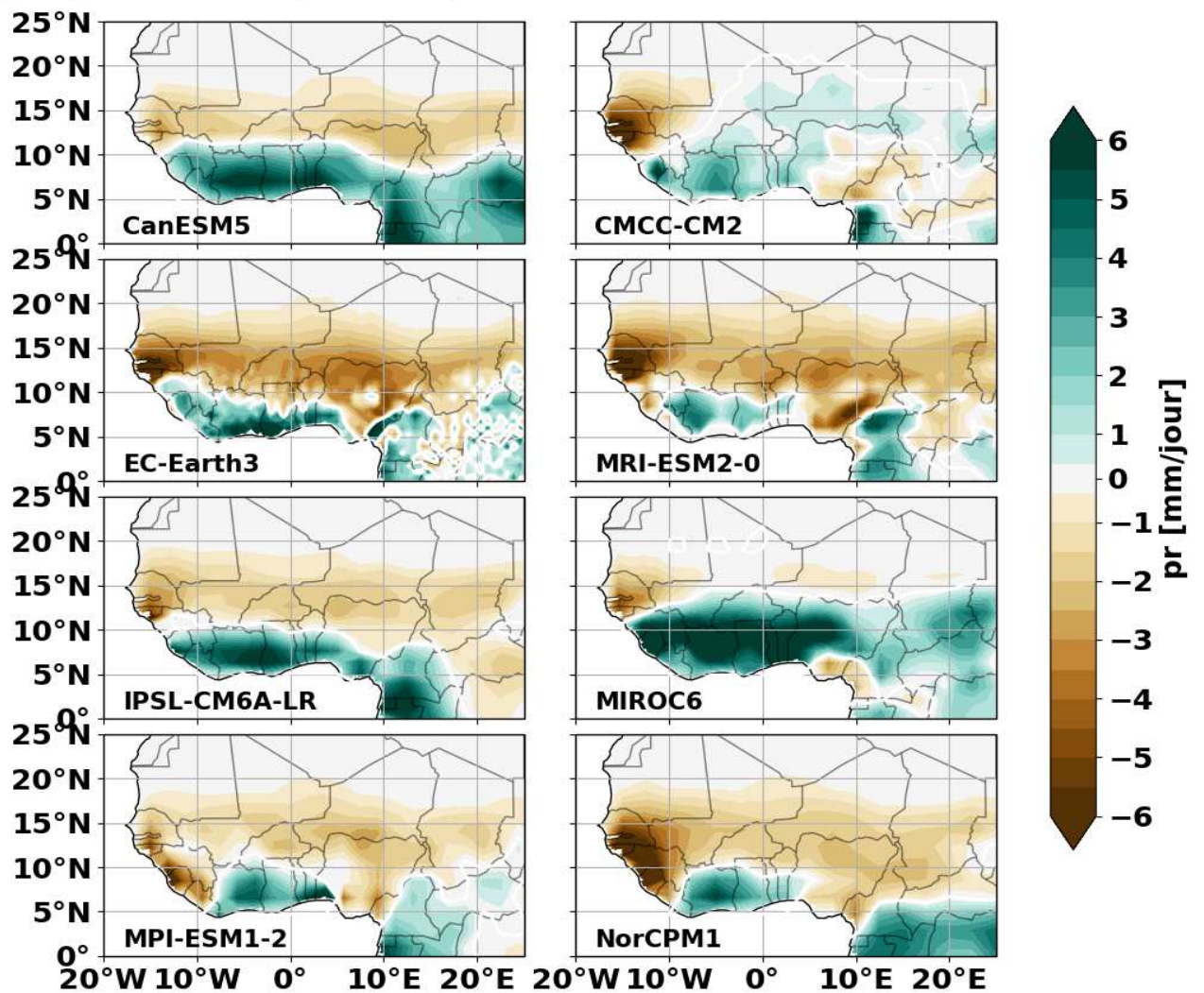


Figure 4.1: Biais moyen des précipitations calculé par la différence entre les EnsHist et les observations (CRU) sur la climatologie pendant les saisons d'été (JAS) de 1971-2010. Le contour blanc indique une valeur nulle.

Nous analysons maintenant le biais d'état moyen de ces modèles dans les prévisions initialisées lors de la première année de prévision (échéance initiale ou Lead Time 1, LT1) (Figure 4.2). Dans ces prévisions, les modèles sont répartis en deux groupes selon la méthode d'initialisation de la température de surface des océans : d'une part les modèles qui utilisent une initialisation en "full-field", donc pour lesquels on s'attend à ce que le biais moyen soit partiellement corrigé en tous cas aux courtes échéances, si l'état moyen de l'océan a un impact sur l'état moyen des pluies, et les modèles qui utilisent une initialisation en "anomalie" d'autre part, pour lesquels on s'attend à ce que l'état moyen de la mousson soit très proche de celui des ensembles historiques, sauf si la variabilité de la SST a un impact sur cet état moyen. Les modèles initialisés en "full-field" sur la température de surface des océans montrent pourtant une structure de biais sec au Sahel et humide dans le Golfe de Guinée dans les prévisions initialisées. Il s'agit notamment de CanESM5 et EC-Earth3. Cette structure de biais moyen est similaire à celle identifiée dans leurs EnsHist, suggérant ainsi que l'initialisation en "full-field" n'assure pas parfaitement la migration de la mousson vers le nord. On note cependant que pour le modèle EC-Earth3, l'intensité de ces biais est plus faible dans les prévisions initialisées que dans les simulations historiques. Cette différence se traduit dans la Figure 4.3 (colonnes 1 et 3) par un impact positif de l'initialisation plus important sur l'état moyen des précipitations de ce modèle. Ceci suggère donc que l'état moyen de la température de surface de l'océan a un impact direct sur l'état moyen des précipitations estivales en Afrique de l'Ouest, probablement à travers des mécanismes de téléconnexions semblables à ceux associant les modulations de la température de surface dans l'Atlantique nord à l'intensité de la mousson ouest-africaine. Pour le modèle CanESM5, la correction du biais moyen de la température de surface n'est pas suffisante pour corriger l'intensité des précipitations en Afrique de l'ouest. Contrairement à ces deux modèles, le modèle CMCC-CM2 initialisé en "full-field" simule une structure de biais moyen dans les prévisions initialisées différente de celle dans EnsHist: le biais est alors caractérisé par un biais sec sur toute la région de mousson en Afrique de l'ouest (Figure 4.2). L'initialisation a donc un impact différent selon les régions de mousson en Afrique d'ouest : un impact positif sur les précipitations sur le centre du Sahel et un impact négatif dans le reste de l'Afrique de l'ouest, respectivement (Figure 4.3, colonnes 1 et 3). Ainsi, la correction du biais moyen de la température de surface de l'océan a un effet mitigé. Par ailleurs, l'initialisation des modèles couplés ne garantit pas que l'état moyen à l'échéance initiale (noté Lead Time 1, LT1)

sera exactement comme les observations (Meehl et al., 2022). En effet, cette échéance initiale correspond généralement à une période d'au minimum six mois après le début des prévisions initialisées au cours de laquelle le modèle peut dériver vers un état climatique quelconque. Ainsi, comme on peut le remarquer dans cette analyse, on a peu de chance d'avoir un état moyen des précipitations à l'échéance initiale relativement proche des observations en Afrique de l'ouest avec une initialisation de la température de surface des océans en "full-field".

En initialisant la température de surface des océans des modèles en "anomalie", c'est-à-dire le modèle est contraint par les anomalies de SST observée, les modèles tels que IPSL-CM6A-LR, MIROC6, MRI-ESM2-0, MPI-ESM1-2 et NorCPM1 simulent tous la même structure de biais que dans les EnsHist à l'échéance initiale (LT1). Ceci est en partie attendu, puisque l'état moyen des autres composantes, et notamment de la température de surface des océans n'est pas corrigé. Cependant, les biais sec dans le Sahel et humide dans le Golfe de Guinée s'intensifient légèrement dans les prévisions initialisées du modèle MPI-ESM1-2. Ces biais sont associés à un impact de l'initialisation généralement négatif en Afrique de l'Ouest à l'exception de quelques zones du Golfe de Guinée où il est positif (Figure 4.3 , colonnes 1 et 3). L'impact de l'initialisation est généralement négatif dans cette région pour le modèle MRI-ESM2-0 et négatif dans le Sahel et positif dans le Golfe du Guinée pour le modèle MIROC6 (Figure 4.3 , colonnes 1 et 3). Cependant, dans tous les cas, il est faible et insuffisant dans ces régions pour avoir un effet fort sur le biais moyen de précipitations de ces modèles à l'échéance initiale des prévisions initialisées. Étant donné que l'initialisation en "anomalie" à elle seule n'induit pas une dérive, l'impact important de l'initialisation à l'échéance initiale des prévisions initialisées du modèle MPI-ESM2-1 pourrait être lié au choc initial émergeant peu de temps après l'initialisation imposant ainsi le début d'une dérive vers son état préféré. Il pourrait également être associé au fait que MPI-ESM2-1 utilise l'initialisation en "full-field" pour initialiser l'atmosphère, donc l'état moyen des précipitations est fortement modifié bien que la SST soit initialisée en anomalie.



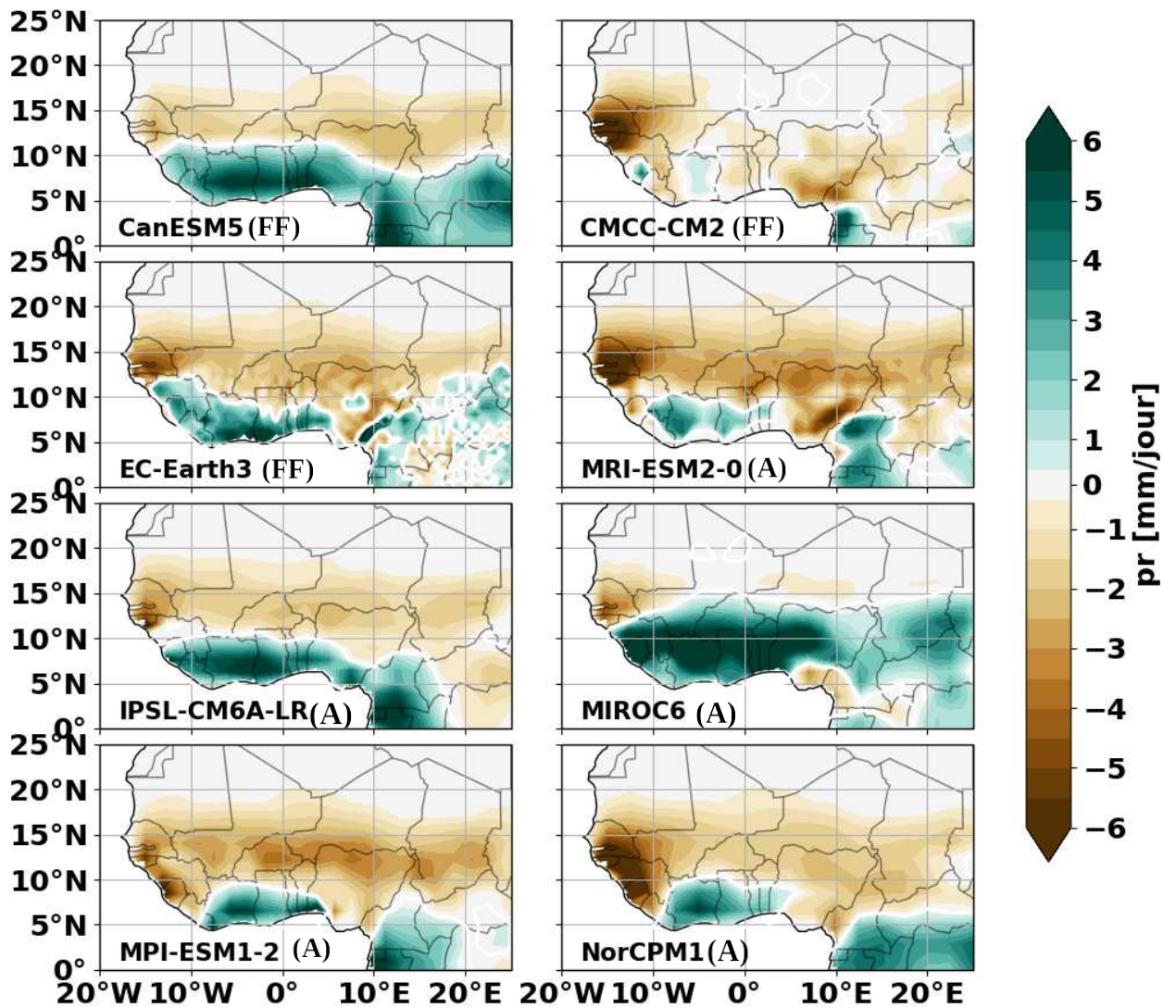
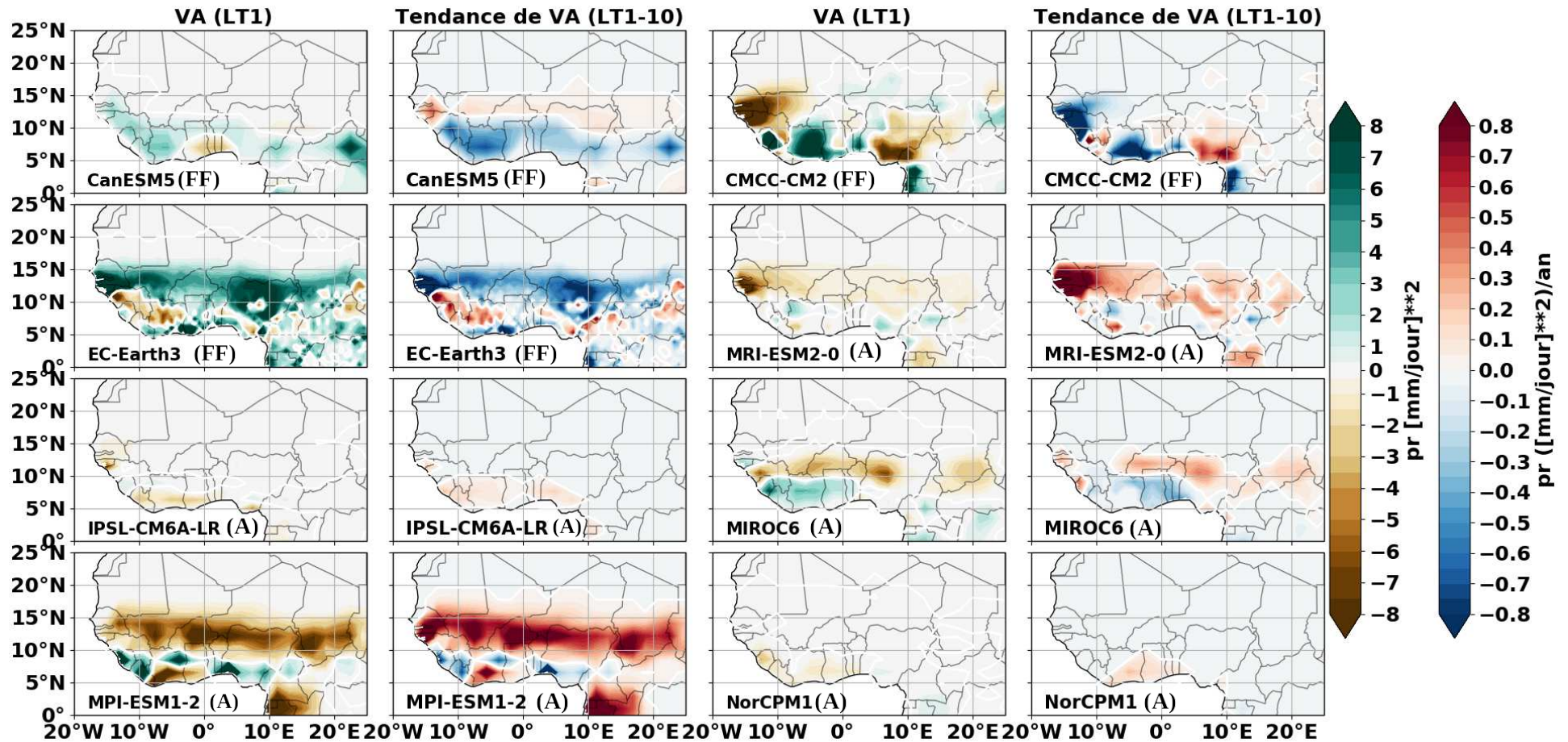


Figure 4.2: Comme la Figure 4.1 mais avec les prévisions initialisées à la première échéance (LT1). Les méthodes d’initialisation sont représentées par FF pour l’initialisation en “Full-field” et A pour celle en “anomalie”.

D'un point de vue théorique, l'impact de l'initialisation devrait diminuer avec l'échéance de la prévision et on s'attend à ce que l'état moyen du modèle, dans le cas où il a été modifié par l'initialisation, dérive en retour vers l'état préféré du modèle (celui des simulations historiques) lorsque l'échéance de prévision augmente. Dans la [Figure 4.3](#) (colonnes 2 et 4), l'évolution de l'impact de l'initialisation au cours des années de prévision est analysée par la tendance de la valeur ajoutée (VA) de l'initialisation. Pour les modèles initialisés en "full-field" notamment CansESM5, EC-Earth3 et CMCC-CM2, la tendance de VA est généralement négative dans les régions où l'initialisation a un impact positif et positive dans les régions où l'initialisation a un impact négatif sur l'état moyen des précipitations à l'échéance initiale (LT1). Par exemple, pour le modèle EC-Earth3 ayant la plus forte tendance négative avec une pente d'ordre  $-0,4$  et  $-0,8 \text{ mm}^2 \cdot \text{jour}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$  dans la plupart des régions de mousson en Afrique de l'ouest, où l'initialisation avait un impact positif à l'état initial. Seules quelques zones minoritaires du Golfe de Guinée où l'initialisation a un impact positif affichent une tendance de VA positive. Ceci suggère que ces modèles dérivent vers leur état moyen dans les EnsHist, d'où une atténuation progressive de l'impact de l'initialisation sur l'état moyen des précipitations dans les régions concernées au cours de la période de prévision. Par ailleurs, les modèles CansESM5 et CMCC-CM2 affichent une tendance positive dans le Sahel où l'impact de l'initialisation était négligeable à l'échéance initiale et une tendance négative à l'extrême ouest de l'Afrique de l'Ouest précisément vers le Sénégal où l'impact de l'initialisation était négatif à l'échéance initiale, respectivement. Ceci suggère que dans le Sahel, le modèle CansESM5 dérive vers un état moyen moins biaisé que celui de son EnsHist, induisant ainsi une amélioration de l'impact de l'initialisation de plus en plus au cours de la période d'initialisation. À l'opposé de ce modèle, le modèle CMCC-CM2 dérive vers un état moyen plus biaisé que celui de son EnsHist dans la région du Sénégal, due à une dégradation progressive de l'initialisation.

De la même façon que les modèles initialisés en "full-field", les modèles initialisés en "anomalie" notamment MRI-ESM2-0, MIROC6 et MPI-ESM1-2 affichent généralement une tendance positive de VA dans les régions où l'initialisation a un impact négatif et une tendance négative dans les régions où l'initialisation a un impact positif ([Figure 4.3](#)). La tendance de la VA est plus importante pour le modèle MPI-ESM1-2 avec une forte pente positive comprise

entre  $0,45$  et  $0,80 \text{ mm}^2 \cdot \text{jour}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$  dans les régions de mousson en Afrique de l'Ouest à l'exception de quelques zones minoritaires où la pente est négative et comprise entre  $-0,30$  et  $-0,55 \text{ mm}^2 \cdot \text{jour}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$ . Ces tendances sont cohérentes avec le très fort l'impact de l'initialisation sur l'état moyen (Colonne 1), malgré le fait que ce modèle utilise une initialisation en "anomalie" de la température de surface de l'océan. Ainsi, comme les modèles initialisés en "Full-field", ces résultats suggèrent que les modèles tels que MRI-ESM2-0, MIROC6 et MPI-ESM1-2 dérivent vers leur état moyen dans EnsHist au cours de la période de prévision. Étant donné que ces modèles n'ont aucune raison de dériver après leur initialisation en "anomalie", la dérive de ces modèles en particulier le modèle MPI-ESM1-2 pourrait s'expliquer par un choc initial produit peu après l'initialisation induisant ainsi un fort biais d'état moyen à l'échéance initiale. Elle pourrait aussi être dû au fait qu'il est le seul modèle initialisé avec les deux méthodes (en "anomalie" sur la température de surface de l'océan et en "full-field" sur l'atmosphère) pouvant ainsi induire son instabilité durant la période de prévision. Contrairement à ces modèles, les modèles IPSL-CM6A-LR et NorCPM1 montrent une tendance de la VA négligeable sur toute la région de l'Afrique de l'Ouest, logique étant donné la très faible VA au LT1, c'est à dire le très faible impact de l'initialisation sur l'état moyen. Ces résultats montrent aussi que ces modèles ne dérivent pas au cours des prévisions, conformément à ce qui est attendu après une initialisation en "anomalie".



**Figure 4.3** : Valeur ajoutée (VA) de l'effet de l'initialisation sur la mousson en Afrique de l'Ouest sur la climatologie durant les périodes d'été (JAS) de 1971-2010 à la première échéance (LT1) et la tendance des VA de l'échéance la plus courte (LT1) à l'échéance la plus longue (LT10). Le contour blanc indique une valeur nulle. Les méthodes d'initialisation sont représentées par FF pour l'initialisation en "Full-field" et A pour celle en "anomalie".

## **4.2 Correction du biais et de la dérive des prévisions sur les précipitations sahéliennes.**

Comme montré précédemment, les modèles étudiés présentent tous un biais et une dérive sur l'état moyen des précipitations en Afrique de l'ouest dans les prévisions initialisées. Ici, on s'intéresse à la dérive et au biais sur l'indice des précipitations sahéliennes à partir de la seconde moitié du vingtième siècle (Figure 4.4). Pour rappel, l'indice des précipitations sahéliennes est défini par une moyenne des précipitations d'une région adaptative de cette région (section 2.4.2) pour mieux tenir en considération la simulation du maximum de précipitations au sud dans l'ensemble des modèles étudiés .

Dans les prévisions initialisées, la figure 4.4 montre que les modèles simulent généralement des précipitations sahéliennes plus importantes que celles observées au cours de la seconde moitié du XXe siècle et au début du XXIe siècle. Il en est de même dans les EnsHist de ces modèles. Seul le modèle CMCC-CM2 initialisé en "full-field" et le modèle NorCMP1 en "anomalie" simulent des précipitations comparables aux observations dans les deux types de simulation. Ces résultats résultent du fait que, comme on nous l'avons montré dans le chapitre précédent, la majorité des modèles pleuvent plus que les observations dans le domaine adaptatif tandis que peu d'entre eux comme CMCC-CM2 pleuvent autant que les observations.

La figure 4.4 montre aussi une dérive des prévisions initialisées vers EnsHist pour les modèles EC-Earth3 et MPI-ESM1-2 contrairement aux autres modèles dont les prévisions semblent être stables au cours des années de prévision. En effet, après l'initialisation, ces deux modèles partent naturellement vers leur état préféré correspondant à leur état propre (état à l'absence d'une initialisation). Ceci reflète l'impact de l'initialisation sur l'état moyen des précipitations en Afrique de l'ouest de la courte à la longue échéance (déjà analysé dans la section précédente). Cependant, cette dérive est non stationnaire au cours de la seconde moitié du XXe siècle et au début du XXIe siècle car elle est plus importante à partir des années 1975. La stabilité des prévisions initialisées des autres modèles peut être associée à l'impact négligeable ou insuffisant de leurs initialisations sur l'état moyen des précipitations en Afrique

de l'ouest au cours des échéances de prévision comme illustré dans la section précédente.

Par ailleurs, la correction du biais moyen et de la dérive en fonction de l'échéance de prévision des modèles est l'une des principales préoccupations des centres de modélisation du climat afin de mieux extraire le signal prévu (Cassou, 2013) et de fournir des prévisions de qualité (voir Choudhury et al., 2017; Doblas-Reyes et al., 2013; Kharin et al., 2012). En effet, le biais moyen et de la dérive sont capables de masquer le signal que l'on cherche à prévoir. Des approches de post-traitement notamment de nature statistique (Kharin et al., 2012; Choudhury et al., 2017) ont été proposées afin de les corriger. Il est important de savoir que toutes ces approches statistiques ont été mises en place pour corriger les biais et la dérive sur les prévisions de la température. Dans le cadre de cette thèse, nous essayons d'adapter la méthode la plus populaire notamment celle de Kharin et al. (2012) sur les prévisions des précipitations sahéliennes (Martin et al., 2014 ; Delgado-Torres et al., 2022). Cette méthode consiste à supprimer le biais moyen sur les dates de prévision qui peuvent être vérifiées, par exemple 1961 à 2014 dans le cas de cette étude, c'est à dire pour celles pour lesquelles on a des observation : si  $Y_{jl}$  est la moyenne d'ensemble de la prévision et  $R_{jl}$  la référence (observation) vers laquelle la prévision est corrigée, avec l'année initiale de prévision  $j$  ( $j=1, \dots, n$ ) et l'échéance de prévision  $l$  ( $l=1, \dots, 10$ ), la prévision corrigée  $Y'_{jl}$  est obtenue comme suit:

$$Y'_{jl} = Y_{jl} - B_l$$

où  $B_l$  est le biais moyen en fonction de l'échéance de prévision ( $l$ ). Notons que  $B_l(Y, R) = u_l^Y - u_l^R$  où les  $u_l^Y$  et  $u_l^R$  sont la moyenne à long terme des prévisions et des observations respectivement dans la période d'étude (1961-2014) pour chaque échéance de prévision ( $l$ ). Cette correction corrige donc le biais moyen mais aussi la dérive artificielle due au fait que le modèle a été dévié de son état moyen intrinsèque pendant la phase d'initialisation.

Le résultat obtenu après application de cette approche de correction sur les prévisions initialisées et les EnsHist des précipitations sahéliennes est illustré dans la [figure 4.5](#) (Panel du bas) pour le modèle EC-Earth3. Cette figure montre que les simulations corrigées (prévisions et EnsHist) sont comparables aux observations en termes d'état moyen des précipitations

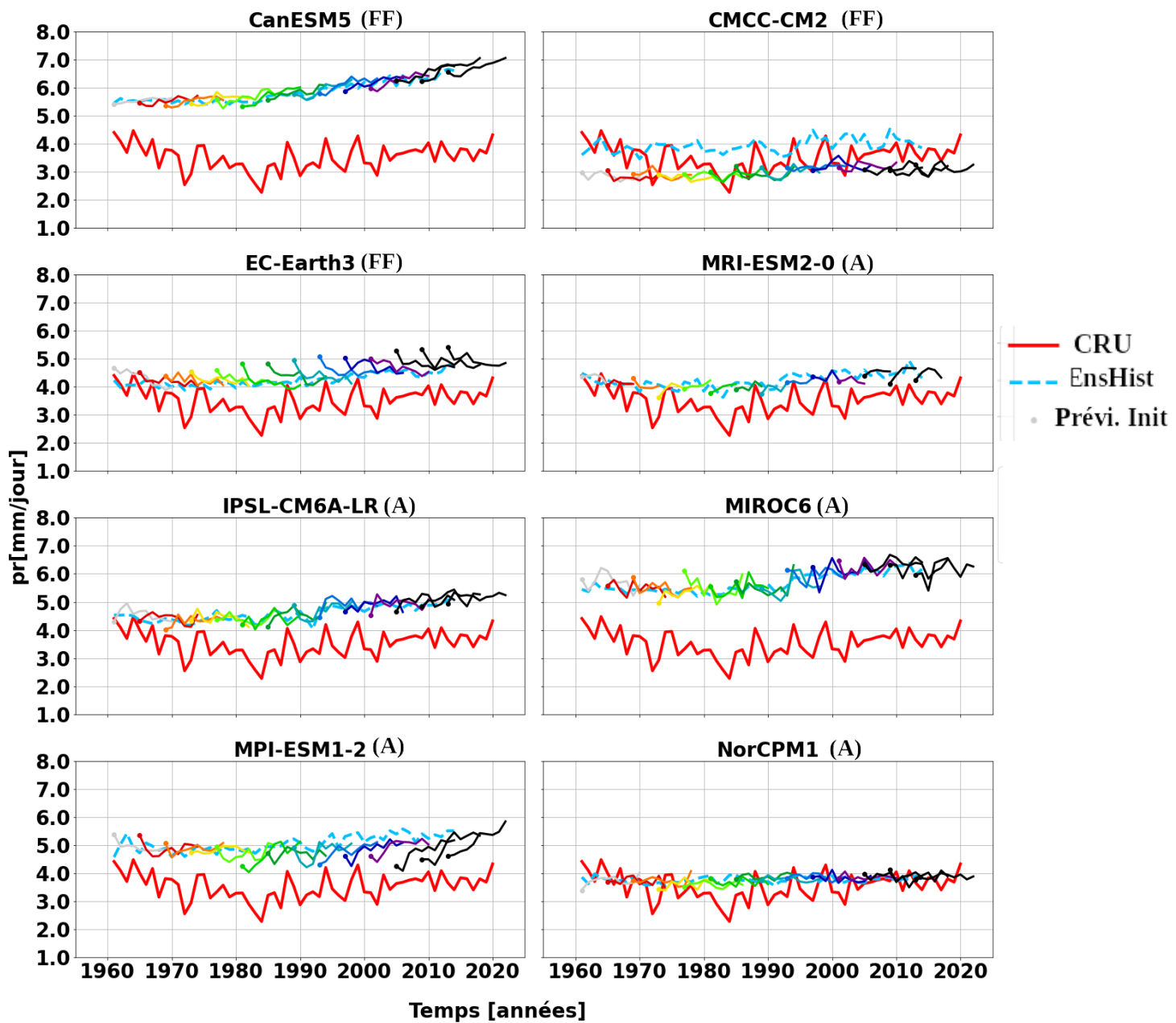
sahéliennes. Ce traitement préliminaire des simulations de prévisions et d'EnsHist est nécessaire pour l'évaluation du signal décennal prédit par un modèle car les métriques statistiques permettant de l'évaluer sont généralement sensibles à la dérive et/ou au biais du modèle. Dans le cas de réelles prévisions du futur, on applique la correction calculée sur les dates de prévision passée à la prévision future, en faisant l'hypothèse que cette correction est suffisamment stationnaire. Notons cependant que dans tous les cas, une correction a posteriori du biais moyen sera toujours moins efficace qu'une correction online. En effet, les téléconnexions peuvent être sensibles aux structures moyennes dans l'océan par exemple. Si le modèle a tourné avec ces biais, les téléconnexions en sont donc probablement affectées. Ces techniques de correction de biais n'empêchent cependant pas toute la recherche autour de la diminution intrinsèque des biais des modèles.

Par ailleurs, les prévisions initialisées peuvent avoir une dérive due à une sensibilité climatique différente des observations, ce qui n'est pas le cas sur les précipitations sahéliennes au cours de la seconde moitié du XXe et au début du XXIe siècle. En effet, la correction de la tendance est moins évidente, puisque comme nous l'avons vu au chapitre 3, la réponse de la précipitation au Sahel à l'augmentation de forçages anthropiques est complexe et pas forcément uniforme ni monotone. Néanmoins dans le cas échéant, on peut vouloir corriger cette tendance de réchauffement climatique. On ajoute alors un terme  $\Delta S_{jl} = s_l^Y j' - s_l^R j'$ , permettant de corriger cette tendance, à la formule précédente.

C'est-à-dire :

$$Y'_{jl} = Y_{jl} - B_l - \Delta S_{jl}$$

avec  $s_l^Y j'$  et  $s_l^R j'$  correspondent à la tendance à long terme des prévisions et des observations respectivement dans la période d'étude pour chaque échéance de prévision (I).



**Figure 4.4** : Variabilité interannuelle des précipitations au Sahel (JAS) (voir [Tableau 2](#)) à partir des observations (CRU, Courbe rouge) et de la moyenne d'ensemble des prévisions initialisées brutes (courbes multi-couleurs) et les simulations historiques EnsHist (Courbe bleue en pointillés) des modèles CMIP6 utilisés. Les méthodes d'initialisation sont représentées par FF pour l'initialisation en "Full-field" de l'océan et A pour celle en "anomalie".



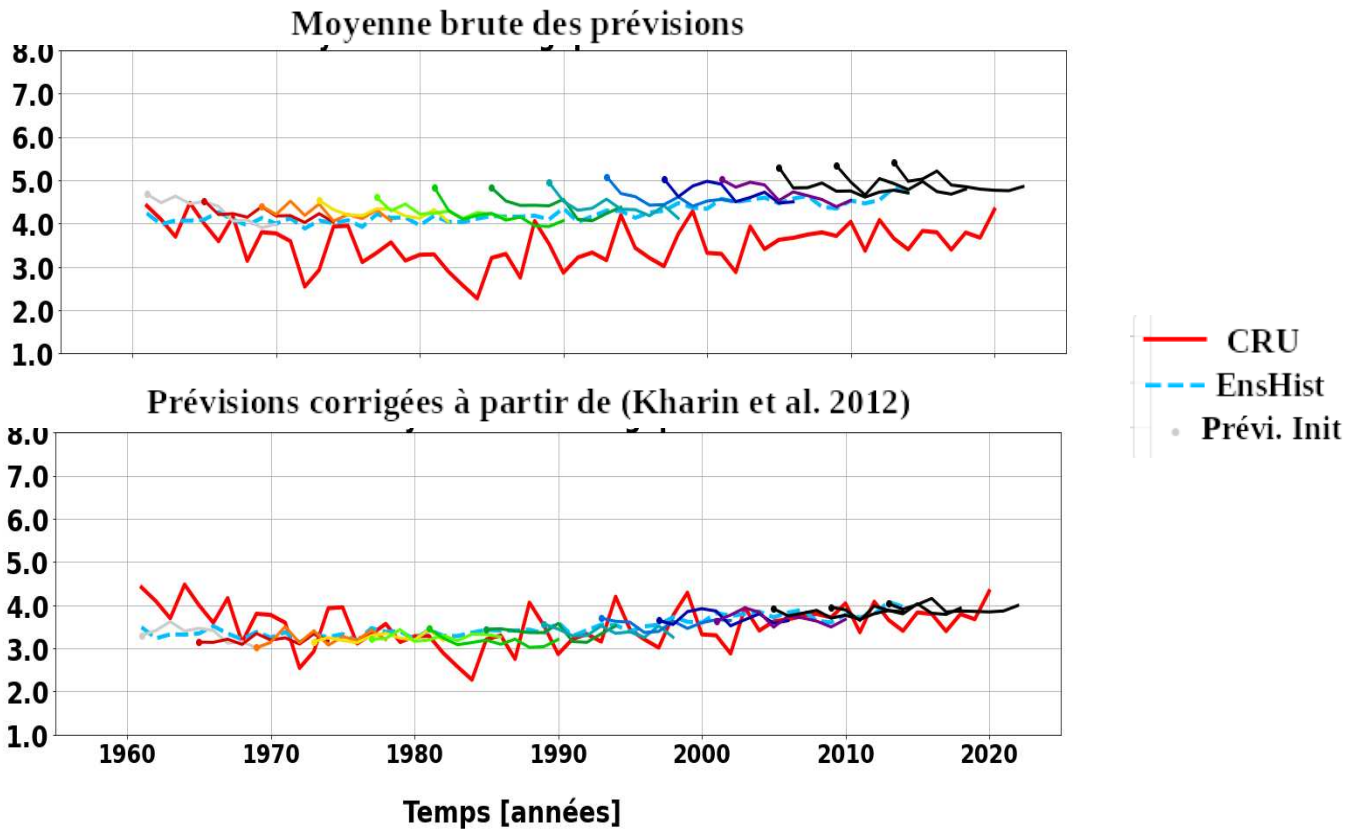


Figure 4.5 : Prévisions brutes (Haut) et corrigées (bas) du modèle EC-Earth3 sur l'indice des précipitations au Sahel.

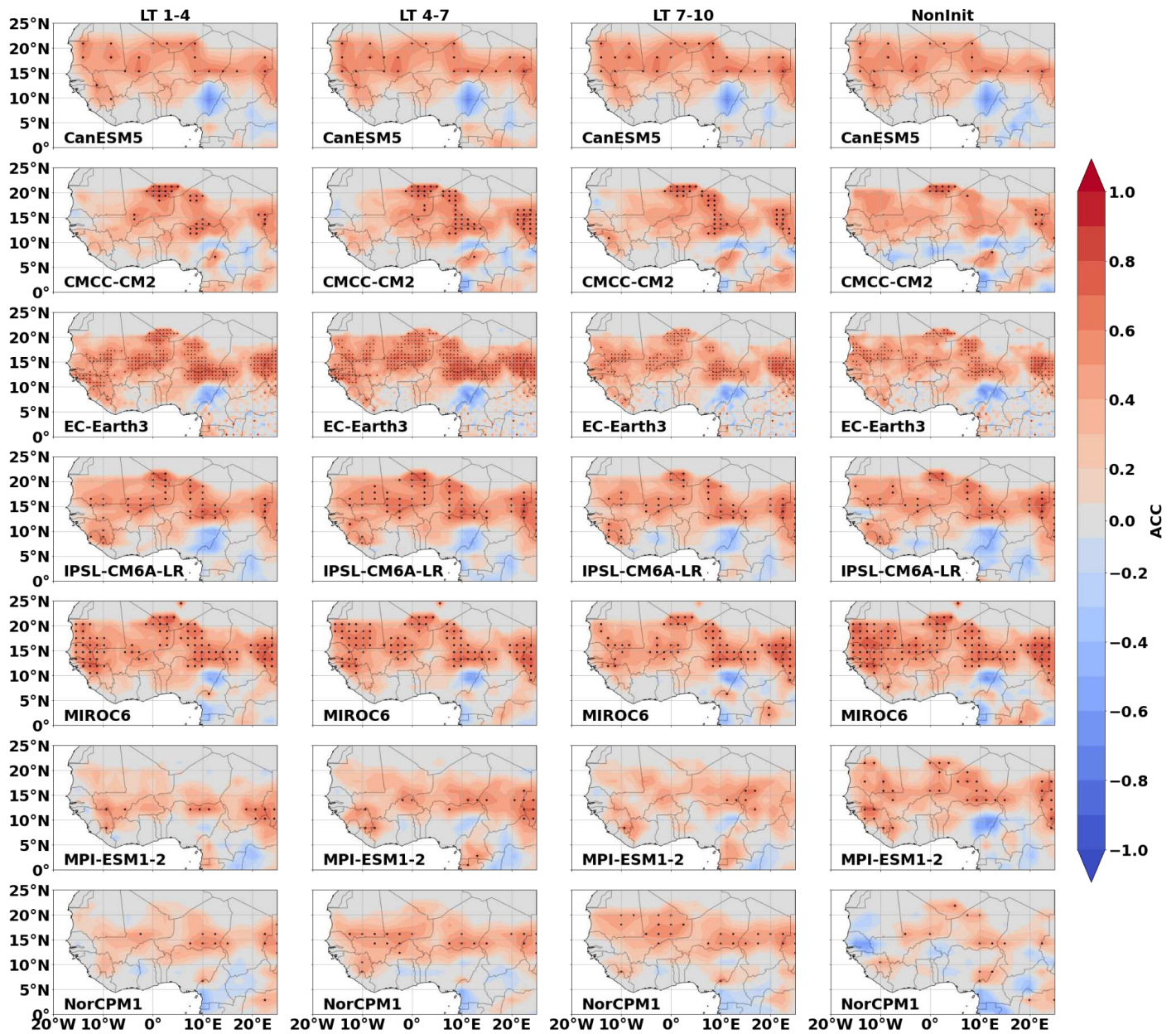
### **4.3 Performance des systèmes de prévision sur la précipitation estivale en Afrique de l'Ouest à l'échelle de temps décennale**

Dans cette section, nous évaluons la capacité des modèles de l'ensemble CMIP6 à prévoir la chronologie et l'amplitude de l'anomalie des précipitations en Afrique de l'Ouest à l'échelle décennale à partir de la seconde moitié du vingtième siècle à nos jours (1968-2012). On quantifie en particulier l'impact de l'initialisation en comparant les scores de prévision des prévisions initialisées et des EnsHist (moyenne de simulations historiques). Cette analyse est effectuée dans le cadre de cette thèse à l'échéance 1-4 ans, 4-7 ans et 7-10 ans afin d'évaluer la performance des modèles à courte, moyenne et longue échéance, respectivement.

La [Figure 4.6](#) évalue tout d'abord le coefficient de corrélation des anomalies (en anglais ACC) à chaque point de grille de cette région définie dans la [section 2.4.1](#). Cette métrique statistique est utilisée dans la plupart des études sur la prévision décennale (Delgado-Torres et al., 2022; Gaetani et Mohino, 2013; Borchert et al., 2021; Hu et Zhou, 2021) pour évaluer la prévisibilité de la chronologie. Tous les modèles montrent une structure zonale de scores de ACC positifs au nord de l'Afrique de l'Ouest, précisément entre 10°N et 20°N à la courte échéance des prévisions initialisées (Colonne 1). Les modèles CMCC-CM2, MPI-ESM1-2 et NorCMP1 montrent peu de scores significatifs contrairement aux autres modèles (CanESM5, EC-Earth3, IPSL-CM6A-LR et MIROC6). Cependant, au sud de 10°N précisément vers le Golfe de Guinée, les prévisions montrent sans exception de très faibles scores non significatifs à cette courte échéance. Ces structures de scores de ACC en Afrique de l'Ouest sont généralement similaires de la courte (1-4 ans) à la longue échéance (7-10 ans). Ces résultats suggèrent qu'à l'échelle de temps décennale, la chronologie des précipitations (JAS) en Afrique de l'ouest est uniquement prévisible entre 10°N et 20°N dans les ensembles CMIP6, et les prévisions initialisées basées sur les modèles CanESM5, EC-Earth3, IPSL-CM6A-LR et MIROC6 sont les plus performantes.

Par ailleurs, dans la [Figure 4.6](#), les EnsHist issus de la plupart des modèles montrent des scores de ACC comparables à ceux obtenus aux diverses échéances des prévisions initialisées. Ce résultat suggère que le forçage externe est suffisant pour phaser au moins partiellement les modulations de précipitations dans cette région. Ce résultat a été discuté et quantifié sur

l'ensemble du XXe siècle au chapitre 3. Pour quantifier l'apport de l'initialisation, la différence de scores de ACC entre ces EnsHist et les prévisions initialisées est quantifiée à l'absence d'un test de significativité dans la [Figure 4.7](#) aux trois échéances considérées. Les modèles CansESM5, IPSL-CM6A-LR et MIROC6 affichent une différence de ACC généralement très faible dans la région de l'Afrique de l'Ouest. Ceci suggère que la prévisibilité de la chronologie des précipitations en particulier entre 10°N et 20°N ne vient pas majoritairement de l'initialisation. On note, par ailleurs, une contribution importante des forçages externes sur la prévision des précipitations dans ces modèles. Cette différence de ACC est plus élevée et positive dans le modèle EC-Earth3 à la courte et moyenne échéance dans la plupart de la région. Ceci indique un impact non négligeable de l'initialisation pour prévoir la chronologie des précipitations de cette région à l'échelle de temps décennale à partir de ce modèle. Concernant les modèles CMCC-CM2, MPI-ESM1-2 et NorCMP1, qui montrent peu de prévisibilité de la chronologie des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest, la différence de scores de ACC est plus importante que dans les modèles précédents. Le modèle CMCC-CM2 montre généralement une différence positive dans les scores ACC de cette région à l'exception de l'ouest où elle est négative. Ceci suggère que dans ce modèle, l'initialisation apporte de la prévisibilité à la chronologie des précipitations en Afrique de l'ouest (au-dessus de 10°N) à l'exception de la zone ouest où elle a tendance à dégrader la prévision. Le modèle MPI-ESM1-2 montre généralement une différence négative dans les scores de ACC entre 10°N et 20°N, ce qui montre également un effet négatif de l'initialisation sur la prévisibilité. Pourquoi cet effet dégradant de l'initialisation, alors que cette étape a en principe été pensée pour ajouter l'effet de la variabilité interne sur la mémoire du modèle? On peut penser que l'état moyen et la dérive induite par l'initialisation sont trop forts et non linéaires et n'ont pas été correctement corrigés par la phase décrite dans section précédente. On peut aussi penser que les mécanismes de mousson ont été dégradés par ce terme additionnel ajouté pendant l'initialisation. Contrairement à ces modèles, le modèle NorCPM1 affiche une différence positive de scores de ACC sur certains points de grille en particulier au-dessus de 10°N. Cette différence augmente de la courte à la longue échéance ce qui est relativement surprenant. Ce résultat suggère surtout que l'initialisation induit de forts biais ou dérives, principalement visibles à la courte échéance lorsque l'effet de l'initialisation est le plus fort, et qui n'ont pas été suffisamment corrigés par les approches présentées dans la section précédente.



**Figure 4.6** : Carte des scores de ACC des modèles CMIP6 sur la MOA (JAS) durant la période 1968-2012. Le ACC est calculé entre les observations (CRU) et les prévisions initialisées aux échéances LT1-4 (colonne 1), LT4-7 (colonne 2) et LT7-10 (colonne 3), et les EnsHist (colonne 4) à chaque point de grille. Les points noirs représentent les régions où le score est statistiquement significatif à 95% selon le test de significativité non paramétrique défini dans la méthodologie (Section 2.4).

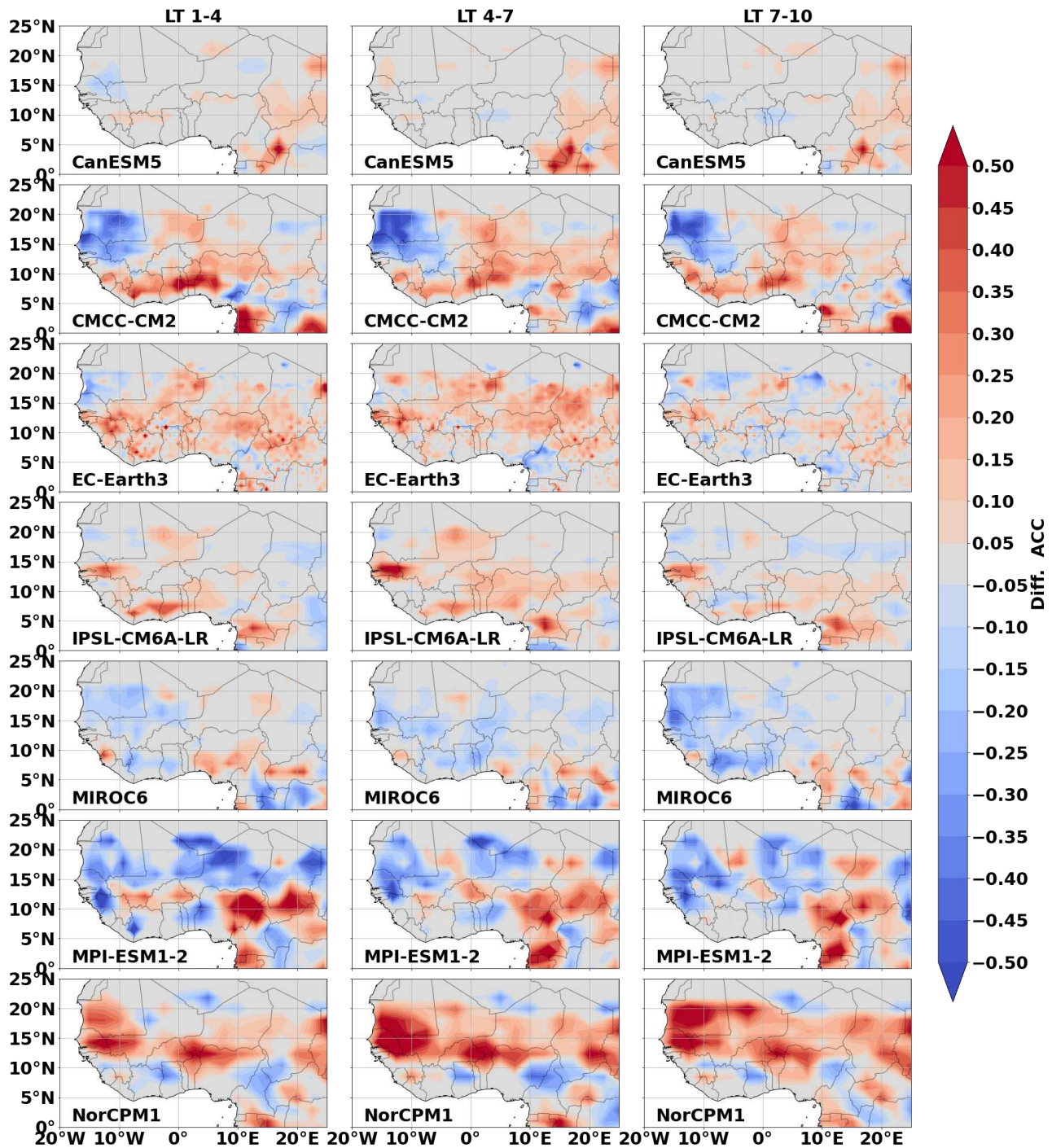
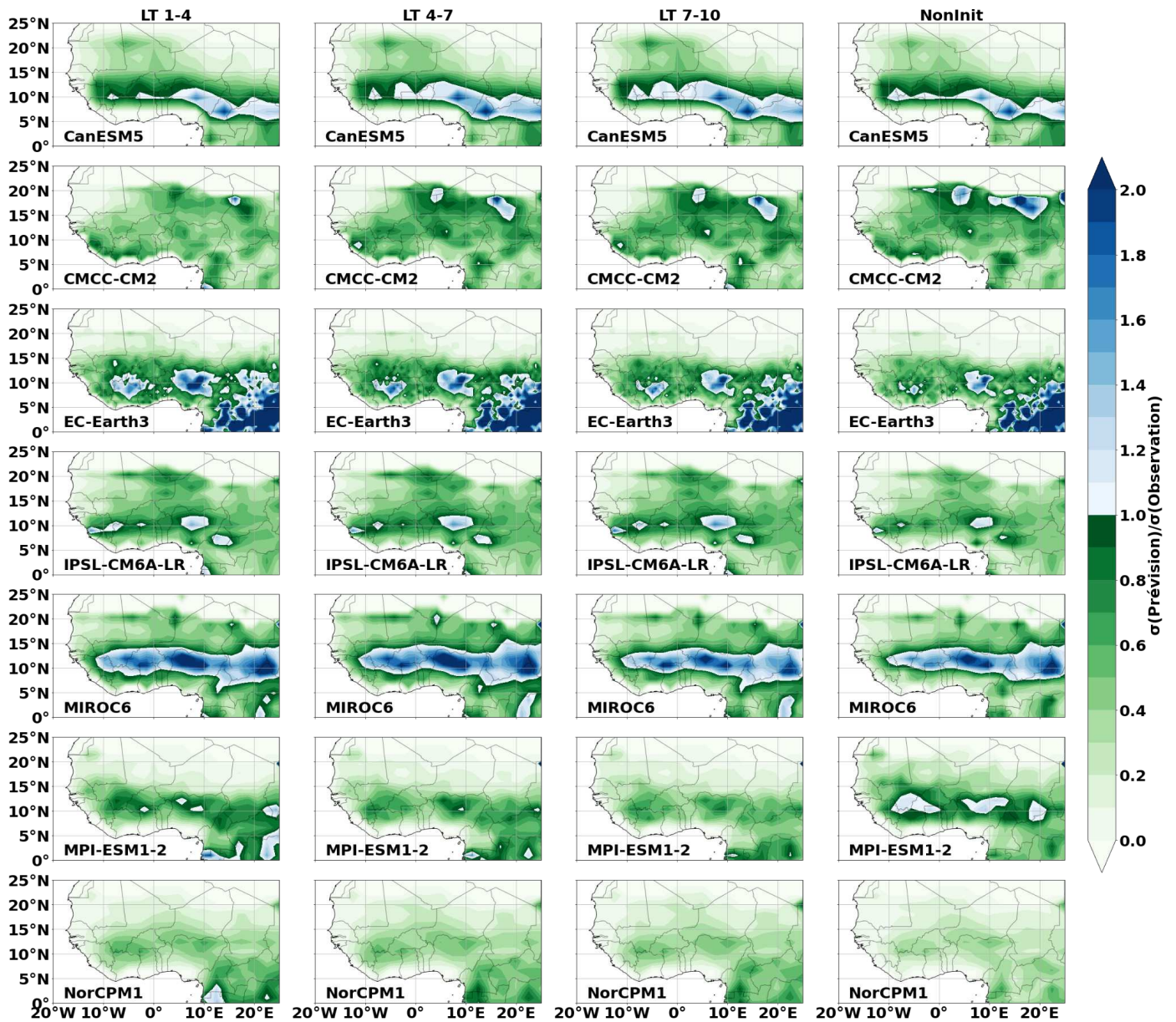


Figure 4.7 : Carte de différence entre ACC obtenus à partir des prévisions initialisées et des EnsHist des modèles CMIP6 à chaque échéance de prévision.

La capacité des modèles à prévoir l'amplitude des modulations de précipitations dans cette région est ensuite quantifiée dans la [Figure 4.8](#) par le ratio de l'écart-type des prévisions initialisées par rapport à celui des observations. De la courte à la longue échéance, les modèles CMCC-CM2, IPSL-CMA6-LR et MPI-ESM1-2 montrent majoritairement des ratios d'écart-types légèrement inférieurs à 1, ce qui suggère une sous-estimation de l'amplitude des précipitations prédites en Afrique de l'Ouest par rapport aux observations. Cette sous-estimation est plus importante dans le modèle NorCPM1, mais nous avons vu que les prévisions n'étaient de toutes façons pas bien phasées dans ce système. Les modèles CanESM5, EC-Earth3, et MIROC6 montrent également des ratios inférieurs à 1 sur l'Afrique de l'Ouest à l'exception de la zone au sud de 12°N où une bande zonale de ratios supérieurs à 1 est localisée. Ceci se traduit par une sous-estimation de l'écart-type des précipitations observées en Afrique de l'Ouest à l'exception de la région de cette bande zonale où cet écart-type est surestimé dans ces modèles. Cette analyse suggère que l'amplitude de variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest n'est pas reproduite dans les prévisions initialisées de ces modèles. Néanmoins certains modèles comme IPSL-CM6A-LR sont mieux que d'autres comme NorCPM1.

En comparant les prévisions initialisées aux EnsHist, les modèles affichent généralement des structures de ratio d'écart-types comparables ([Figure 4.8](#)). Ici, le fait que les écart-types calculés sur la période 1968-2012 à la fois pour les prévisions initialisées et les EnsHist soient relativement similaires vient probablement de la forme particulière de la série temporelle des précipitations dans la région, fortement marquée par une tendance au cours des dernières décennies. La [Figure 4.9](#) montre qu'à la courte, moyenne et longue échéance, la différence de ces ratios est très faible en Afrique de l'Ouest dans les modèles CanESM5, CMCC-CM2, IPSL-CM6A-LR et NorCPM1. Ce résultat montre que l'initialisation n'a pas un impact majeur sur les prévisions de l'amplitude des précipitations au cours de la seconde moitié du vingtième siècle dans cette région. Les modèles EC-Earth3 et MIROC6 affichent une différence positive et élevée entre les ratios d'écart-types à la courte échéance. Cependant cette différence devient faible à la longue échéance. Ces résultats suggèrent que l'initialisation augmente l'amplitude de la prévision des précipitations de ces modèles en particulier à la courte et moyenne échéance. Mais dans certaines zones, celle-ci est déjà plus élevée dans les simulations historiques. Contrairement à ces deux modèles, le modèle MPI-ESM1-2 affiche

une différence négative de ratios d'écart-types, montrant ainsi l'impact négatif de l'initialisation sur la prévision de l'amplitude observée à l'échelle de temps décennale. Ce résultat est à rapprocher de l'impact négatif de l'initialisation en termes d'ACC noté plus haut.



**Figure 4.8** : Carte des ratios d'écart-types de la MOA (JAS) durant la période 1968-2012. Le ratio est calculé entre l'écart-type des observations (CRU) et celui des prévisions initialisées aux échéances LT1-4 (colonne 1), LT4-7 (colonne 2) et LT7-10 (colonne 3), et celui des EnsHist (colonne 4) à chaque point de grille, respectivement.



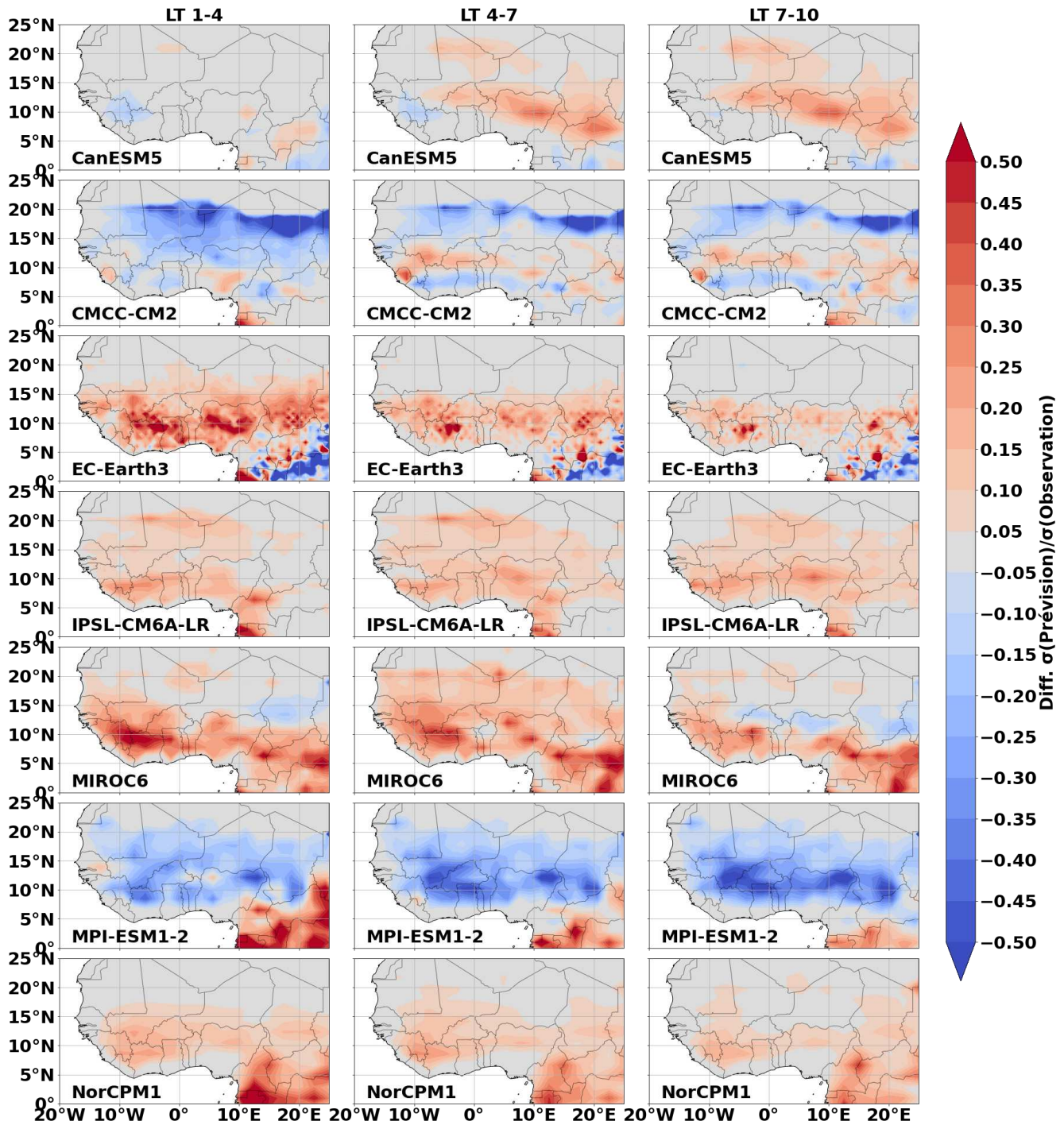


Figure 4.9 : Identique à la Figure 4.7, mais pour le ratio d'écart-types.

L'analyse séparée de la performance des modèles sur la prévisibilité de l'amplitude et de la chronologie effectuée précédemment montre que les modèles n'ont pas toujours la même performance sur ces deux facteurs. Ainsi pour mieux attribuer la performance de ces modèles, nous utilisons la métrique MSSS présentée dans Sospedra-alfonso et al. (2021) et Martin et Thorncroft (2014) et décrite explicitement à la [section 2.4.9.2](#) du chapitre 2 comme suit :

$$MSSS = \frac{\sigma(\text{modèle})}{\sigma(\text{observations})} (2 * ACC(\text{modèle}, \text{Observations}) - \frac{\sigma(\text{modèle})}{\sigma(\text{observations})})$$

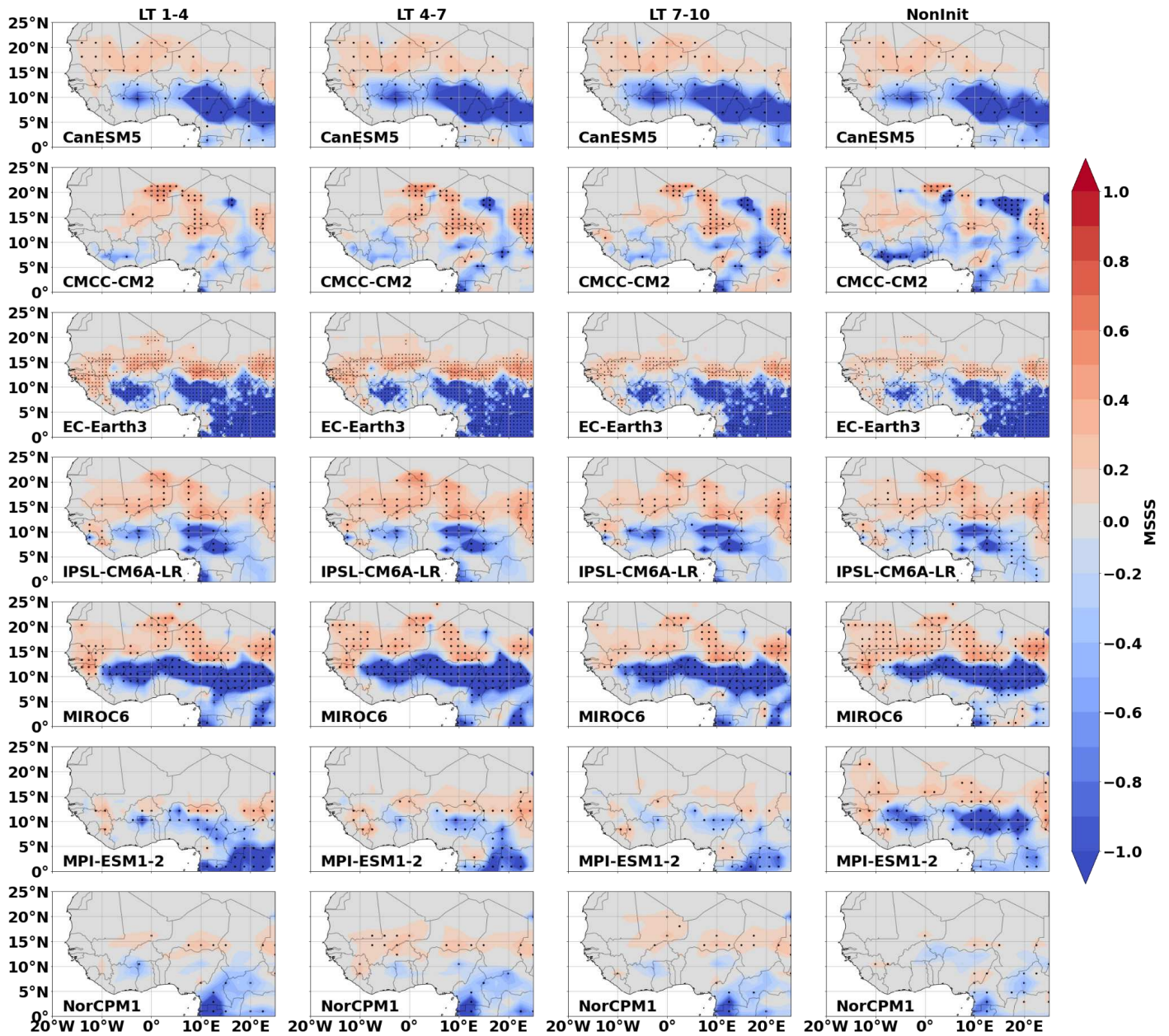
Cette métrique a l'avantage de prendre en compte à la fois la capacité de prévision de la chronologie par le terme ACC et l'amplitude des précipitations par le ratio d'écart-types  $\frac{\sigma(\text{modèle})}{\sigma(\text{observations})}$ . Rappelons qu'une valeur strictement positive de MSSS (MSSS > 0) indique une bonne prévision de chronologie avec une capacité proportionnée de prévision de l'amplitude des précipitations observées. En particulier, une valeur de MSSS proche de 1 (avec 1, le seuil maximal du score de MSSS) indique une prévision parfaite capable de prévoir correctement l'amplitude et la chronologie des précipitations observées à l'échelle décennale. Par contre, une valeur de MSSS négative ou proche de 0 indique une prévision irréaliste du signal observé due à une bonne prévision de la chronologie associée à une mauvaise prévision de l'amplitude ou à une mauvaise prévision de la chronologie peu important la prévisibilité de l'amplitude. Les modulations de précipitations (Amplitude et chronologie) sont ici considérées comme prévisibles si la valeur de MSSS est positive (MSSS > 0) et statistiquement significative.

En Afrique de l'Ouest, les modèles montrent une structure de score de MSSS généralement similaire entre les modèles et entre les différentes échéances des prévisions initialisées ([Figure 4.10](#)). Cette structure est caractérisée par des scores de MSSS positifs au nord précisément entre 12°N et 20°N et négatifs ou proches de zéro au sud de 12°N. Ces scores sont plus faibles dans les modèles MPI-ESM1-2 et NorCPM1. Dans le nord, les scores positifs indiquent une bonne capacité de prévision de la chronologie ([Figure 4.6](#)) proportionnée à la capacité de prévision de l'amplitude des précipitations dans cette région ([Figure 4.8](#)). Dans le sud de 12°N, ces scores négatifs ou proches de zéro indiquent cependant une mauvaise prévision de la chronologie des précipitations locales. Dans ces deux zones (Nord et Sud), les scores de MSSS sont statistiquement significatifs sur certains points de grille

de l'Afrique l'Ouest, mais sur des régions de taille variable : ils sont significatifs sur des régions très réduites dans les modèles CMCC-CM2, MPI-ESM1-2 et NorCPM1.

Ces résultats indiquent que les précipitations en Afrique de l'Ouest précisément entre 12°N et 20°N sont prévisibles à l'échelle de temps décennale dans les prévisions initialisées des modèles CMIP6 en particulier dans les modèles CanESM5, EC-Earth3, IPSL-CM6A-LR et MIROC6. Cependant, au sud de 12°N, les précipitations ne sont pas prévisibles à l'échelle de temps décennale dans l'ensemble modèles CMIP6 étudiés. Ceci est attribué à l'absence de prévisibilité de la chronologie dans cette région. En outre, nous avons montré dans la section précédente que les modèles souffrent d'une sous-estimation de la position du maximum de précipitations en Afrique de l'ouest. Ainsi ces scores de MSSS analysés ici pourraient en grande partie résulter de cette erreur des modèles couplés.

En évaluant l'impact de l'initialisation par rapport à l'effet des forçages externes du modèle sur la prévisibilité des précipitations à l'échelle de temps décennale ([Figure 4.10](#)), les modèles IPSL-CM6A-LR, CanESM5, MIROC6 et NorCPM1 montrent une structure de scores de MSSS dans les EnsHist similaire à celle analysée précédemment en Afrique de l'Ouest dans les prévisions initialisées. Cette similarité est remarquée à toutes les échéances de prévisions. Ces résultats suggèrent le rôle important des forçages externes sur la prévisibilité des précipitations à l'échelle de temps décennale dans cette région en particulier au Sahel où les pluies sont prévisibles. Les modèles tels que CMCC-CM2 et NorCPM1 montrent quant à eux plus de régions avec des scores de MSSS positifs et significatifs au Sahel précisément entre 12°N et 20°N dans leurs prévisions initialisées que dans leurs EnsHist, à toutes les échéances de prévisions. Ceci suggère que l'initialisation améliore la prévisibilité des précipitations de cette région à l'échelle de temps décennale dans ces modèles. Contrairement à ces derniers, le modèle MPI-ESM1-2 montre moins de région avec des scores positifs et significatifs dans les prévisions initialisées que dans EnsHist. Cela est vrai à toutes les échéances de prévision. Ceci suggère que l'initialisation dégrade la prévisibilité des précipitations à l'échelle de temps décennale dans cette partie du Sahel localisée entre 12°N et 20°N.



**Figure 4.10** : Carte des scores de MSSS des modèles CMIP6 sur la MOA (JAS) durant la période 1968-2012. Le MSSS est calculé entre les observations (CRU) et les prévisions initialisées aux échéances LT1-4 (colonne 1), LT4-7 (colonne 2) et LT7-10 (colonne 3), et les EnsHist (colonne 4) à chaque point de grille. Les points noirs représentent les régions où le score est statistiquement significatif à 95% selon le test de significativité non paramétrique défini dans la méthodologie (Section 2.4).

## **4.4 Performance des systèmes de prévision sur la moyenne des précipitations au Sahel à l'échelle de temps décennale**

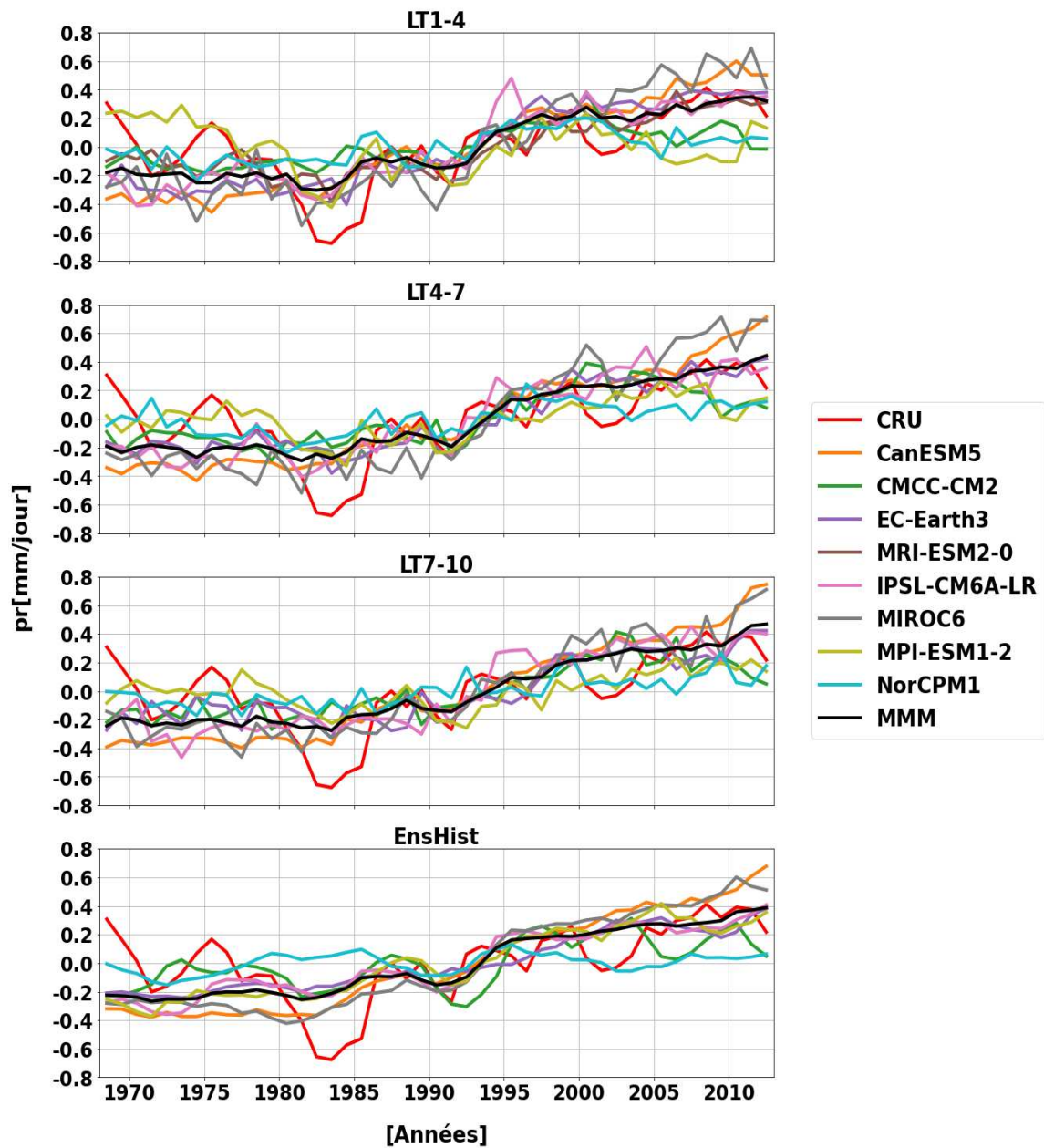
Nous avons précédemment montré que les précipitations au Sahel sont prévisibles à l'échelle de temps décennale dans les ensembles CMIP6 mais avec des scores de MSSS significatifs dans peu de régions. Dans cette section, nous analysons de manière plus approfondie la prévisibilité des précipitations de cette région dans les modèles couplés en nous basant sur l'indice des précipitations sahéliennes (défini dans la méthodologie) afin de tenir compte de la sous-estimation de la position du maximum de précipitations durant la période d'été (JAS) en Afrique de l'Ouest.

### **4.4.1 Visualisation de précipitations sahéliennes à l'échelle de temps décennale dans les systèmes de prévision**

La [Figure 4.11](#) montre, selon les observations (courbe rouge), que la seconde moitié du XXe siècle est temporellement marquée dans le Sahel par la période humide vers les années 1960 avec une anomalie positive d'environ 0,35 mm/jour par rapport à la période 1968-2012. Elle est suivie d'une période sèche pendant les années 1980 avec une anomalie négative d'environ 0,7 mm/jour et l'intensification des précipitations vers les années 2000 avec une anomalie positive d'environ 0,4 mm/jour en 2012 relativement à la période d'étude. Contrairement aux observations, tous les modèles prévoient, dans les EnsHist, une tendance à la hausse assez régulière au cours de la seconde moitié du XXe siècle et au début du XXIe siècle. Ils ne simulent donc pas correctement l'amplitude des modulations décennales décrites ici. Nous avons également visualisé cette structure temporelle dans la moyenne multimodèle (MMM) résultant de la moyenne non pondérée d'un ensemble de 184 simulations historiques issues des différents modèles étudiés dans ce chapitre (Voir le [Table 1](#) pour plus de détails). L'usage de la MMM de ce type de simulations permet d'estimer la réponse aux forçages externes en filtrant la variabilité interne présente dans ces simulations et de réduire la variabilité entre les modèles due en grande partie à la diversité leurs paramètres physiques (Herman et al., 2020a; Bellucci et al., 2015). Le résultat obtenu de la MMM montre aussi une tendance à la hausse comme dans les modèles individuels. Notons que la tendance du modèle

NorCMP1 est faible par rapport aux autres modèles et à la MMM. En comparant les EnsHist aux prévisions initialisées pour les échéances 1-4 ans (LT1-4), 4-7 ans (LT4-7) et 7-10 ans (LT7-10) respectivement, la plupart des systèmes de prévision présentent également une tendance à la hausse dans les prévisions initialisées pour toutes ces échéances. Seul le modèle MPI-ESM1-2 simule une tendance à la baisse au cours des premières décennies, avec donc une anomalie humide en ce début de période, comme dans les observations. Ceci suggère l'importance de l'initialisation du modèle MPI-ESM1-2 sur la prévision décennale de la période humide vers la fin des années 60. Cependant, cet effet de l'initialisation devient plus faible à la moyenne et longue échéance (Figure 4.11). Pour la MMM des prévisions initialisées résultant de la moyenne non pondérée d'un ensemble de 116 simulations de prévisions issues différents modèles étudiés, la tendance simulée est similaire à celle de la plupart des modèles individuels. Notons que la MMM dans les prévisions initialisées visent uniquement à réduire la variabilité entre les différents modèles étudiés (Bellucci et al., 2015) afin de réduire l'incertitude liée à la modélisation et à l'initialisation. Cette MMM ne semble pas être exceptionnelle sur la prévision de la structure temporelle des précipitations au Sahel à l'échelle décennale car elle n'est ni meilleure ni pire que les modèles individuels sur cette dernière dans les prévisions initialisées. En comparant la MMM entre les prévisions initialisées et les EnsHist, on remarque que l'effet de l'initialisation n'est pas remarquable sur ces précipitations sahéniennes au cours de la seconde moitié du XXe siècle et au début du XXIe siècle.

Pour mieux quantifier et comprendre les performances de ces modèles et de la MMM sur la prévision décennale des précipitations au Sahel, nous évaluons leur capacité à prévoir l'amplitude et la chronologie de la moyenne des précipitations de cette région à l'échelle de temps décennale dans la section suivante. Nous utiliserons les mêmes métriques que pour l'analyse régionale présentée ci dessus.



**Figure 4.11** : Variabilité des précipitations (JAS), obtenue à partir des observations (CRU) et des prévisions initialisées aux échéances 1-4 ans, 4-7 ans et 7-10 ans (3 premiers panneaux). Le dernier panneau présente la variabilité obtenue à partir des simulations historiques (EnsHist) des modèles CMIP6. Un filtre passe bas à 4 ans a été utilisé pour chacune de ces séries temporelles.

#### 4.4.2 Scores de prédiction des modèles individuels et du multimodèle

En termes de prédiction de la chronologie des précipitations, l'analyse des scores de prédiction en Afrique de l'ouest dans la [section 4.3](#) montre que les prévisions semblent être prometteuses dans la région Sahélienne. En utilisant l'indice des précipitations sahéliennes, la [Figure 4.12](#) montre également que tous les modèles affichent des scores de ACC significatifs compris entre 0,4 et 0,73 de la courte à la longue échéance de prédiction, à l'exception de NorCPM1 et MPI-ESM1-2 à la courte échéance (LT1-4) et CMCC-CM2 à toutes les échéances de prédiction. Ces scores évoluent de la courte à la longue échéance uniquement pour les modèles NorCPM1 et MPI-ESM1-2. Ces résultats suggèrent que la chronologie des précipitations sahéliennes est prévisible dans les prévisions initialisées de la plupart des modèles CMIP6 étudiés. De plus, elle est mieux prévisible avec l'indice des précipitations sahéliennes qu'avec les précipitations spatio-temporelles dans la section précédente. Ceci est relativement attendu. En effet, l'analyse spatiale de la précédente section impliquait un bon positionnement géographique de toutes les structures dans le modèle. On a vu dans la chapitre 3 que ce n'était pas le cas. On a ici utilisé une définition de la zone sahélienne adaptée aux biais moyens des simulations sur les précipitations de cette région. On peut donc attendre une meilleure correspondance physique entre cette région et celle des observations. Par ailleurs, la moyenne spatiale a tendance à lisser les imperfections spatiales. En outre, la MMM montre également des scores de ACC significatifs compris entre 0,62 et 0,69 à toutes ces échéances. Ceci est en accord avec (Delgado-Torres et al., 2022) montrant des patterns de scores de ACC significatifs dans cette région à partir d'une moyenne multimodèle CMIP6. Ce résultat suggère que la chronologie des précipitations dans cette région est également significativement prévisible à l'échelle décennale dans la moyenne multimodèle. Cependant, la MMM a un score moins bon que le meilleur des modèles.

Dans les prévisions non initialisées, tous les modèles CMIP6 à l'exception de CMCC-CM2 et NorCPM1 montrent également des scores de ACC significatifs compris entre 0,56 et 0,67 ([Figure 4.12](#)). Il en est de même pour la MMM avec un score de ACC significatif d'ordre 0,62. Ceci suggère une prévisibilité de la chronologie des précipitations à l'échelle de temps décennale dans 3/4 des modèles CMIP6 utilisés ainsi que dans la MMM sous l'unique



effet des forçages externes. Cette conclusion est en accord avec le [Chapitre 3](#) (Ndiaye et al. 2022) mettant en évidence l'impact de la réponse forcée sur la chronologie des modulations décennales des précipitations sahéliennes au cours du XXe siècle et au début du XXIe siècle. En outre, ces scores de ACC sont comparables à ceux quantifiés dans les prévisions initialisées pour la MMM ainsi que pour les modèles individuels à l'exception du modèle NorCPM1 ([Figure 4.12](#)). Pour ce modèle, les modulations de précipitations sahéliennes sont très peu corrélées aux observations dans les simulations historiques. Les raisons exactes de ce faible score n'ont pas été étudiées. Cependant, la [Figure 4.11](#) montre en effet que ce modèle ne reproduit pas les modulations décennales ni la tendance des observations.

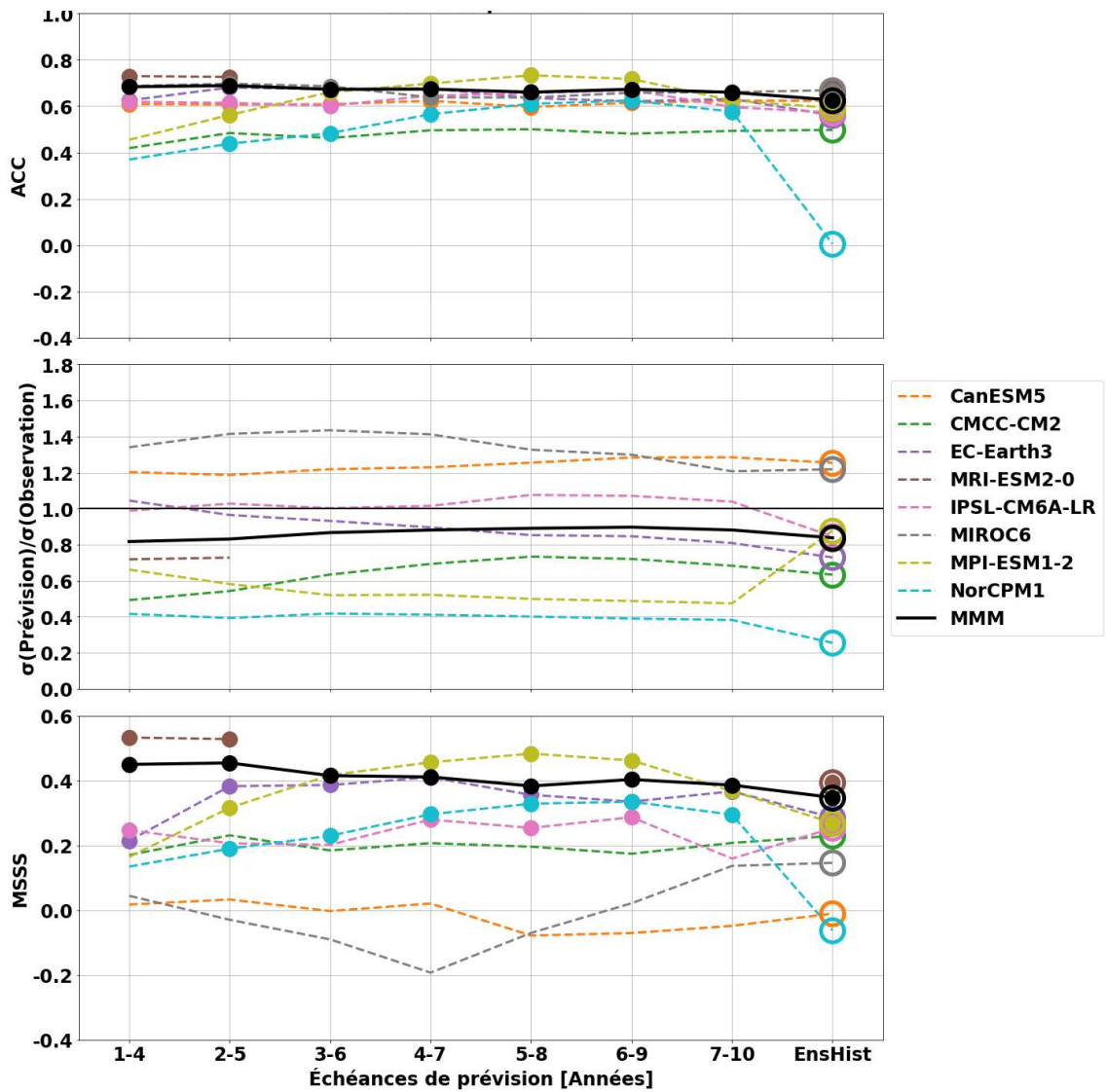
Ces résultats supportent l'attribution d'une partie de la prévisibilité de la chronologie des modulations décennales des précipitations au Sahel au cours de la seconde moitié du XXe siècle et au début du XXIe à l'effet des forçages externes dans les ensembles CMIP6 étudiés. Cette conclusion montre une nette évolution des simulations par rapport à CMIP5. Dans l'ancienne génération des modèles, en effet, les simulations historiques de précipitations au Sahel n'étaient pas significatives (Gaetani et Mohino, 2013; Martin et Thorncroft, 2014; Otero et al., 2016). Ces changements peuvent venir d'une amélioration des modèles et de leur réponse aux forçages, ou des forçages eux-mêmes. Ce point est discuté dans le chapitre 3 de ce manuscrit. Dans le modèle NorCPM1, dont les modulations non initialisées ne sont pas phasées sur les observations, on voit néanmoins un impact de l'initialisation.

Comme expliqué à la [Section 4.3](#), la capacité des modèles à prévoir l'amplitude des précipitations est indispensable pour une bonne exploitabilité des prévisions par les utilisateurs finaux (agriculteurs, gestionnaires, etc). Cette capacité est évaluée dans la [Figure 4.12](#) (Milieu) à partir du ratio d'écart-types ( $\frac{\sigma(\text{modèle})}{\sigma(\text{observations})}$ ) entre les prévisions initialisées et les EnsHist des modèles et les observations.

Dans les prévisions initialisées, les modèles IPSL-CM6A-LR, MRI-ESM2-0 et EC-Earth3 montrent des ratios d'écart-types compris entre 0,7 et 1,1 de la courte à la longue échéance, c'est à dire proche de 1. La MMM montre des ratios du même ordre de grandeur à ces échéances. Ce résultat suggère que bien que ces modèles et cette MMM simulent une structure temporelle des précipitations à l'échelle de temps décennale marquée par une tendance hausse ([Figure 4.11](#)), l'amplitude de cette structure est en moyenne comparable à celle des observations. Cette performance semble être moins importante pour les modèles

CMCC-CM2 et MPI-ESM1-2. En effet, ces modèles affichent des ratios entre 0,5 et 0,7 à la courte échéance, suggérant une légère sous estimation de l'amplitude observée. Cette bonne capacité de prévision de l'amplitude CMCC-CM2 s'améliore de la courte à la longue échéance (ratio qui atteint 1.01). Quant au modèle MPI-ESM1-2, le ratio diminue de la courte à la longue échéance. Ceci signifie que contrairement au modèles CMCC-CM2, l'assez bonne capacité de prévision de l'amplitude dans le modèle MPI-ESM1-2 se dégrade de la courte à longue échéance. Le modèle NorCPM1 montre quant à lui des ratios inférieurs à 0,5 et non évolutifs de la courte à la longue échéance. Ceci suggère une faible capacité de prévision de l'amplitude, comme on peut le voir sur la [Figure 4.11](#). Les modèles CanESM5 et MIROC6 affichent des ratios supérieurs à 1,2 à toutes les échéances de prévisions. Ceci indique une surestimation de l'amplitude des précipitations au Sahel à l'échelle de temps décennale dans ce système de prévision ([Figure 4.11](#)).

La [Figure 4.12](#) (Milieu) montre aussi que les EnsHist ont les mêmes capacités de prévision de l'amplitude que les prévisions initialisées à l'exception de MPI-ESM1-2. Le ratio est en général très proche de celui des prévisions initialisées pour la plupart des modèles. Il en est de même pour la MMM à toutes les échéances de prévisions. Ainsi, l'initialisation n'améliore pas la capacité de prévision de l'amplitude des précipitations au cours de la période d'étude pour la plupart de ces modèles. Seul le modèle MPI-ESM1-2 montre un ratio d'ordre 0,8 dans l'ensemble EnsHist clairement supérieur à celui obtenu dans les prévisions initialisées de ce modèle. Ce résultat montre que l'initialisation semble dégrader la performance de ce modèle, comme déjà indiqué plus haut.



**Figure 4.12** : Scores de prévision des précipitations au Sahel (JAS) à l'échelle décennale à partir des prévisions initialisées (1-4 à 7-10 ans) et des simulations historiques (EnsHist) par rapport aux observations (CRU) : ACC (haut), Ratio d'écart-types (milieu) et MSSS (bas) des prévisions initialisées et EnsHist par rapport aux observations. Les points dans le panneau du haut et du bas représentent les scores de ACC et MSSS significatifs à 95%.

La [Figure 4.12](#) (Panneau du bas) montre les scores de MSSS des modèles étudiés mettant en évidence à la fois leur performance sur la prévision de la chronologie et de l'amplitude analysée dans les paragraphes précédents. Dans les prévisions initialisées, 5/8 des modèles notamment EC-Earth3, MRI-ESM2-0, IPSL-CM6A-LR, NorCPM1 et MPI-ESM1-2 montrent des scores de MSSS significatifs compris entre 0,2 et 0,55 à toutes les échéances sauf à l'échéance 1-4 ans pour les modèles NorCPM1 et MPI-ESM1-2 et aux échéances 2-4, 3-6 et 7-10 ans pour le modèle IPSL-CM6A-LR. Pour les modèles NorCPM1 et MPI-ESM1-2, ces scores évoluent progressivement de la courte à la longue échéance contrairement aux restes des modèles pour lesquels ils restent approximativement stables. Parmi ces modèles, les scores sont meilleurs dans les modèles MRI-ESM2-0 et MPI-ESM1-2. La MMM montre aussi des scores de MSSS significatifs à toutes les échéances de prévisions. Ces résultats suggèrent que les précipitations au Sahel sont prévisibles à l'échelle de temps décennale dans les ensembles CMIP6. Cette performance est associée à la prévisibilité décennale de leur chronologie (Panneau du Haut de la [Figure 4.12](#)) et de leur amplitude (Panneau du milieu) au cours de la seconde moitié du vingtième siècle dans les EC-Earth, MRI-ESM2-0, IPSL-CM6A-LR, MPI-ESM1-2 ainsi que dans l'ensemble MMM et uniquement à la prévisibilité décennale de leur chronologie dans le modèle NorCPM1. Par ailleurs, les scores de MSSS de la MMM sont inférieurs à ceux des meilleurs modèles individuels, ce qui suggère une meilleure prévisibilité décennale des précipitations avec ces derniers. Les modèles MIROC6 et CanESM5 montrent des scores de MSSS approximativement nuls ou négatifs aux différentes échéances de prévisions. Ce résultat s'explique par une représentation irréaliste de l'amplitude (panneau du milieu) pour une bonne prévisibilité de la chronologie des précipitations dans cette région à l'échelle de temps décennale.

Dans les EnsHist, seuls 1/4 des modèles (EC-Earth3, MRI-ESM2-0, IPSL-CM6A-LR et MPI-ESM1-2) montrent des scores de MSSS significatifs. Ces modèles correspondent à ceux ayant des scores MSSS significatifs dans les prévisions initialisées à l'exception de NorCPM1, dont l'EnsHist a une très faible corrélation avec les observations, comme vu sur la [Figure 4.12](#) (haut). Il en est de même pour la MMM. Ces résultats suggèrent le rôle important de l'effet des forçages externes sur la prévisibilité des précipitations au cours de cette période. Cependant les scores de MSSS significatifs sont plus élevés dans les prévisions initialisées. Cette analyse suggère ainsi l'important de l'initialisation sur l'amélioration de la prévisibilité des

précipitations. Cela est particulièrement vrai pour NorCMP1 mais aussi MPI-ESM1-2, EC-Earth3 et la MMM. En effet, l'initialisation semble principalement améliorer la réponse aux forçages de NorCMP1. Les modèles MIROC6 et CansESM5 montrent des scores très faibles et non significatifs dans les EnsHist comme dans les prévisions initialisées. Ceci pourrait être lié à la physique de ces modèles qui n'est pas améliorée lors de l'initialisation.

### **4.4.3 Influence du nombre de membres sur les scores de prévision en moyenne d'ensemble multi-modèles.**

Rappelons que tous les résultats précédents ont été obtenus à partir de la moyenne d'ensemble des simulations (ou membres) de prévision. Les ensembles CMIP6 étudiés ici sont composés de 10 à 40 simulations de prévision initialisée, ce qui est plus général que les ensembles CMIP5 pour lesquels seuls 3 à 5 étaient généralement disponibles par date de prévision. Yeager et al. (2018) ont montré à partir de leur système de prévision qu'augmenter le nombre de simulations permettaient de réduire la partie stochastique non prévisible du signal climatique et ainsi améliorer les performances de prévision de précipitations au Sahel. Cependant Smith et al. (2019) ont utilisé un ensemble de simulations issues de différents modèles CMIP5 pour montrer l'influence du nombre de simulations sur la prévisibilité dans l'Atlantique nord. Dans cette section, nous appliquons l'approche de cette dernière étude sur la prévisibilité des précipitations au Sahel à l'échelle de temps décennale mais pour une plus large ensemble des prévisions CMIP6 disponibles afin de mieux réduire les incertitudes liées à la modélisation et à l'initialisation. Dans la [Figure 4.13](#) (gauche), les scores moyens sont ainsi obtenus en moyennant des scores de prévisions calculés entre les observations et chacune des moyennes non pondérées des combinaisons de simulations possibles. Notons que pour chacune de ces combinaisons, les simulations sont choisies de manière aléatoire.

Le score moyen de ACC dans les prévisions initialisées est généralement plus élevé à la courte échéance (LT1-4 et LT2-5) et plus faible à la moyenne et longue échéance (LT5-8 et LT7-10). Cela est vrai quelque soit le nombre de membres de prévision. Par exemple, avec une moyenne d'ensemble de 10 membres, le score moyen de ACC est approximativement d'ordre 0,65 à l'échéance LT1-4 alors qu'il est d'ordre 0,61 à l'échéance LT5-8. Ces scores augmentent rapidement de la moyenne d'ensemble de 10 membres à celle de 40 membres à partir de laquelle il n'évolue plus à toutes les échéances de prévision. Ce résultat suggère qu'un ensemble de 40 membres ou plus est nécessaire pour prévoir avec robustesse la chronologie des précipitations au Sahel à l'échelle décennale dans la moyenne multimodèle CMIP6. Ce nombre de membres suggérés dans les ensembles CMIP6 est supérieur à celui proposé dans CMIP5 par Yeager et al. (2018) . Cette étude suggérait en effet que 30 membres minimum étaient nécessaires. Notons cependant que leur étude était basée sur un seul modèle. Il est très

probable que l'utilisation de plusieurs modèles ajoute du bruit et donc nécessite plus de membres. L'analyse des modèles individuels dans la section précédente montre que certains modèles ayant un ensemble de 10 membres comme MRI-ESM2-0 ont des scores de ACC plus élevés que ceux du modèle CanESM5, unique modèle avec un ensemble de 40 membres. Les performances dépendent donc clairement des systèmes de prévisions eux même, de l'initialisation, des biais des modèles, et pas seulement du nombre de membres. Comme nous l'avons noté précédemment, les incertitudes sont réduites dans la moyenne d'ensemble de membres issus de différents modèles. En outre, la [Figure 4.13](#) (Haut à droite) montre aussi le spread des scores de ACC auxquels résultent le score moyen de ACC. Inversement proportionnel à l'évolution du score moyen de ACC, le spread de scores de ACC est élevé dans les ensembles de 10 membres mais s'atténue progressivement en fonction de l'augmentation du nombre de membres moyennés. Ce résultat se traduit ainsi par la réduction de l'incertitude sur le score moyen de ACC au fur et à mesure que le nombre de membres augmente. L'évaluation du score de prévision semble donc plus robuste pour un plus grand nombre de membres.

Comme dans les prévisions initialisées, la [Figure 4.13](#) (Haut à gauche) montre que le score moyen de ACC des EnsHist est plus faible dans la moyenne d'ensemble de 10 membres mais augmente avec le nombre de membres moyennés. Cette augmentation du score moyen est associée à une diminution de son incertitude par le filtrage de la variabilité interne dans les simulations historiques (Haut à droite de la [Figure 4.13](#)). L'évolution du score moyen et de son incertitude dans les EnsHist est similaire à celle analysée précédemment dans les prévisions initialisées. Cependant, le score moyen est constamment plus faible dans les EnsHist que dans les prévisions initialisées quel que soit le nombre de membres utilisés. En termes de spread de scores de ACC, il est plus élevé dans les EnsHist que dans les prévisions initialisées, ce qui indique une incertitude plus importante dans le score moyen de ACC des EnsHist. Ces résultats mettent en évidence l'importance de l'initialisation sur l'amélioration des scores de prévision de la chronologie dans les prévisions initialisées de la moyenne multimodèle.

La [Figure 4.13](#) (Milieu à gauche) montre aussi l'évolution de la moyenne de ratios d'écart-types en fonction du nombre de membres moyennés. Dans les prévisions initialisées, cette moyenne de ratios est plus élevée dans les ensembles de 10 membres à toutes les échéances de prévisions. Cependant, elle diminue progressivement au fur et à mesure que le

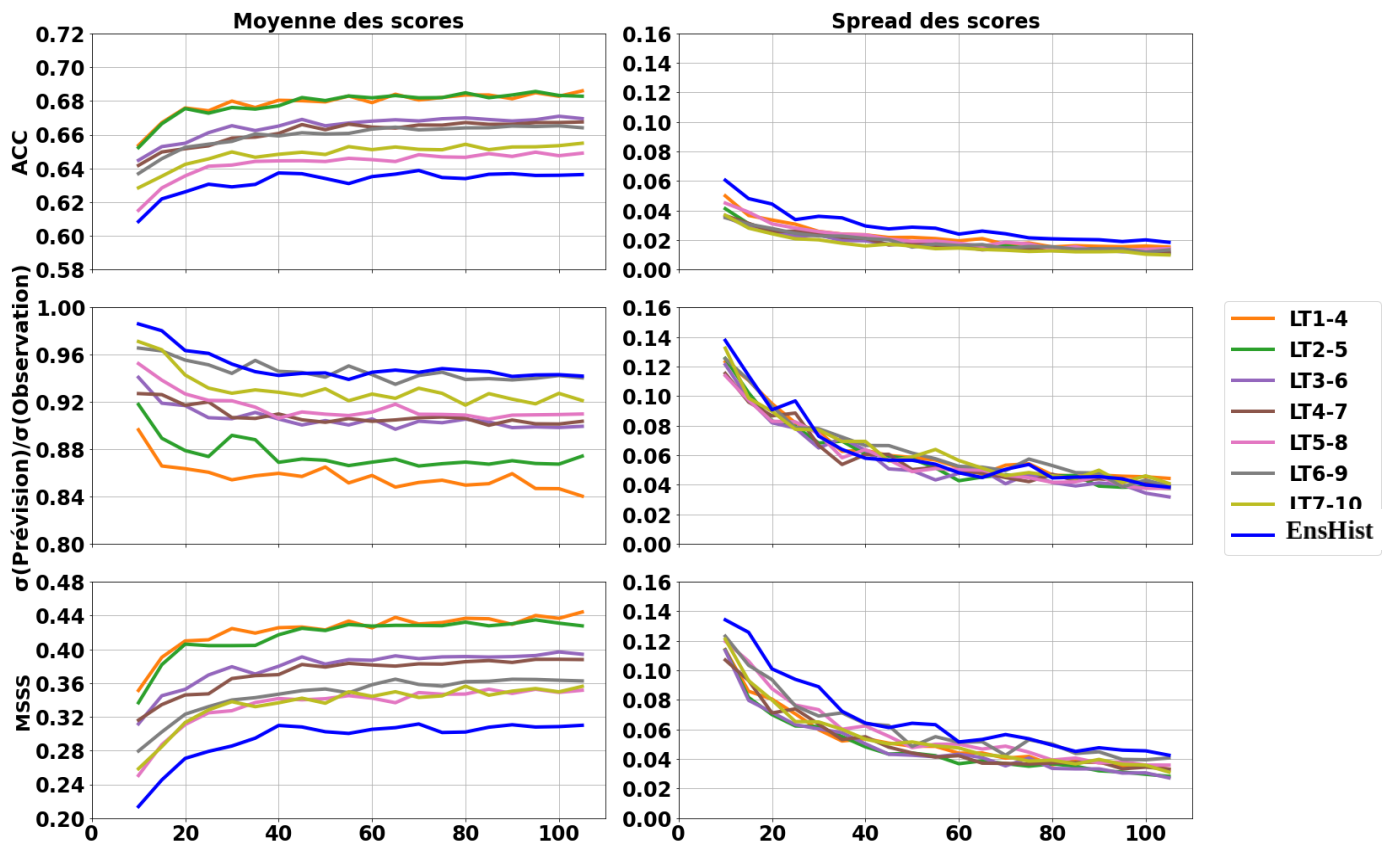
nombre de membres augmente. Il en est de même pour le spread de ratios d'écart-types (Milieu à droite de la [Figure 4.13](#)) suggérant ainsi la réduction de l'incertitude sur la moyenne des ratios d'écart-types. Ces résultats s'expliquent par une réduction progressive du bruit avec l'augmentation du nombre de membres pour mieux estimer le signal prévisible dans les modèles (Yeager et al., 2018 ; Smith et al., 2019). Comme dans les prévisions initialisées, la moyenne des ratios d'écart-types diminue progressivement de la moyenne d'ensemble de 10 membres à celle de maximum de membres dans les EnsHist. Cependant, elle est plus importante dans ces derniers que dans les prévisions initialisées à toutes les échéances de prévisions. En effet, les membres des simulations historiques diffèrent à la fois par des conditions océaniques et atmosphériques différentes, car il s'agit en fait de simulations historiques différentes. Dans les prévisions initialisées, les membres ne diffèrent que par une micro perturbation appliquée en général aux conditions atmosphériques. On parle de perturbations micro ou macro (Hawkins et al., 2016). Cette différence peut expliquer la différence de dispersion entre les membres initialisés et non initialisés. Leurs dispersions sont par ailleurs comparables quelque soit le nombre de membres moyennés (Milieu à droite de la [Figure 4.13](#)).

En outre, les performances sur les prévisions décennales des précipitations sahéliennes dépendant de la réduction du bruit dans les prévisions est aussi évaluée à travers la MSSS (Panels du bas, [Figure 4.13](#)). Comme procédé dans les sections précédentes, il s'agit de quantifier, en fonction du nombre de membres, la capacité de prévision de la chronologie et de l'amplitude des précipitations dans cette région à l'échelle décennale. Dans les prévisions initialisées, le score de MSSS diminue progressivement de la courte à la longue échéance. À toutes les échéances de prévision, il est plus faible avec une moyenne minimale de 10 membres mais augmente progressivement au fur et à mesure que le nombre de membres moyennés augmente. Cette amélioration est associée à une diminution de l'incertitude sur le score moyen de MSSS. Cette analyse suggère que le maximum de membres possible améliore la capacité de prévision de précipitations au Sahel à l'échelle de temps décennale dans la moyenne multimodèle.

En comparaison avec ces scores moyens de MSSS à toutes les échéances de prévision, ils sont plus faibles dans EnsHist quel que soit le nombre de membres moyennés (Panels du bas, [Figure 4.13](#)). Ceci suggère que l'initialisation a un impact positif sur les prévisions



décennales des précipitations au Sahel dans le multimodèle. Le score moyen de MSSS et son incertitude évoluent de manière proportionnelle entre les EnsHist et les prévisions Init. Ces résultats suggèrent que dans la moyenne multimodèle CMIP6 l'impact de l'initialisation ne dépend pas du nombre de membres. Cependant ce dernier améliore le signal prévisible.



**Figure 4.13** : Scores de prévisions MSSS (bas) et ACC (haut) et Ratios d'écart-types (milieu) des précipitations au Sahel (JAS) dans les EnsHist et à toutes les échéances des prévisions initialisées en fonction du nombre de membres moyenné dans la moyenne multimodèle (gauche) et du spread (droite).

## **4.5 Analyse de la fiabilité des prévisions décennales sur l'indice des précipitations au Sahel à l'échelle de temps décennale**

Dans cette section, nous analysons la fiabilité des prévisions des précipitations sahéliennes dans les modèles CMIP6 à l'échelle de temps décennale. En effet, il ne suffit pas pour un système de prévision de reproduire la temporalité moyenne des prévisions ni même l'amplitude moyenne de la variabilité, il faut aussi que l'on puisse avoir confiance dans ces prévisions. Pour cela, on peut se demander quelle est la cohérence entre les différents membres de prévisions, c'est-à-dire leur dispersion. Ces membres doivent être suffisamment peu dispersés autour de la prévision moyenne pour que cette moyenne soit fiable et d'un autre côté suffisamment dispersés pour couvrir l'incertitude liée à la variabilité du système climatique et à sa composante chaotique non prévisible. Pour cela, nous évaluons dans le cadre de cette étude la capacité des modèles à prévoir la chronologie de la variabilité observée (via l'ACC) par rapport à la dispersion des membres autour de la moyenne d'ensemble de la prévision (via le ratio de la variance de la moyenne d'ensemble et la moyenne des variances de chaque membre). La métrique intégrant ces différents aspects s'appelle le RPC (Scaife et Smith, 2018), définie dans la section [section 2.4.11](#) et déjà utilisée au chapitre 3. Comme indiqué dans la [section 2.4.11](#), ce score est défini par le rapport entre la corrélation de la moyenne d'ensemble des prévisions avec les observations d'une part, et le rapport de variance entre la moyenne d'ensemble et la moyenne des variances des membres d'autre part. Cette métrique est utilisée dans certaines études sur les prévisions décennales à l'échelle globale ou dans des régions autres que le Sahel (Scaife et Smith, 2018; Smith et al., 2019; Weisheimer et al., 2019).

La [Figure 4.14](#) montre le score RPC sur les prévisions décennales des précipitations sahéliennes dans les ensembles CMIP6. Dans les prévisions initialisées, cette figure montre que 4 modèles sur 8 (EC-Earth3, MRI-ESM2-0, IPSL-CM6A-LR et MIROC6) donnent un RPC compris entre 0,8 et 1,1 (intervalle choisi arbitrairement) à toutes les échéances de prévision. Il en est de même pour la moyenne multimodèle (MMM) résultant de l'agrégation des membres des différents modèles CMIP6 utilisés. Une telle situation est associée à une bonne corrélation des prévisions avec les observations : estimation de la prévisibilité basée sur les observations ([Figure 4.12](#), Panneau du haut), comparable au rapport de variances entre la

moyenne d'ensemble et la variance de chacun des membres : estimation de la prévisibilité basée sur le modèle. En d'autres termes, les membres des prévisions initialisées de chacun de ces modèles sont assez dispersées et que le bruit est bien estimé dans ces systèmes de prévision. Ainsi, la fiabilité des prévisions de ces modèles est acceptable. Il en est de même pour la moyenne multimodèle, ce qui suggère que la dispersion des membres est suffisante dans les ensembles CMIP6 étudiés dans le cadre de cette étude. Cependant, les modèles CansESM5 et CMCC-CM2 montrent des RPC inférieurs à 0.8 (seuil choisi arbitrairement). Ceci signifie que l'estimation de la prévisibilité basée sur ces modèles est strictement supérieure à celle basée sur les observations. Alors les membres de ces prévisions ne sont pas suffisamment dispersés dans ces systèmes de prévision. Les prévisions initialisées issues des modèles CansESM5 et CMCC-CM2 sont ainsi dites "trop fiables" (overconfident). En effet, ces modèles ont tendance à être trop sûrs d'eux et à ne pas inclure suffisamment d'incertitude dans leurs prévisions (Weisheimer et al., 2019). Enfin, les modèles NorCPM1 et MPI-ESM1-2 montrent des RPC variant progressivement de la courte à la longue échéance, avec des valeurs inférieures à 0,8 à la courte échéance (1-4 ans) suggérant ainsi des prévisions "trop fiables", des valeurs comprises entre 0,8 et 1,1 de la courte à la moyenne échéance (2-5 et 3-4 ans) suggérant des prévisions "fiables" et des valeurs supérieures à 1,1 de la moyenne à la longue échéance suggérant des prévisions "peu fiables" (underconfident). Cette dernière situation indiquant un "signal-to-noise-paradox" (défini dans la [section 2.4.11](#)) peut d'une part être associée au passage du peu à trop de dispersion de la courte à la longue échéance dans les prévisions initialisées de ces deux modèles. Elle peut aussi être due à la variation des scores de ACC de la courte à la longue échéance ([Figure 4.12](#), Panneau du haut) alors que le bruit reste constant.

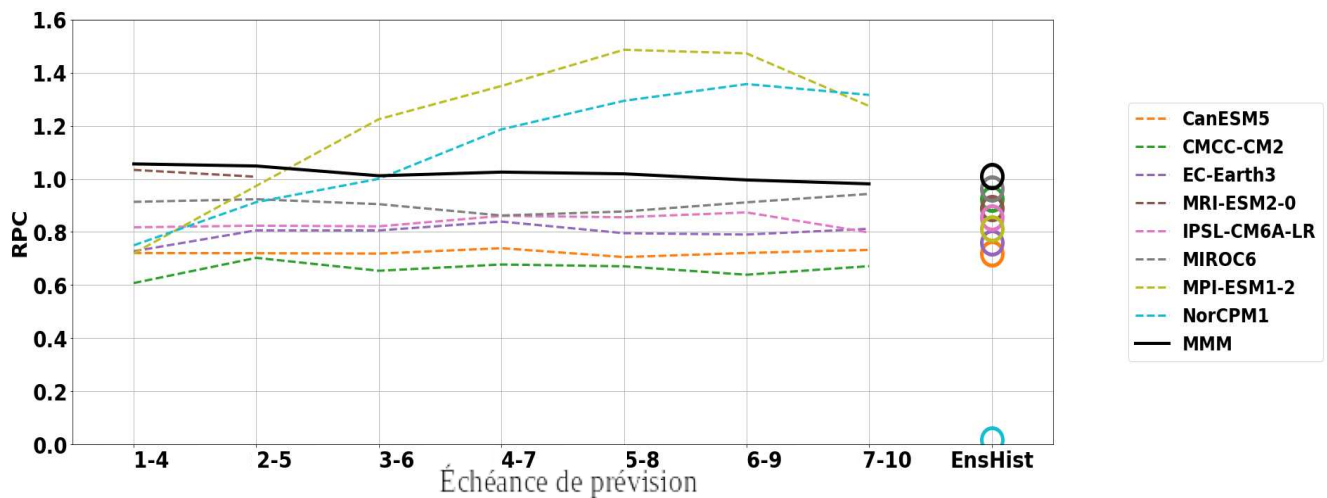


Figure 4.14 : Scores de RPC des prévisions initialisées (LT1-4 à 7-10) et des EnsHist par rapport aux observations (CRU) sur les précipitations au Sahel (JAS) à l'échelle décennale.

Nous comparons maintenant la fiabilité des prévisions initialisées aux EnsHist (simulations historiques). Notons que, comme déjà documenté dans la présentation de ces simulations, les membres des prévisions initialisées et les EnsHist sont générés de manières très différentes: les membres des prévisions initialisées ont en général été générés en imposant relativement une faible perturbation à la composante atmosphérique, afin de représenter la partie non prévisible de cette composante. Les membres des simulations historiques ont été générés à partir de conditions initiales océaniques et atmosphériques différentes prises dans une longue simulation de contrôle. On s'attend donc à une dispersion des membres bien plus grande, au moins en début de prévision.

Pour la plupart des modèles (EC-Earth3, IPSL-CM6A-LR, MRI-ESM2-0, CanESM5 et MIROC6) ainsi que pour le multimodèle, l'initialisation ne semble pas avoir un apport notable sur la fiabilité des prévisions des précipitations au Sahel à l'échelle de temps décennale. En effet, pour ces modèles, le RPC des EnsHist est comparable à ceux des prévisions initialisées analysées plus haut. Ceci suggère que l'initialisation et/ou l'approche de génération des membres de prévisions initialisées n'impacte pas la fiabilité des prévisions dans ces modèles. À l'inverse, l'EnsHist du modèle CMCC-CM2 a un RPC compris entre 0,8 et 1,1. Ce modèle est donc considéré "fiable" dans EnsHist pendant que ses prévisions initialisées sont "trop fiables". Ainsi, l'initialisation et/ou l'approche de génération des membres de prévisions initialisées induit une sous-estimation du bruit dans les prévisions initialisées du modèle

CMCC-CM2.

Dans le cas particulier du modèle MPI-ESM1-2, Le RPC de l'EnsHist est généralement comparable à ceux des prévisions initialisées à la courte échéance. Cependant ces ratios deviennent plus élevés vers la longue échéance. Ce résultat suggère que l'initialisation et/ou de l'approche de génération des membres des prévisions initialisées impacte négativement la fiabilité des prévisions de ce modèle à la moyenne et longue échéance. Ceci se rapproche étroitement à la dérive de ce modèle analysée dans la [Section 4.1](#) de ce chapitre. En effet, ce modèle est exceptionnellement initialisé en "full-field" dans l'atmosphère et en "anomalie" dans l'océan, ce qui pourrait rendre les prévisions instables par rapport au EnsHist. En outre, le modèle NorCPM1 est l'unique modèle ayant une valeur de RPC proche de zéro dans EnsHist alors que cette valeur est supérieur à 0.7 dans les prévisions initialisées. Pour ce modèle, on s'attendait à une telle valeur de RPC dans EnsHist car la prévisibilité des observations est marginale dans ces simulations historiques ([Figure 4.12](#), Panneau du haut). On peut donc déduire de cette comparaison que l'effet de l'initialisation et/ou de l'approche de génération des membres de prévisions initialisées apporte nettement de la fiabilité sur les prévisions décennales des précipitations au Sahel de ce modèle. Cela est valable uniquement de la courte (2-5 ans) à la moyenne (3-6 ans) échéance.

## **4.6. Conclusion**

L'étude présentée dans ce chapitre a permis d'évaluer les prévisions des précipitations en Afrique de l'Ouest et en particulier au Sahel à l'échelle de temps décennale à partir de la seconde moitié du vingtième à nos jours. Cette étude vise à mettre en évidence la qualité des prévisions initialisées sur la prévisibilité de ces précipitations. Ainsi, elle s'est basée essentiellement sur le diagnostic d'un large ensemble de simulations de prévisions initialisées de la nouvelle génération de modèle CMIP6 mais aussi des simulations historiques diagnostiquées dans le chapitre 3.

Comme dans le chapitre précédent, nous avons d'abord montré que les modèles CMIP6 étudiés présentent un biais d'état moyen sur les précipitations en Afrique de l'ouest durant la période d'été (JAS). Ce biais associé à la sous-estimation du déplacement vers le nord du maximum de précipitations n'est pas complètement corrigé par l'initialisation du modèle. Cependant son intensité peut varier en fonction de cette dernière. L'analyse de l'impact de l'initialisation sur ce biais moyen de précipitation nous a permis de montrer que l'initialisation de la température de surface des océans en "full-field" n'améliore nettement l'intensité du biais d'état moyen en début de prévision que pour un seul des trois modèles CMIP6 concernés, en l'occurrence le modèle EC-Earth3. Pour CMCC-CM2 et CanESM5, également initialisés en "full-field", elle a un effet mitigé sur l'état moyen de leurs précipitations. Ce résultat est surprenant mais s'explique par le fait que la précipitation n'est en générale pas initialisée. L'initialisation vise en général la surface de l'océan, la dynamique atmosphérique et la couverture de glace de mer. L'impact de ces variables sur la position et l'intensité de la mousson sahélienne n'est a priori pas suffisant pour corriger les biais moyens. Cependant, dans le cas du modèle EC-Earth3, les prévisions initialisées dérivent vers un état moyen proche des simulations historiques. Ceci est en accord avec Bilbao et al. (2021) qui montrent également une dérive de ce modèle sur la prévision de l'étendue de la glace de mer dans la mer du Labrador. Cette dérive peut être associée à une perte de l'information sur les observations une décennie après les initialisations de ce modèle. Elle peut aussi être une conséquence de cette méthode d'initialisation qui peut parfois produire de forts chocs d'initialisation et des dérives, car le modèle s'ajuste à partir d'un état initial qui peut être considérablement éloigné de son attractivité (Sanchez-Gomez et al., 2016). Dans cette étude, nous n'avons pas distingué ces

deux phénomènes. Pour limiter cette dérive des modèles, certains modèles sont initialisés en “anomalie”. Ainsi le biais du modèle est alors a priori maintenu lors des années de prévisions initialisées. C’est en effet le cas dans 2/5 des modèles concernés, en l’occurrence IPSL-CM6A-LR et NorCPM1. Dans ce cas, on a donc un impact négligeable de l’initialisation sur le biais d’état moyen des précipitations. Pour les 3 autres modèles initialisés en “anomalie” dans l’océan (MRI-ESM2-0, MIROC6 et MPI-ESM1-2), l’initialisation induit une dérive de l’échéance initiale à la longue échéance de prévision. Dans le cas de MPI-ESM1-2, ceci peut être expliqué par le fait que ce système est certes initialisé en “anomalie” sur la température de surface des océans mais en “full-field” sur l’atmosphère. Ceci peut causer une dérive ou un choc initial comme pour les modèles initialisés en “full-field”. Dans le cas des 2 autres modèles, la dérive peut être due à un impact de la variabilité (phasée sur les observations) sur l’état moyen. Ce point n’a pas été étudié en détail ici.

Cette étude nous a aussi permis d’évaluer la prévisibilité décennale des précipitations en Afrique de l’ouest et en particulier au Sahel dans les prévisions initialisées des modèles CMIP6. Ceci est évalué en quantifiant la capacité des modèles à prévoir à la fois l’amplitude et la chronologie des précipitations à l’aide de la métrique MSSS ([Figure 4.10](#) ; [Figure 4.12](#)). À l’échelle spatio-temporelle, tous les modèles étudiés ne montrent aucune prévisibilité des précipitations à l’échelle décennale en dessous de 12°N vers le Golfe de Guinée. Entre 12°N-20°N, région qui correspond à une partie de la localisation géographique de la région sahélienne, les précipitations sont significativement prévisibles pour tous les modèles mais avec des scores de MSSS significatifs dans peu de régions: la carte est relativement bruitée. Ceci pourrait être une conséquence du décalage du maximum de précipitations vers le sud dans ces modèles CMIP6. Pour mieux quantifier les performances de ces modèles dans cette région où les précipitations semblent être prévisibles à l’échelle de temps décennale, nous avons utilisé un domaine adaptatif des précipitations de cette région proposé dans le chapitre 3. Les résultats obtenus ont montré que ces précipitations sont prévisibles dans cinq modèles ainsi que la moyenne multimodèle MMM. Il s’agit de EC-Earth3, MRI-ESM2-0, IPSL-CM6A-LR, NorCPM1, MPI-ESM1-2. Cette prévisibilité est obtenue à courte, moyenne et longue échéances. Cependant, contrairement aux études antérieures basées sur les modèles CMIP5, l’effet des forçages externes suffit pour prévoir une grande part de la chronologie des précipitations de cette région à l’échelle de temps décennale pour la plupart de ces modèles

CMIP6. L'exception est NorCPM1 pour lequel l'initialisation apporte probablement toute la prévisibilité. Elle améliore aussi la prévisibilité de ces précipitations pour le cas des modèles MPI-ESM1-2, EC-Earth3 et la MMM. Ces performances sont attribuées à l'effet des forçages externes qui semble être un facteur important expliquant la variabilité des précipitations au Sahel au cours de la seconde moitié du vingtième (e.g Dong et Sutton, 2015; Herman et al., 2020; Biasutti et Giannini, 2006).

La comparaison entre les performances de la moyenne multimodèle (MMM) et des modèles individuels montre des points forts et des points faibles sur la prévisibilité des précipitations sahéniennes. De la courte à la longue échéance de prévision, les meilleurs modèles (MRI-ESM2-0 et MPI-ESM2-1) fournissent plus de prévisibilité que la moyenne multimodèle, en accord avec Delgado-Torres et al. (2022) qui se focalise sur la moyenne échéance. Cependant, la MMM fournit plus de prévisibilité que la majorité des modèles individuels. La sensibilité de la prévisibilité de ces précipitations dans la moyenne multimodèle a également été étudiée. Comme documenté dans ce chapitre, l'usage d'un large ensemble de membres permet de mieux filtrer le bruit des modèles. Les précipitations sahéniennes sont mieux prévisibles à l'échelle de temps décennale avec une moyenne d'au minimum 40 membres selon les scores de ACC et MSSS.

Nous avons également évalué la fiabilité de la prévisibilité des précipitations sahéniennes dans ces modèles à partir du rapport signal/bruit (RPC ; [Figure 4.14](#)) . Parmi les modèles avec une bonne prévisibilité des précipitations, seuls les modèles EC-Earth3, MRI-ESM2-0 et IPSL-CM6A-LR sont fiables aux différentes échéances de prévisions des prévisions initialisées. Il en est de même pour la moyenne multimodèle. Cette fiabilité ne dépend pas de l'effet de l'initialisation et/ou de l'approche de génération des membres de prévisions initialisées de ces modèles ni de la moyenne multimodèle. Contrairement à ces modèles, le modèle MPI-ESM1-2 et NorCPM1 ont une fiabilité qui dépend de l'échéance de prévisions. Seule la fiabilité du modèle NorCPM1 est notablement due à l'effet de l'initialisation et/ou à l'approche de génération des membres de prévision initialisée.



# 5. Conclusions, discussions et perspectives de cette étude

## 5.1 Principales conclusions et discussions

Les modulations des précipitations au Sahel au cours du XXe siècle et au début du XXIe siècle marquées par des décennies plus ou moins humides ont été souvent associées aux changements décennaux de la température de surface des océans (Martin et al., 2014; Rodríguez-Fonseca et al., 2011; Villamayor et al., 2018), eux-mêmes en partie dûs à la viabilité interne du système climatique (Villamayor et Mohino, 2015; Zhang et al., 2019). Sur les dernières décennies, ces modulations coïncident cependant avec l'émission importante des gaz à effet de serre et d'aérosols anthropiques qui modifient le bilan radiatif du système climatique. Il a été montré que les modulations récentes des précipitations au Sahel sont également influencées par l'effet de ces forçages externes (Booth et al., 2012; Giannini et Kaplan, 2019; Herman et al., 2020; Hirasawa et al., 2020; 2022; Monerie et al., 2021).

Le premier objectif principal de cette thèse était d'évaluer la contribution relative de ces forçages externes par rapport à la variabilité interne pour expliquer les modulations décennales des précipitations au Sahel. On a choisi d'exploiter une longue fenêtre temporelle impliquant tout le XXe siècle et le début du XXIe siècle. Cette dernière permet de prendre en compte éventuellement plusieurs "cycles" des principaux facteurs océaniques contribuant à ces modulations, notamment l'AMV dont l'échelle de temps caractéristique est probablement autour de 50-70 ans (Martin et al., 2014). Ainsi, cette longue fenêtre temporelle est essentielle pour l'analyse des mécanismes liés à ces facteurs internes et externes. Dans cette partie de la thèse, nos analyses se sont basées sur des observations et sur un grand ensemble de simulations historiques, simulations de contrôle pré-industriel et simulations issues de l'exercice de détection-attribution DAMIP obtenues avec la nouvelle génération de modèles CMIP6. L'utilisation conjointe de ces différents types de simulations et l'exploitation des grands ensembles est renforcée par des approches statistiques originales pour assurer la robustesse de nos résultats. Pour rappel, dans cette partie de la thèse afin de se focaliser sur les modulations décennales et d'exclure les variations centennales (Voldoire et al., 2019; Jiang et al., 2021) et

plus longues, une tendance linéaire a été soustraite à toutes les séries de données au préalable de l'étude.

Les principaux résultats de cette première partie montrent que :

- Les modèles CMIP6 reproduisent de manière réaliste le cycle saisonnier des précipitations au Sahel mais sous-estiment la position septentrionale du maximum de précipitations durant la période d'été (JAS). Cette sous-estimation avait déjà été identifiée dans la précédente génération de modèles couplés CMIP5 (Monerie et al., 2020). Afin de mieux prendre en compte cette sous-estimation, nous avons proposé un domaine adaptatif des précipitations sahéliennes sur lequel sont basées toutes nos analyses sur la région sahélienne. Le domaine sélectionné pour caractériser la région sahélienne varie en fonction des modèles car la sous-estimation de la position du maximum de précipitations dépend du modèle.
- Tous les modèles à l'exception MIROC6 sous-estiment l'amplitude de variabilité basse fréquence des précipitations sahéliennes au cours du vingtième siècle et au début du vingt-et-unième siècle. Ceci est attribué majoritairement à l'effet de la variabilité interne dont l'amplitude est probablement sous-estimée pour la plupart des modèles à l'exception de INM-CM5-0. Pour ce dernier, les forçages externes semblent avoir un effet comparable à celui de la variabilité interne.
- En outre, le signal forcé, résultant de la moyenne d'ensemble des simulations historiques, de 1/3 des modèles CMIP6 étudiés (IPSL-CM6A-LR, INM-CM5-0, MRI-ESM2-0 et GISS-E2-1-G) est significativement synchronisé avec celui observé. Ainsi, nos analyses soutiennent que les forçages externes sont capables d'induire des modulations basses fréquences synchronisées avec les observations. Ils jouent donc un rôle important sur les modulations décennales des précipitations au Sahel durant toute cette période. Cela n'exclut cependant pas une contribution de la variabilité interne sur la chronologie des précipitations basses fréquences au Sahel.

Par ailleurs, les études précédentes sur l'attribution des précipitations au Sahel se focalisent sur les modulations totales résultant de l'amplitude et de la chronologie de ces

précipitations (Dong et Sutton, 2015; Hirasawa et al., 2020). Dans le cadre de cette étude, nous offrons une analyse plus approfondie de la contribution de la variabilité interne et des forçages externes en évaluant séparément leur impact sur la chronologie et sur l'amplitude des modulations basses fréquences des précipitations au Sahel. Ainsi ces résultats donnent une meilleure compréhension de ces modulations au cours du vingtième siècle et au début du vingt-et-unième siècle.

- Nos analyses montrent qu'au cours de cette période d'étude, le signal forcé est principalement dû à l'effet dominant de l'émission des aérosols anthropiques. Ces derniers modulent en effet la température de surface de la mer dans l'Atlantique et en mer Méditerranée qui affecte les changements basses fréquences des précipitations sahéliennes par le déplacement de la zone de convergence intertropicale. Ce déplacement est aussi associé à la migration dans le même sens du Saharan Heat Low. Notons cependant que à cause du nombre insuffisant de simulations DAMIP pour diagnostiquer la contribution des forçages individuels, ces dernières conclusions ne se basent que sur un seul modèle, en l'occurrence IPSL-CM6A-LR. Ceci constitue une des limites de notre étude.

Notons que les aérosols anthropiques induisent une grande incertitude dans la réponse du système climatique aux forçages externes (Forster et al 2021) en raison de leur variation spatiale, de leur durée de vie dans l'atmosphère et de leur interaction complexe avec les nuages (Boucher et al., 2013 ; Bellouin et al., 2020). Par conséquent, la modélisation de ces derniers dans les modèles couplés en particulier l'interaction entre les aérosols et les nuages introduit une large incertitude qui subsiste dans les simulations du climat passé (Wilcox et al., 2022; Zhang et al., 2021). Des avancées notables ont été effectuées sur la représentation des aérosols et leur interaction avec les nuages dans la nouvelle génération de modèles CMIP6 par rapport à la précédente génération CMIP5 (Wyser et al. 2020; Wilcox et al. 2022). Ainsi l'incertitude de la réponse forcée peut être considérée moins importante au cours de la période historique (1850-2014) dans les ensembles CMIP6 .

À partir de l'ensemble des simulations historiques CMIP6, nous avons pu montré dans

la première partie de cette thèse l'influence importante de la variabilité interne sur l'amplitude des précipitations décennales au cours du XXe siècle et une contribution significative des forçages externes sur la chronologie de ces pluies. Ainsi, une bonne simulation de l'effet des forçages externes ainsi que la variabilité interne pourrait être bénéfique pour prévoir les précipitations au Sahel au cours de cette période. Cependant, certaines études comme Gaetani et Mohino (2013), Martin et Thorncroft (2014) et Otero et al. (2016) basées sur les modèles CMIP5 ne soutiennent pas une contribution significative des forçages externes sur la prévision décennale des précipitations sahéliennes. Les modèles CMIP5 n'avaient en effet pas tendance à montrer une synchronisation claire avec les précipitations décennales de cette région dans leurs simulations historiques, c'est-à-dire sous l'influence seule du forçage externe. Ceci pourrait être dû à l'incertitude induite par les forçages externes tels que les aérosols anthropiques, ou au fait que les ensembles étaient moins grands, et les analyses présentaient donc une influence résiduelle de la variabilité interne. Cela peut aussi être dû au fait que les simulations CMIP6 s'étendent jusqu'à 2014 couvrent 9 années de plus que les simulations CMIP5, qui s'arrêtaient en 2005, décennie au cours de laquelle les émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols anthropiques ont fortement évolué. Par rapport à cette précédente génération CMIP5, des avancées notables ont été effectuées sur la représentation des aérosols et son interaction avec les nuages dans la nouvelle génération de modèles CMIP6 (Wyser et al., 2020; Wilcox et al., 2022). Ainsi l'incertitude de la réponse forcée peut être considérée moins importante au cours de la période historique (1850-2014) dans les ensembles CMIP6. Cette réponse aux forçages externes peut impliquer une certaine prévisibilité des précipitations, les trajectoires d'émission de gaz à effet de serre et aérosols anthropiques étant en grande partie prévisibles quelques années en avance.

Dans les exercices de modélisation précédents (CMIP5), la synchronisation des modulations décennales des précipitations sahéliennes était nettement améliorée après initialisation de la SST du système sur celle observée. Cela a donné naissance aux exercices de prévisions décennales de type DCP. Ces exercices ont montré, dans CMIP5, des scores de prévision significatifs dans leur prévision initialisée, ce qui suggère une prévisibilité significative de ces précipitations à l'échelle temporelle décennale grâce à l'initialisation. Le rôle significatif des forçages externes dans les modulations décennales de la mousson ouest-africaine impliquerait un changement de paradigme quand à la prévisibilité de ces

modulations, qui dépendraient essentiellement des scénarios futurs d'émission de gaz à effet de serre et beaucoup moins des mécanismes internes de variabilité du système climatique. Dans la seconde partie de cette thèse, nous avons évalué les performances des simulations initialisées ou non initialisées (simulations historiques) de modèles CMIP6 sur les prévisions décennales des précipitations en Afrique de l'Ouest. Dans l'exercice CMIP6, ces prévisions sont réalisées sur une fenêtre temporelle plus large et avec un large ensemble de simulations disponibles, pour chaque modèle, plus important que dans l'exercice CMIP5. L'exploitation de ces simulations constitue aussi un point fort de cette thèse car elles permettent de mieux quantifier l'importance relative de l'initialisation et des forçages externes sur la prévisibilité des variabilités décennales des précipitations en Afrique de l'Ouest et en particulier au Sahel. Contrairement aux études précédentes sur la prévision décennale de ces précipitations dans l'exercice CMIP5 (e.g Gaetani et Mohino, 2013; Martin et Thorncroft, 2014), nous avons en particulier quantifié la prévisibilité de la chronologie d'une part et de l'amplitude d'autre part dans ces prévisions. Par ailleurs, il ne suffit pas d'avoir une bonne prévisibilité de ces deux facteurs pour avoir confiance en ces prévisions. Il faut se demander si ces prévisions sont fiables? Pour cela, nous avons effectué une analyse de fiabilité en diagnostiquant la capacité des systèmes de prévision à prévoir les observations par rapport à leur propre variabilité à l'échelle décennale. Toutes ces analyses sont en parallèle effectuées en mettant en évidence l'apport de la réponse aux forçages externes simulée par les modèles couplés par rapport à l'initialisation de ces derniers. Les principaux résultats de cette seconde partie montrent que :

- Une comparaison de l'état moyen des modèles entre les simulations initialisées et non initialisées nous a permis de montrer que l'initialisation peut impacter le biais moyen des précipitations en Afrique de l'Ouest à l'échéance initiale : elle diminue notablement le biais moyen d'un des trois (1/3) modèles initialisés en "full-field", c'est-à-dire vers les observations totales (état moyen et variabilité), notamment EC-Earth3. Ceci est conforme à l'objectif de ce type d'initialisation, qui n'est pas atteint pour la plupart des modèles étudiés. À l'inverse, l'initialisation augmente le biais moyen de un des cinq (1/5) modèles initialisés en "anomalie", à savoir MPI-ESM1-2. Nous avons aussi montré que les modèles pour lesquels l'état moyen est impacté par l'initialisation dérivent vers leur état moyen propre après le début de la prévision. L'augmentation du

biais moyen à l'échéance initiale ainsi que la dérive du modèle MPI-ESM1-2 est surprenante étant donné que l'initialisation en "anomalie" ne vise pas à modifier l'état moyen des modèles mais à éviter une dérive du modèle au cours des années de prévision.

- Après la correction du biais d'état moyen et la dérive des modèles dans les prévisions initialisées, tous les modèles CMIP6 étudiés affichent des scores de prévision positifs et significatifs sur la prévision des précipitations décennales dans peu de région au Sahel et négatifs dans le Golfe de Guinée. Ce résultat est obtenu de l'échéance 1-4 ans (la courte échéance), 4-7 ans (la moyenne échéance) et 7-10 ans (la longue échéance). Ainsi, à ces échelles de temps, les précipitations décennales dans le Golfe de Guinée ne sont pas prévisibles alors qu'elles le sont au Sahel dans l'ensemble des modèles CMIP6. Dans le Sahel, ceci pourrait être dû au décalage géographique du maximum de précipitations en Afrique de l'Ouest identifié précédemment dans les modèles CMIP6 étudiés. Ainsi pour mieux prendre en compte ce biais, nous avons répété cette analyse sur le Sahel en utilisant un indice des précipitations sahéliennes basé sur le domaine adaptatif ces pluies défini plus haut. Nos résultats ont montré des scores de prévision positifs et significatifs positifs aux différentes échéances des prévisions initialisées de 5/8 de modèles (EC-Earth3, MRI-ESM2-0, IPSL-CM6A-LR, NorCPM1 et MPI-ESM1-2). Ces scores sont plus importants que ceux obtenus précédemment à partir de l'analyse de la structure spatiale. Ainsi, nous encourageons l'usage de tel indice pour mieux prendre en compte les erreurs liés à la position du maximum de précipitations dans cette région.
- Nos analyses ont aussi montré que les précipitations sahéliennes estimées à partir de la moyenne multimodèle sont prévisibles à toutes les échéances de prévisions. On considère ici une moyenne non pondérée (ou simple) de toutes les simulations des différents modèles CMIP6 étudiés. En évaluant la sensibilité de cette prévisibilité par rapport au nombre de membres moyennés, nous recommandons l'utilisation d'au minimum 40 membres afin d'améliorer les scores de performance (MSSS et ACC) sur la prévisibilité de ces précipitations.

Par ailleurs, nous avons également montré que les précipitations sahéliennes sont plus prévisibles à l'échelle de temps décennale par la moyenne multimodèle que par 7/8

de modèles étudiés indépendamment (comme le montre les scores de MSSS). Ainsi, dans les conditions de services climatiques dans cette région sahélienne, il serait autant intéressant de sélectionner le modèle qui présente le score de prévision de l'amplitude et de la chronologie le plus élevé que de créer une moyenne multimodèle.

- Finalement, nous avons montré que pour la plupart des modèles CMIP6 les précipitations en Afrique de l'Ouest en particulier au Sahel sont autant prévisibles à l'échelle de temps décennale dans les prévisions initialisées que dans les prévisions non initialisées (ensembles historiques). Ces résultats sont différents des études précédentes basées sur les ensembles CMIP5 attribuant la prévisibilité à l'initialisation. Nos analyses associent cette différence à deux améliorations dans CMIP6. En premier temps, comme déjà dit précédemment, la réponse aux forçages externes en particulier des aérosols est améliorée dans les ensembles CMIP6 (e.g Ndiaye et al. 2022). En second lieu, les ensembles historiques disposent d'un grand nombre de membres permettant de mieux mettre en évidence la réponse forcée. Ceci ne signifie guère que les prévisions initialisées sont inutiles de nos jours car nos résultats ont aussi montré que les scores de prévision des modulations totales (l'amplitude et la chronologie) sont plus élevés dans ces prévisions que dans les EnsHist pour 3/8 modèles ainsi que pour la moyenne multimodèle. Ainsi, l'initialisation est indispensable pour améliorer la prévisibilité des précipitations au Sahel à l'échelle de temps décennale au cours de la seconde moitié du vingtième siècle.

Les projections climatiques CMIP6 pourraient ne pas fournir des informations climatiques fiables sur la prochaine décennie. En effet, comparé aux simulations de projection CMIP5, les modèles CMIP6 présentent plus d'incertitude sur les émissions d'aérosols dans leurs simulations de projection (Scannell et al. 2019). Ainsi, les prévisions initialisées basées sur des observations pourraient fournir des informations climatiques futures avec moins d'incertitudes.

- Pour des besoins d'évaluation de la fiabilité de ces prévisions sur les précipitations sahéliennes, nous avons évalué la capacité du modèle à prévoir les observations par rapport à leur propre variabilité en mettant en évidence le rapport signal/bruit des

systemes de prévision. Nos analyses ont montré que parmi les 5 modèles pour lesquels ces précipitations sont prévisibles, seuls 3 (EC-Earth3, MRI-ESM2-0 et IPSL-CM6A-LR) sont “fiabiles” à toutes les échéances de prévisions. Il en est de même pour la moyenne multimodèle. D'autres comme MPI-ESM1-2 et NorCMIP1 sont aussi “fiabiles” mais uniquement à courte et moyenne échéance. Nos analyses ont aussi montré que la fiabilité de ces prévisions ne dépend pas de l'initialisation de ces modèles ni de la moyenne multimodèle, à l'exception du modèle NorCPM1 pour lequel la fiabilité est associée à l'approche d'initialisation.



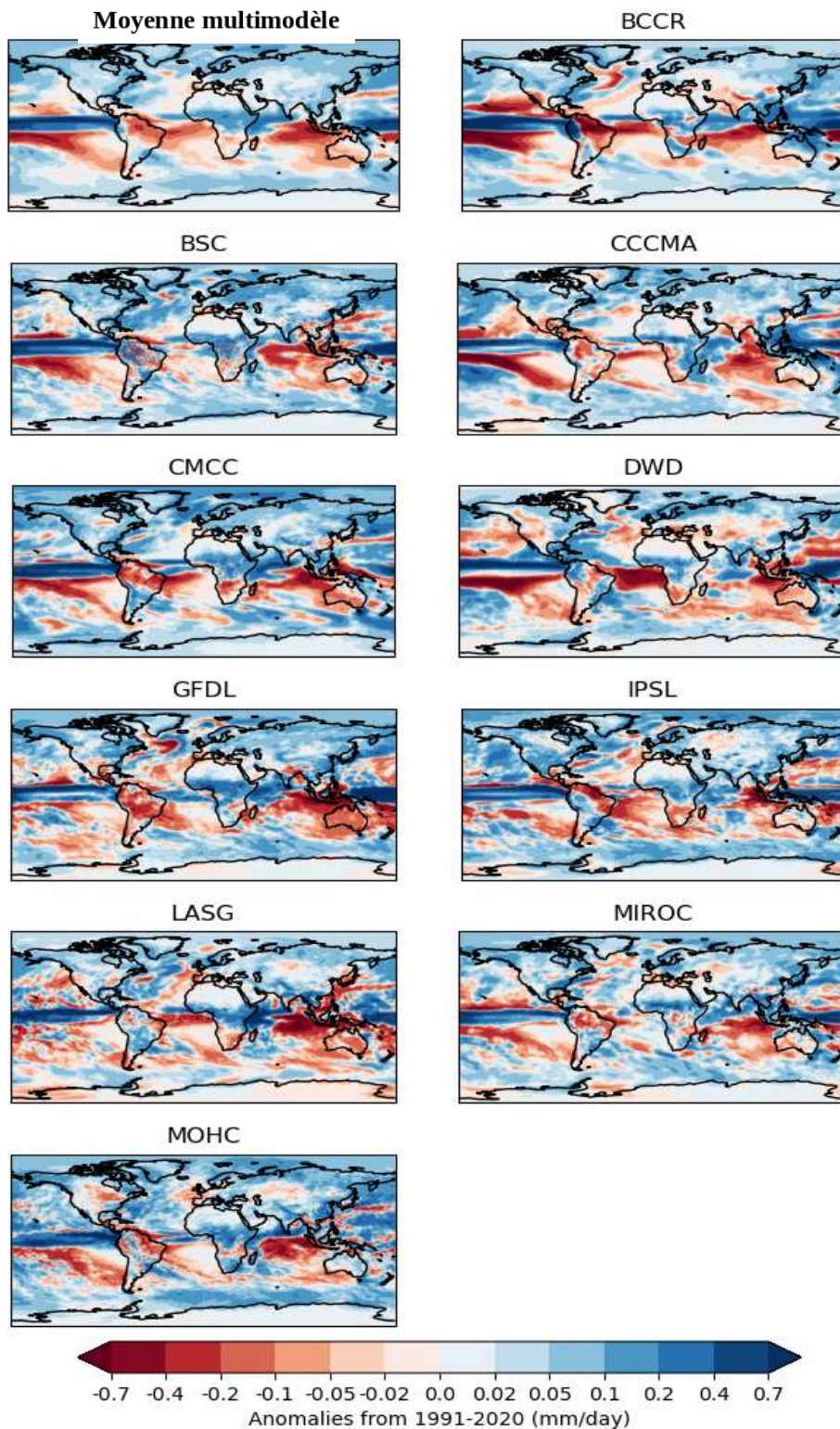
## **5.2 Perspectives de cette étude**

Notre étude s'est donc intéressée à la compréhension de la variabilité et à la qualité des prévisions des précipitations au Sahel à l'échelle de temps décennale au cours du vingtième et au début du vingt-et-unième siècle. Nous mettons en évidence l'importance des forçages externes en particulier les aérosols anthropiques sur les précipitations sahéliennes via leur influence sur la température de surface des océans en particulier dans l'Atlantique Nord. Ces aérosols sont cependant capables d'agir directement sur ces précipitations en modifiant le bilan radiatif en Afrique du nord (Dong et al., 2014). Ceci est considéré comme une réponse rapide du système climatique à ce forçage (Dong et al., 2014). Dans le cadre de cette thèse, nous n'avons pas pu évaluer la réponse des précipitations sahéliennes à cet effet rapide par rapport à celle liée à l'influence sur la température de surface de l'océan à partir des modèles couplés. Hirasawa et al. (2022) ont tenté d'évaluer ces deux mécanismes en utilisant des expériences spécifiques utilisant des modèles atmosphériques AGCM. Ils ont attribué la période sèche et une partie de la récente reprise des précipitations au Sahel au cours de la seconde moitié du XXe siècle à la réponse rapide du système climatique et celle via l'océan, respectivement. Cependant, ces modèles AGCM manquent de processus physiques pertinents tels que les interactions océan-atmosphère, qui sont probablement importantes pour modéliser la structure de la température de surface dans l'Atlantique tropical et, par conséquent, pour moduler les précipitations au Sahel (Zhang et al., 2019). Ainsi, une piste de progrès envisageable pour la suite de cette thèse serait de concevoir des expériences de sensibilité couplées dédiées afin d'approfondir ces mécanismes dominant sur notre fenêtre d'étude. Notons que le protocole de telles expériences n'est pas encore défini mais mérite une réflexion coordonnée avec un groupe de modélisation afin de les rendre possibles.

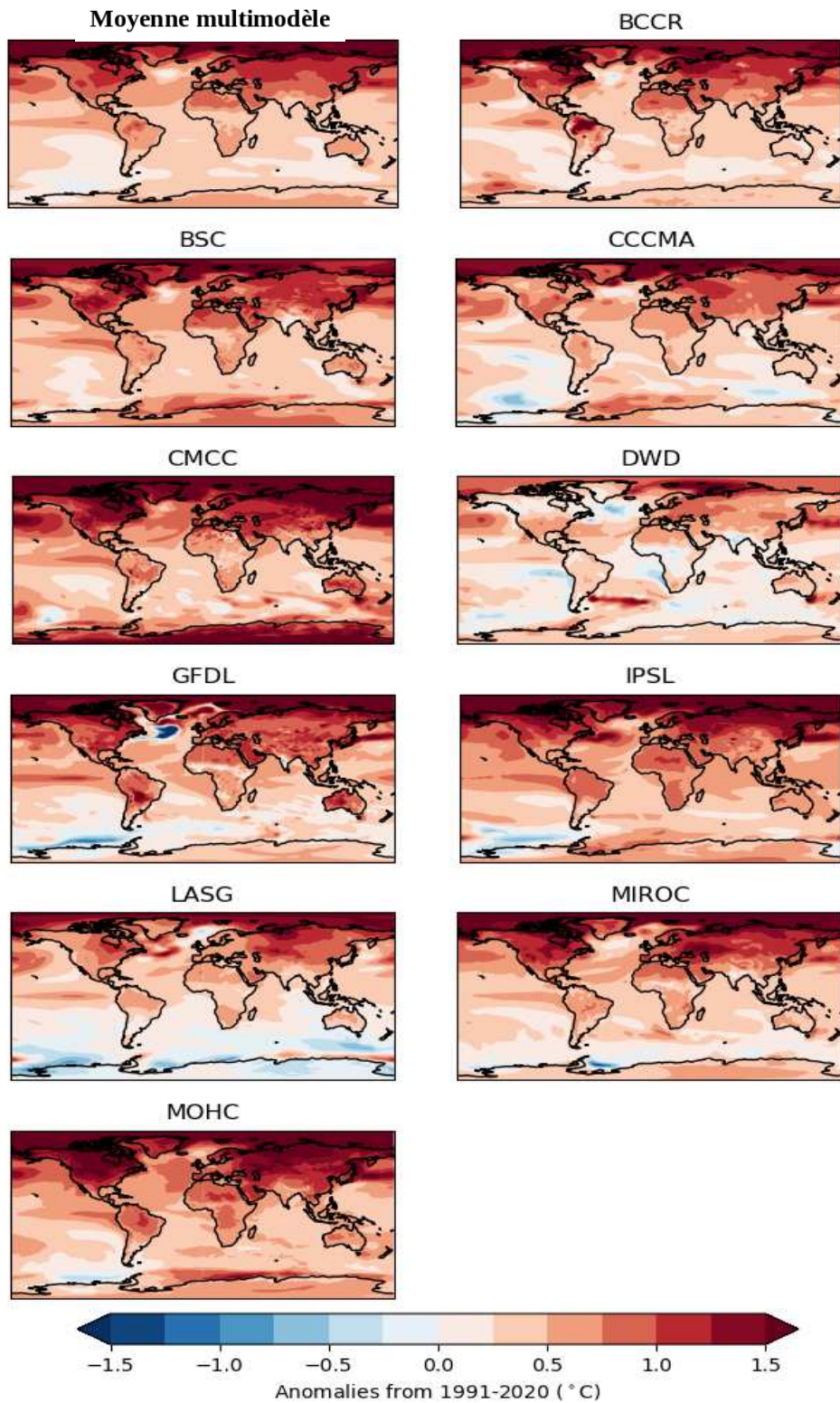
À partir des conclusions du chapitre 4 de ce manuscrit, on sait que les précipitations sahéliennes au cours de la seconde moitié du XXe siècle sont prévisibles dans certains modèles CMIP6. Les mécanismes associés à cette prévisibilité pour ces modèles n'ont pas été étudiés au cours de cette thèse. Martin et al. (2014) et Gaetani et Mohino (2013) soutiennent que la capacité des modèles à prévoir ces précipitations dans les prévisions initialisées relève de la représentation réaliste de la connexion entre la température de surface des océans et les précipitations sahéliennes dans les simulations historiques. Ceci permet en effet de traduire

l'initialisation de la température des océans en variabilité des précipitations dans la région sahélienne. Ainsi, l'analyse de cette connexion dans les modèles couplés étudiés serait une piste à explorer afin de mieux comprendre la particularité des scores prévisions des précipitations de cette région dans les prévisions initialisées et les ensembles historiques des ensembles CMIP6. En outre, la compréhension de ces prévisions pourrait accroître les avantages sociaux, économiques, environnementaux ou autres lorsqu'elles sont utilisées par les utilisateurs, les scientifiques et les décideurs.

Alors que le climat de la Terre change rapidement en raison de l'activité anthropique, l'information climatique des futures décennies est devenue de plus en plus cruciale pour aider la société à se préparer à ces changements et à l'aggravation des conditions météorologiques et climatiques extrêmes qui en découlent. Dans cet objectif, le centre opérationnel "Lead Centre for Annual to Decadal Climate Predictions" (LC-ADCP) créé par l'organisation World Meteorological Organisation (WMO) fournit des prévisions actualisées jusqu'à cinq ans à l'avance à l'échelle globale. Par exemple, nous avons sur la [Figure 5.1](#) issue de leur site web (<http://www.wmolc-adcp.org>) les futures anomalies de précipitation à l'échelle globale sur la période 2023-2027. Cette figure montre que cette période sera marquée par une augmentation des précipitations en particulier dans l'hémisphère nord et en particulier dans la région africaine. Cette augmentation est associée à celle de la température de surface dans l'hémisphère nord ([Figure 5.2](#)). Ces résultats sont en accord avec Tourigny et al. (2021) qui utilisent ces simulations du centre LC-ADCP pour étudier la variabilité climatique sur la période 2021-2025. À la suite de cette thèse, on pourrait utiliser les futures prévisions initialisées actualisées en 2023 pour analyser les futures modulations des précipitations au Sahel pour la période 2024-2028 dans l'objectif de mettre à jour l'information climatique au Sahel. On pourrait essayer d'utiliser cette dernière pour des services climatiques pour le secteur de l'agriculture dans une région particulière comme, par exemple, le Sénégal.



**Figure 5.1** : Prévion des anomalies de précipitation (Mai à Septembre) relative climatologie 1991-2020 à partir de la moyenne multimodèle et des modèles individuels sur l'échéance moyenne des années 1 à 5. Il est à noter que ces prévisions sont initialisées à la fin de 2022. Source : Site web du WMO-Lead Centre (<http://www.wmolc-adcp.org>)



**Figure 5.2** : Identique à la figure 5.1 mais pour la température de surface. Source : Site web du WMO-Lead Centre (<http://www.wmolc-adcp.org>).

## Bibliographie :

- Alexandru, Adelina, Ramon de Elia, et René Laprise. 2007. « Internal Variability in Regional Climate Downscaling at the Seasonal Scale ». *Monthly Weather Review* 135 (9): 3221-38. <https://doi.org/10.1175/MWR3456.1>.
- Arking, A., 1991: The Radiative Effects of Clouds and their Impact on Climate. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**, 795–814, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1991\)072<0795:TREOCA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1991)072<0795:TREOCA>2.0.CO;2).
- Bellomo, Katinka, Lisa N. Murphy, Mark A. Cane, Amy C. Clement, et Lorenzo M. Polvani. 2018. « Historical Forcings as Main Drivers of the Atlantic Multidecadal Variability in the CESM Large Ensemble ». *Climate Dynamics* 50 (9-10): 3687-98. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3834-3>.
- Bellouin, N., Quaas, J., Gryspeerdt, E., Kinne, S., Stier, P., Watson-Parris, D., et al. (2020). Bounding global aerosol radiative forcing of climate change. *Reviews of Geophysics*, 58, e2019RG000660. <https://doi.org/10.1029/2019RG000660>
- Bellucci, A., R. Haarsma, S. Gualdi, P. J. Athanasiadis, M. Caian, C. Cassou, E. Fernandez, et al. 2015. « An Assessment of a Multi-Model Ensemble of Decadal Climate Predictions ». *Climate Dynamics* 44 (9-10): 2787-2806. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2164-y>.
- Bethke, I., and Coauthors, 2021: NorCPM1 and its contribution to CMIP6 DCP. *Geosci. Model Dev.*, 14, 7073–7116, <https://doi.org/10.5194/gmd-14-7073-2021>.
- Biasutti, M. 2013. « Forced Sahel Rainfall Trends in the CMIP5 Archive: FORCED RAINFALL TRENDS IN THE SAHEL ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118 (4): 1613-23. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50206>.
- Biasutti, Michela. 2019. « Rainfall trends in the African Sahel: Characteristics, processes, and causes ». *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 10 (4): 1-22. <https://doi.org/10.1002/wcc.591>.
- Biasutti, Michela, et Alessandra Giannini. 2006. « Robust Sahel drying in response to late 20th century forcings ». *Geophysical Research Letters* 33 (11): 10-13. <https://doi.org/10.1029/2006GL026067>.
- Biasutti, Michela, Aiko Voigt, William R. Boos, Pascale Braconnot, Julia C. Hargreaves, Sandy P. Harrison, Sarah M. Kang, et al. 2018. « Global Energetics and Local Physics as Drivers of Past, Present and Future Monsoons ». *Nature Geoscience* 11 (6): 392-400. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0137-1>.
- Bilbao, Roberto, Simon Wild, Pablo Ortega, Juan Acosta-Navarro, Thomas Arsouze, Pierre-Antoine Bretonnière, Louis-Philippe Caron, et al. 2021. « Assessment of a Full-Field Initialized Decadal Climate Prediction System with the CMIP6 Version of

EC-Earth ». *Earth System Dynamics* 12 (1): 173-96.  
<https://doi.org/10.5194/esd-12-173-2021>.

- Boer, George J., Douglas M. Smith, Christophe Cassou, Francisco Doblas-Reyes, Gokhan Danabasoglu, Ben Kirtman, Yochanan Kushnir, et al. 2016. « The Decadal Climate Prediction Project (DCPP) contribution to CMIP6 ». *Geoscientific Model Development* 9 (10): 3751-77. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3751-2016>.
- Booth, Ben B. B., Nick J. Dunstone, Paul R. Halloran, Timothy Andrews, et Nicolas Bellouin. 2012. « Aerosols Implicated as a Prime Driver of Twentieth-Century North Atlantic Climate Variability ». *Nature* 484 (7393): 228-32. <https://doi.org/10.1038/nature10946>.
- Borchert, Leonard F., Matthew B. Menary, Didier Swingedouw, Giovanni Sgubin, Leon Hermanson, et Juliette Mignot. 2021. « Improved Decadal Predictions of North Atlantic Subpolar Gyre SST in CMIP6 ». *Geophysical Research Letters* 48 (3): 1-10. <https://doi.org/10.1029/2020GL091307>.
- Boucher O., Servonnat, J., Albright, A. L., Aumont, O., Balkanski, Y., Bastrikov, V., et al. (2020). Presentation and evaluation of the IPSL-CM6A-LR climate model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12, e2019MS002010. <https://doi.org/10.1029/2019MS002010>.
- Boucher, O., D. Randall, P. Artaxo, C. Bretherton, G. Feingold, P. Forster, V.-M. Kerminen, Y. Kondo, H. Liao, U. Lohmann, P. Rasch, S.K. Satheesh, S. Sherwood, B. Stevens and X.Y. Zhang, 2013: Clouds and Aerosols. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.016>
- Cassou, Christophe. 2013. « de prévisibilité », n° 1: 23-30.
- Chen, Ziming, Tianjun Zhou, Lixia Zhang, Xiaolong Chen, Wenxia Zhang, et Jie Jiang. 2020. « Global Land Monsoon Precipitation Changes in CMIP6 Projections ». *Geophysical Research Letters* 47 (14). <https://doi.org/10.1029/2019GL086902>.
- Cherchi, A., and Coauthors, 2019: Global mean climate and main patterns of variability in the CMCC-CM2 coupled model. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 11, 185–209, <https://doi.org/10.1029/2018MS001369>.
- Danabasoglu, G., Lamarque, J.-F., Bacmeister, J., Bailey, D. A., DuVivier, A. K., Edwards, J., et al. (2020). The Community Earth System Model Version 2 (CESM2). *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12, e2019MS001916. <https://doi.org/10.1029/2019MS001916>
- Delgado-Torres, Carlos, Markus G. Donat, Nube Gonzalez-Reviriego, Louis-Philippe Caron, Panos J. Athanasiadis, Pierre-Antoine Bretonnière, Nick J. Dunstone, et al. 2022. « Multi-Model Forecast Quality Assessment of CMIP6 Decadal Predictions ». *Journal*

of *Climate* 35 (13): 4363-82. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-21-0811.1>.

- Dezfuli, Amin K., et Sharon E. Nicholson. 2011. « A Note on Long-Term Variations of the African Easterly Jet ». *International Journal of Climatology* 31 (13): 2049-54. <https://doi.org/10.1002/joc.2209>.
- Doblas-Reyes, F. J., I. Andreu-Burillo, Y. Chikamoto, J. García-Serrano, V. Guemas, M. Kimoto, T. Mochizuki, L. R. L. Rodrigues, et G. J. van Oldenborgh. 2013. « Initialized Near-Term Regional Climate Change Prediction ». *Nature Communications* 4 (1): 1715. <https://doi.org/10.1038/ncomms2704>.
- Dong, Buwen, et Rowan Sutton. 2015. « Dominant Role of Greenhouse-Gas Forcing in the Recovery of Sahel Rainfall ». *Nature Climate Change* 5 (8): 757-60. <https://doi.org/10.1038/nclimate2664>.
- Dong, Buwen, Rowan T. Sutton, Ellie Highwood, et Laura Wilcox. 2014. « The impacts of European and Asian anthropogenic sulfur dioxide emissions on Sahel rainfall ». *Journal of Climate* 27 (18): 7000-7017. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00769.1>.
- Döscher, R., Acosta, M., Alessandri, A., Anthoni, P., Arsouze, T., Bergman, T., Bernardello, R., Boussetta, S., Caron, L.-P., Carver, G., Castrillo, M., Catalano, F., Cvijanovic, I., Davini, P., Dekker, E., Doblas-Reyes, F. J., Docquier, D., Echevarria, P., Fladrich, U., Fuentes-Franco, R., Gröger, M., v. Hardenberg, J., Hieronymus, J., Karami, M. P., Keskinen, J.-P., Koenigk, T., Makkonen, R., Massonnet, F., Ménégoz, M., Miller, P. A., Moreno-Chamarro, E., Nieradzic, L., van Noije, T., Nolan, P., O'Donnell, D., Ollinaho, P., van den Oord, G., Ortega, P., Prims, O. T., Ramos, A., Reerink, T., Rousset, C., Ruprich-Robert, Y., Le Sager, P., Schmith, T., Schrödner, R., Serva, F., Sicardi, V., Sloth Madsen, M., Smith, B., Tian, T., Tourigny, E., Uotila, P., Vancoppenolle, M., Wang, S., Wårlind, D., Willén, U., Wyser, K., Yang, S., Yepes-Arbós, X., and Zhang, Q. 2022 : The EC-Earth3 Earth system model for the Coupled Model Intercomparison Project 6, *Geosci. Model Dev.*, 15, 2973–3020, <https://doi.org/10.5194/gmd-15-2973-2022>.
- Eade, Rosie, Doug Smith, Adam Scaife, Emily Wallace, Nick Dunstone, Leon Hermanson, et Niall Robinson. 2014. « Do Seasonal-to-Decadal Climate Predictions Underestimate the Predictability of the Real World?: Seasonal to Decadal Predictability ». *Geophysical Research Letters* 41 (15): 5620-28. <https://doi.org/10.1002/2014GL061146>.
- Ebisuzaki, Wesley. 1997. « A Method to Estimate the Statistical Significance of a Correlation When the Data Are Serially Correlated ». *JOURNAL OF CLIMATE* 10: 7.
- Edwards, Paul N. 2011. « History of Climate Modeling ». *WIREs Climate Change* 2 (1): 128-39. <https://doi.org/10.1002/wcc.95>.
- Eyring, Veronika, Sandrine Bony, Gerald A. Meehl, Catherine A. Senior, Bjorn Stevens, Ronald J. Stouffer, et Karl E. Taylor. 2016. « Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) Experimental Design and Organization ». *Geoscientific Model Development* 9 (5): 1937-58. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>.

- Forster, P., T. Storelvmo, K. Armour, W. Collins, J.-L. Dufresne, D. Frame, D.J. Lunt, T. Mauritsen, M.D. Palmer, M. Watanabe, M. Wild, and H. Zhang, 2021: The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 923–1054, <https://doi.org/10.1017/9781009157896.009>
- Fourier, J. 1824. Remarques générales sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires. *Annales de Chimie et de Physique*. T. 27
- Gaetani, Marco, Cyrille Flamant, Sophie Bastin, Serge Janicot, Christophe Lavaysse, Frederic Hourdin, Pascale Braconnot, et Sandrine Bony. 2017. « West African Monsoon Dynamics and Precipitation: The Competition between Global SST Warming and CO2 Increase in CMIP5 Idealized Simulations ». *Climate Dynamics* 48 (3-4): 1353-73. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3146-z>.
- Gaetani, Marco, et Elsa Mohino. 2013a. « Decadal Prediction of the Sahelian Precipitation in CMIP5 Simulations ». *Journal of Climate* 26 (19): 7708-19. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00635.1>.
- García-Serrano, J., et F. J. Doblas-Reyes. 2012. « On the Assessment of Near-Surface Global Temperature and North Atlantic Multi-Decadal Variability in the ENSEMBLES Decadal Hindcast ». *Climate Dynamics* 39 (7-8): 2025-40. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1413-1>.
- García-Serrano, J., F. J. Doblas-Reyes, R. J. Haarsma, et I. Polo. 2013. « Decadal Prediction of the Dominant West African Monsoon Rainfall Modes: DECADEAL PREDICTION OF THE WAM ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118 (11): 5260-79. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50465>.
- García-Serrano, J., V. Guemas, et F. J. Doblas-Reyes. 2015. « Added-value from initialization in predictions of Atlantic multi-decadal variability ». *Climate Dynamics* 44 (9-10): 2539-55. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2370-7>.
- Germe, Agathe, Florian Sévellec, Juliette Mignot, Alexey Fedorov, Sébastien Nguyen, et Didier Swingedouw. 2018. « The Impacts of Oceanic Deep Temperature Perturbations in the North Atlantic on Decadal Climate Variability and Predictability ». *Climate Dynamics* 51 (5-6): 2341-57. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-4016-z>.
- Giannini, Alessandra, et Alexey Kaplan. 2019. « The Role of Aerosols and Greenhouse Gases in Sahel Drought and Recovery ». *Climatic Change* 152 (3-4): 449-66. <https://doi.org/10.1007/s10584-018-2341-9>.
- Gillett, Nathan P., Hideo Shiogama, Bernd Funke, Gabriele Hegerl, Reto Knutti, Katja Matthes, Benjamin D. Santer, Daithi Stone, et Claudia Tebaldi. 2016. « The Detection



- and Attribution Model Intercomparison Project (DAMIP v1.0) contribution to CMIP6 ». *Geoscientific Model Development* 9 (10): 3685-97. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3685-2016>.
- Gómara, Iñigo, Elsa Mohino, Teresa Losada, Marta Domínguez, Roberto Suárez-Moreno, et Belén Rodríguez-Fonseca. 2018. « Impact of dynamical regionalization on precipitation biases and teleconnections over West Africa ». *Climate Dynamics* 50 (11-12): 4481-4506. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3886-4>.
- Haarsma, Reindert J., Frank M. Selten, Suzanne L. Weber, et Michael Kliphuis. 2005. « Sahel Rainfall Variability and Response to Greenhouse Warming: SAHEL RAINFALL ». *Geophysical Research Letters* 32 (17). <https://doi.org/10.1029/2005GL023232>.
- Hawkins, Ed, Robin S. Smith, Jonathan M. Gregory, et David A. Stainforth. 2016. « Irreducible Uncertainty in Near-Term Climate Projections ». *Climate Dynamics* 46 (11-12): 3807-19. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2806-8>.
- Hawkins, Ed, et Rowan Sutton. 2009. « Decadal Predictability of the Atlantic Ocean in a Coupled GCM: Forecast Skill and Optimal Perturbations Using Linear Inverse Modeling ». *Journal of Climate* 22 (14): 3960-78. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2720.1>.
- Herman, Rebecca Jean, Alessandra Giannini, Michela Biasutti, et Yochanan Kushnir. 2020. « The effects of anthropogenic and volcanic aerosols and greenhouse gases on twentieth century Sahel precipitation ». *Scientific Reports* 10 (1): 1-11. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-68356-w>.
- Hirasawa, Haruki, Paul J. Kushner, Michael Sigmond, John Fyfe, et Clara Deser. 2020. « Anthropogenic Aerosols Dominate Forced Multidecadal Sahel Precipitation Change through Distinct Atmospheric and Oceanic Drivers ». *Journal of Climate* 33 (23): 10187-204. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0829.1>.
- . 2022. « Evolving Sahel Rainfall Response to Anthropogenic Aerosols Driven by Shifting Regional Oceanic and Emission Influences ». *Journal of Climate*, 1-27. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-21-0795.1>.
- Hu, Shuai, et Tianjun Zhou. 2021. « Skillful prediction of summer rainfall in the Tibetan Plateau on multiyear time scales ». *Science Advances* 7 (24). <https://doi.org/10.1126/sciadv.abf9395>.
- Hua, W., Dai, A., Zhou, L., Qin, M., & Chen, H. (2019). An externally forced decadal rainfall seesaw pattern over the Sahel and Southeast Amazon. *Geophysical Research Letters*, 46, 923–932. <https://doi.org/10.1029/2018GL081406>
- Hyun, Seung-Hwon, Sang-Wook Yeh, Ben P. Kirtman, et Soon-Il An. 2022. « Internal Climate Variability in the Present Climate and the Change in ENSO Amplitude in Future Climate Simulations ». *Frontiers in Climate* 4 (juillet): 932978. <https://doi.org/10.3389/fclim.2022.932978>.
- IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working

Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2391 pp. doi:<https://doi.org/10.1017/9781009157896>.

- Issa Lélé, M., et Peter J. Lamb. 2010. « Variability of the Intertropical Front (ITF) and Rainfall over the West African Sudan–Sahel Zone ». *Journal of Climate* 23 (14): 3984-4004. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3277.1>.
- Jiang, Weimin, Guillaume Gastineau, et Francis Codron. 2021. « Multicentennial Variability Driven by Salinity Exchanges Between the Atlantic and the Arctic Ocean in a Coupled Climate Model ». *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 13 (3): e2020MS002366. <https://doi.org/10.1029/2020MS002366>.
- Joshi, Manish K., Archana Rai, et Ashwini Kulkarni. 2022. « Global-scale interdecadal variability a skillful predictor at decadal-to-multidecadal timescales for Sahelian and Indian Monsoon Rainfall ». *npj Climate and Atmospheric Science* 5 (1): 1-8. <https://doi.org/10.1038/s41612-021-00227-1>.
- Kandji, Serigne Tacko, Louis Verchot, et Jens Mackensen. s. d. « Climate Change Climate and Variability in Southern Africa »:, 42.
- Kang, Sarah M. 2020. « Extratropical Influence on the Tropical Rainfall Distribution ». *Current Climate Change Reports* 6 (1): 24-36. <https://doi.org/10.1007/s40641-020-00154-y>.
- Kay, J. E., C. Deser, A. Phillips, A. Mai, C. Hannay, G. Strand, J. M. Arblaster, et al. 2015. « The Community Earth System Model (CESM) Large Ensemble Project: A Community Resource for Studying Climate Change in the Presence of Internal Climate Variability ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 96 (8): 1333-49. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00255.1>.
- Kharin, V. V., G. J. Boer, W. J. Merryfield, J. F. Scinocca, et W. S. Lee. 2012. « Statistical adjustment of decadal predictions in a changing climate ». *Geophysical Research Letters* 39 (19): 1-6. <https://doi.org/10.1029/2012GL052647>.
- Kim, Who M., Stephen G. Yeager, et Gokhan Danabasoglu. 2018. « Key Role of Internal Ocean Dynamics in Atlantic Multidecadal Variability During the Last Half Century ». *Geophysical Research Letters* 45 (24). <https://doi.org/10.1029/2018GL080474>.
- Kirtman, B., Power, S., Adedoyin, J., Boer, G., Bojariu, R., Camilloni, I., Doblus-Reyes, F., Fiore, A., Kimoto, M., Meehl, G., Prather, M., Sarr, A., Schär, C., Sutton, R., van Oldenborgh, G., Vecchi, G., and Wang, H.: Near-term Climate Change: Projections and Predictability, book section 11, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 953–1028, <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.023>

- Knight, Jeff R., Chris K. Folland, et Adam A. Scaife. 2006. « Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation ». *Geophysical Research Letters* 33 (17): 2-5. <https://doi.org/10.1029/2006GL026242>.
- Lavaysse, C., C. Flamant, S. Janicot, D. J. Parker, J.-P. Lafore, B. Sultan, et J. Pelon. 2009. « Seasonal Evolution of the West African Heat Low: A Climatological Perspective ». *Climate Dynamics* 33 (2-3): 313-30. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0553-4>.
- Lawrence, David M., George C. Hurtt, Almut Arneeth, Victor Brovkin, Kate V. Calvin, Andrew D. Jones, Chris D. Jones, et al. 2016. « The Land Use Model Intercomparison Project (LUMIP) Contribution to CMIP6: Rationale and Experimental Design ». *Geoscientific Model Development* 9 (9): 2973-98. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-2973-2016>.
- Lebel, Thierry, et Abdou Ali. 2009. « Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990-2007) ». *Journal of Hydrology* 375 (1-2): 52-64. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.030>.
- Li, X., Ting, M., & Lee, D. E. (2018). Fast adjustments of the Asian summer monsoon to anthropogenic aerosols. *Geophysical Research Letters*, 45, 1001–1010. <https://doi.org/10.1002/2017GL076667>
- Mann, M. E., B. E. Steinman, D. J. Brouillette, et S. K. Miller. 2021. « Millennium Driven By Volcanic Forcing » 1019 (March): 1014-19.
- Mantua, Nathan J., Steven R. Hare, Yuan Zhang, John M. Wallace, et Robert C. Francis. 1997. « A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 78 (6): 1069-79. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<1069:APICOW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<1069:APICOW>2.0.CO;2).
- Martin, E. R., et C. Thorncroft. 2014. « Sahel rainfall in multimodel CMIP5 decadal hindcasts ». *Geophysical Research Letters* 41 (6): 2169-75. <https://doi.org/10.1002/2014GL059338>.
- Martin, Elinor R., Chris Thorncroft, et Ben B. Booth. 2014. « The Multidecadal Atlantic SST—Sahel Rainfall Teleconnection in CMIP5 Simulations ». *Journal of Climate* 27 (2): 784-806. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00242.1>.
- Martín-Gómez, Verónica, Elsa Mohino, Belén Rodríguez-Fonseca, et Emilia Sánchez-Gómez. 2022. « Understanding rainfall prediction skill over the Sahel in NMME seasonal forecast ». *Climate Dynamics*, n° 0123456789. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06263-8>.
- Mauritsen T, Bader J, Becker T, Behrens J, Bittner M, Brokopf R, Brovkin V, Claussen M, Crueger T, Esch M, Fast I, Fiedler S, Fläschner D, Gayler V, Giorgetta M, Goll DS, Haak H, Hagemann S, Hedemann C, Roeckner E (2019) Developments in the MPI-M earth system model version 1.2 (MPI-ESM1.2) and its response to increasing CO2. *J Adv Model Earth Syst.* <https://doi.org/10.1029/2019MS002037>
- McGuffie, K. and Henderson-Sellers, A. (2011). *A climate modelling primer*. Hoboken, N.J.: Wiley

- Meehl, Gerald A., George J. Boer, Curt Covey, Mojib Latif, et Ronald J. Stouffer. 1997. « Intercomparison Makes for a Better Climate Model ». *Eos, Transactions American Geophysical Union* 78 (41): 445. <https://doi.org/10.1029/97EO00276>.
- Meehl, Gerald A., Lisa Goddard, James Murphy, Ronald J. Stouffer, George Boer, Gokhan Danabasoglu, Keith Dixon, et al. 2009. « Decadal Prediction: Can It Be Skillful? » *Bulletin of the American Meteorological Society* 90 (10): 1467-86. <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2778.1>.
- Meehl, Gerald A., Jadwiga H. Richter, Haiyan Teng, Antonietta Capotondi, Kim Cobb, Francisco Doblas-Reyes, Markus G. Donat, et al. 2021. « Initialized Earth System Prediction from Subseasonal to Decadal Timescales ». *Nature Reviews Earth & Environment* 2 (5): 340-57. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00155-x>.
- Meehl, Gerald A., Haiyan Teng, Doug Smith, Stephen Yeager, William Merryfield, Francisco Doblas-Reyes, et Anne A. Glanville. 2022. « The Effects of Bias, Drift, and Trends in Calculating Anomalies for Evaluating Skill of Seasonal-to-Decadal Initialized Climate Predictions ». *Climate Dynamics* 59 (11-12): 3373-89. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06272-7>.
- Meyer-Christoffer, A., Becker, A., Finger, P., Schneider, U., Ziese, M., 2018. GPCP Precipitation Climatology Version 2018 at 0.5°: Monthly Land-Surface Precipitation Climatology for Every Month and the Total Year from Rain-Gauges built on GTS-based and Historic Data: Globally Gridded Monthly Totals. [https://doi.org/10.5676/DWD\\_GPCP/CLIM\\_M\\_V2018\\_050](https://doi.org/10.5676/DWD_GPCP/CLIM_M_V2018_050)
- Mignot, Juliette, Javier García-Serrano, Didier Swingedouw, Agathe Germe, Sébastien Nguyen, Pablo Ortega, Eric Guilyardi, et Sulagna Ray. 2016. « Decadal prediction skill in the ocean with surface nudging in the IPSL-CM5A-LR climate model ». *Climate Dynamics* 47 (3-4): 1225-46. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2898-1>.
- Miller, R. L., Schmidt, G. A., Nazarenko, L. S., Bauer, S. E., Kelley, M., Ruedy, R., et al. (2021). CMIP6 historical simulations (1850–2014) with GISS-E2.1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 13, e2019MS002034. <https://doi.org/10.1029/2019MS002034>
- Mohino, Elsa, Serge Janicot, et Juergen Bader. 2011. « Sahel Rainfall and Decadal to Multi-Decadal Sea Surface Temperature Variability ». *Climate Dynamics* 37 (3-4): 419-40. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0867-2>.
- Mohino, Elsa, Noel Keenlyside, et Holger Pohlmann. 2016. « Decadal Prediction of Sahel Rainfall: Where Does the Skill (or Lack Thereof) Come From? » *Climate Dynamics* 47 (11): 3593-3612. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3416-9>.
- Monerie, Paul Arthur, Benjamin Pohl, et Marco Gaetani. 2021. « The fast response of Sahel precipitation to climate change allows effective mitigation action ». *npj Climate and Atmospheric Science* 4 (1): 1-8. <https://doi.org/10.1038/s41612-021-00179-6>.
- Monerie, Paul-Arthur, Emilia Sanchez-Gomez, Marco Gaetani, Elsa Mohino, et Buwen Dong.

2020. « Future Evolution of the Sahel Precipitation Zonal Contrast in CESM1 ». *Climate Dynamics* 55 (9-10): 2801-21. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05417-w>.
- Monerie, Paul-Arthur, Caroline M. Wainwright, Moussa Sidibe, et Akintomide Afolayan Akinsanola. 2020. « Model Uncertainties in Climate Change Impacts on Sahel Precipitation in Ensembles of CMIP5 and CMIP6 Simulations ». *Climate Dynamics* 55 (5-6): 1385-1401. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05332-0>.
- Monerie, P. A., Sanchez-Gomez, E., Pohl, B., Robson, J., & Dong, B. (2017). Impact of internal variability on projections of Sahel precipitation change. *Environmental Research Letters*, 12(11), 114003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa8cda>
- Moon, Suyeon, et Kyung-Ja Ha. 2020. « Future Changes in Monsoon Duration and Precipitation Using CMIP6 ». *Npj Climate and Atmospheric Science* 3 (1): 45. <https://doi.org/10.1038/s41612-020-00151-w>.
- Murphy, Lisa N., Katinka Bellomo, Mark Cane, et Amy Clement. 2017. « The role of historical forcings in simulating the observed Atlantic multidecadal oscillation ». *Geophysical Research Letters* 44 (5): 2472-80. <https://doi.org/10.1002/2016GL071337>.
- Murphy, A. H., 1988: Skill Scores Based on the Mean Square Error and Their Relationships to the Correlation Coefficient. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2417–2424, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<2417:SSBOTM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<2417:SSBOTM>2.0.CO;2).
- Nadiga, Balasubramanya T., Tarun Verma, Wilbert Weijer, et Nathan M. Urban. 2019. « Enhancing Skill of Initialized Decadal Predictions Using a Dynamic Model of Drift ». *Geophysical Research Letters* 46 (16): 9991-99. <https://doi.org/10.1029/2019GL084223>.
- Nath, Reshmita, Yong Luo, Wen Chen, et Xuefeng Cui. 2018. « On the Contribution of Internal Variability and External Forcing Factors to the Cooling Trend over the Humid Subtropical Indo-Gangetic Plain in India ». *Scientific Reports* 8 (1): 18047. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-36311-5>.
- Ndiaye, Cassien D., Elsa Mohino, Juliette Mignot, et Saidou M. Sall. 2022. « On the detection of externally-forced decadal modulations of the Sahel rainfall over the whole 20th century in the CMIP6 ensemble. » *Journal of Climate*, juillet, 1-51. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0585.1>.
- Nicholson, Sharon E. 1983. « Sub-Saharan Rainfall in the Years 1976–80: Evidence of Continued Drought ». *Monthly Weather Review* 111 (8): 1646-54. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1983\)111<1646:SSRITY>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1983)111<1646:SSRITY>2.0.CO;2).
- . 2009. « A Revised Picture of the Structure of the “Monsoon” and Land ITCZ over West Africa ». *Climate Dynamics* 32 (7-8): 1155-71. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0514-3>.
- Oldenborgh, Geert Jan van, Francisco J. Doblas-Reyes, Bert Wouters, et Wilco Hazeleger. 2012. « Decadal Prediction Skill in a Multi-Model Ensemble ». *Climate Dynamics* 38 (7-8): 1263-80. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1313-4>.

- Otero, Noelia, Elsa Mohino, et Marco Gaetani. 2016. « Decadal prediction of Sahel rainfall using dynamics-based indices ». *Climate Dynamics* 47 (11): 3415-31. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2738-3>.
- Park, Jong Yeon, Jürgen Bader, et Daniela Matei. 2016. « Anthropogenic Mediterranean warming essential driver for present and future Sahel rainfall ». *Nature Climate Change* 6 (10): 941-45. <https://doi.org/10.1038/nclimate3065>.
- Pascoe, Charlotte, Bryan Lawrence, Eric Guilyardi, Martin Juckes, et Karl Taylor. 2019. « Designing and Documenting Experiments in CMIP6 ». *Geoscientific Model Development Discussions*, n° June: 1-27. <https://doi.org/10.5194/gmd-2019-98-SC2>.
- Philander, S. G. H., D. Gu, G. Lambert, T. Li, D. Halpern, N-C. Lau, et R. C. Pacanowski. 1996. « Why the ITCZ Is Mostly North of the Equator ». *Journal of Climate* 9 (12): 2958-72. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1996\)009<2958:WTIIMN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1996)009<2958:WTIIMN>2.0.CO;2).
- Pierce, David W., Tim P. Barnett, Robin Tokmakian, Albert Semtner, Mathew Maltrud, JoAnne Lysne, et Anthony Craig. 2004. « The ACPI Project, Element 1: Initializing a Coupled Climate Model from Observed Conditions ». *Climatic Change* 62 (1-3): 13-28. <https://doi.org/10.1023/B:CLIM.0000013676.42672.23>.
- Pohlmann, Holger, Johann H. Jungclaus, Armin Köhl, Detlef Stammer, et Jochem Marotzke. 2009. « Initializing Decadal Climate Predictions with the GECCO Oceanic Synthesis: Effects on the North Atlantic ». *Journal of Climate* 22 (14): 3926-38. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2535.1>.
- Rahmstorf, Stefan. 2002. « Ocean Circulation and Climate during the Past 120,000 Years ». *Nature* 419 (6903): 207-14. <https://doi.org/10.1038/nature01090>.
- Rayner, N.A., Parker, D.E., Horton, E.B., Folland, C.K., Alexander, L.V., Rowell, D.P., Kent, E.C., Kaplan, A., 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 108. <https://doi.org/10.1029/2002JD002670>
- Reichler, T., and J. Kim, 2008: How Well Do Coupled Models Simulate Today's Climate?. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 303–312, <https://doi.org/10.1175/BAMS-89-3-303>.
- Richter, Ingo, Shang-Ping Xie, Andrew T. Wittenberg, et Yukio Masumoto. 2012. « Tropical Atlantic Biases and Their Relation to Surface Wind Stress and Terrestrial Precipitation ». *Climate Dynamics* 38 (5-6): 985-1001. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1038-9>.
- Rodríguez-Fonseca, Belén, Serge Janicot, Elsa Mohino, Teresa Losada, Juergen Bader, Cyril Caminade, Fabrice Chauvin, et al. 2011. « Interannual and Decadal SST-Forced Responses of the West African Monsoon ». *Atmospheric Science Letters* 12 (1): 67-74. <https://doi.org/10.1002/asl.308>.
- Rodríguez-Fonseca, Belen, Elsa Mohino, Carlos R. Mechoso, Cyril Caminade, Michela Biasutti, Marco Gaetani, J. Garcia-Serrano, et al. 2015. « Variability and Predictability of West African Droughts: A Review on the Role of Sea Surface Temperature

- Anomalies ». *Journal of Climate* 28 (10): 4034-60. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00130.1>.
- Rotstayn, L. D., and U. Lohmann, 2002: Tropical Rainfall Trends and the Indirect Aerosol Effect. *J. Climate*, 15, 2103–2116, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<2103:TRTATI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<2103:TRTATI>2.0.CO;2).
- Rowell, David P., Chris K. Folland, Kathy Maskell, et M. Neil Ward. 1995. « Variability of Summer Rainfall over Tropical North Africa (1906–92): Observations and Modelling ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 121 (523): 669-704. <https://doi.org/10.1002/qj.49712152311>.
- Sanchez-Gomez, Emilia, Christophe Cassou, Yohan Ruprich-Robert, Elodie Fernandez, et Laurent Terray. 2016. « Drift Dynamics in a Coupled Model Initialized for Decadal Forecasts ». *Climate Dynamics* 46 (5-6): 1819-40. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2678-y>.
- Scaife, Adam A., et Doug Smith. 2018. « A signal-to-noise paradox in climate science ». *npj Climate and Atmospheric Science* 1 (1). <https://doi.org/10.1038/s41612-018-0038-4>.
- Scannell, Claire, Ben B. Booth, Nick J. Dunstone, David P. Rowell, Dan J. Bernie, Matthew Kasoar, Apostolos Voulgarakis, et al. 2019. « The Influence of Remote Aerosol Forcing from Industrialized Economies on the Future Evolution of East and West African Rainfall ». *Journal of Climate* 32 (23): 8335-54. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0716.1>.
- Schneider, Tapio, Tobias Bischoff, et Gerald H. Haug. 2014. « Migrations and Dynamics of the Intertropical Convergence Zone ». *Nature* 513 (7516): 45-53. <https://doi.org/10.1038/nature13636>.
- Serge Janicot, « État des recherches sur l’attribution de la variabilité décennale récente en Afrique de l’Ouest », *Les Cahiers d’Outre-Mer* [En ligne], 260 | Octobre-Décembre 2012, mis en ligne le 01 octobre 2015, consulté le 09 mai 2023. URL : <http://journals.openedition.org/com/6694> ; DOI : <https://doi.org/10.4000/com.6694>
- Shekhar, Ravi, et William R. Boos. 2017. « Weakening and Shifting of the Saharan Shallow Meridional Circulation during Wet Years of the West African Monsoon ». *Journal of Climate* 30 (18): 7399-7422. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0696.1>.
- Shindell, Drew, Johan C. I. Kuylenstierna, Elisabetta Vignati, Rita van Dingenen, Markus Amann, Zbigniew Klimont, Susan C. Anenberg, et al. 2012. « Simultaneously Mitigating Near-Term Climate Change and Improving Human Health and Food Security ». *Science* 335 (6065): 183-89. <https://doi.org/10.1126/science.1210026>.
- Smith, D. M., R. Eade, A. A. Scaife, L. P. Caron, G. Danabasoglu, T. M. DelSole, T. Delworth, et al. 2019. « Robust skill of decadal climate predictions ». *npj Climate and Atmospheric Science* 2 (1): 1-10. <https://doi.org/10.1038/s41612-019-0071-y>.
- Smith, Doug M., Stephen Cusack, Andrew W. Colman, Chris K. Folland, Glen R. Harris, et James M. Murphy. 2007. « Improved Surface Temperature Prediction for the Coming

- Decade from a Global Climate Model ». *Science* 317 (5839): 796-99. <https://doi.org/10.1126/science.1139540>.
- Smith, Doug M., Rosie Eade, et Holger Pohlmann. 2013. « A Comparison of Full-Field and Anomaly Initialization for Seasonal to Decadal Climate Prediction ». *Climate Dynamics* 41 (11-12): 3325-38. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1683-2>.
- Smith, Doug M., Nathan P. Gillett, Isla R. Simpson, Panos J. Athanasiadis, Johanna Baehr, Ingo Bethke, Tarkan A. Bilge, et al. 2022. « Attribution of multi-annual to decadal changes in the climate system: The Large Ensemble Single Forcing Model Intercomparison Project (LESFMIP) ». *Frontiers in Climate* 4 (septembre): 955414. <https://doi.org/10.3389/fclim.2022.955414>.
- Sospedra-Alfonso, R., & Boer, G. J. (2020). Assessing the impact of initialization on decadal prediction skill. *Geophysical Research Letters*, 47, e2019GL086361. <https://doi.org/10.1029/2019GL086361>.
- Suarez-Gutierrez, Laura, Sebastian Milinski, et Nicola Maher. 2021. « Exploiting large ensembles for a better yet simpler climate model evaluation ». *Climate Dynamics* 57 (9-10): 2557-80. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05821-w>.
- Sultan, Benjamin, et Serge Janicot. 2003. « The West African Monsoon Dynamics. Part II: The “Preonset” and “Onset” of the Summer Monsoon ». *Journal of Climate* 16 (21): 3407-27. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<3407:TWAMDP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<3407:TWAMDP>2.0.CO;2).
- Swart, N. C., and Coauthors, 2019: The Canadian Earth System Model version 5 (CanESM5.0.3). *Geosci. Model Dev.*, 12, 4823–4873, <https://doi.org/10.5194/gmd-12-4823-2019>.
- Tatebe H, Ogura T, Nitta T, Komuro Y, Ogochi K, Takemura T, Sudo K, Sekiguchi M, Abe M, Saito F, Chikira M, Watanabe S, Mori M, Hirota N, Kawatani Y, Mochizuki T, Yoshimura K, Takata K, O’Ishi R, Kimoto M (2019) Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability, and climate sensitivity in MIROC6. *Geoscientific Model Development*. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-2727-2019>
- Taylor, Christopher M., Danijel Belušić, Françoise Guichard, Douglas J. Parker, Théo Vischel, Olivier Bock, Phil P. Harris, Serge Janicot, Cornelia Klein, et Gérémy Panthou. 2017. « Frequency of Extreme Sahelian Storms Tripled since 1982 in Satellite Observations ». *Nature* 544 (7651): 475-78. <https://doi.org/10.1038/nature22069>.
- Taylor, Karl E., Ronald J. Stouffer, et Gerald A. Meehl. 2012. « An Overview of CMIP5 and the Experiment Design ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 93 (4): 485-98. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>.
- Tehrani, M.J., Bozorg-Haddad, O., Pingale, S.M., Achite, M., Singh, V.P. (2022). Introduction to Key Features of Climate Models. In: Bozorg-Haddad, O. (eds) *Climate Change in Sustainable Water Resources Management*. Springer Water. Springer, Singapore. [https://doi.org/10.1007/978-981-19-1898-8\\_6](https://doi.org/10.1007/978-981-19-1898-8_6)
- Thorncroft, Chris D., Hanh Nguyen, Chidong Zhang, et Philippe Peyrillé. 2011. « Annual



- Cycle of the West African Monsoon: Regional Circulations and Associated Water Vapour Transport ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137 (654): 129-47. <https://doi.org/10.1002/qj.728>.
- Ting, Mingfang, Yochanan Kushnir, Richard Seager, et Cuihua Li. 2009. « Forced and internal twentieth-century SST trends in the North Atlantic ». *Journal of Climate* 22 (6): 1469-81. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2561.1>.
- Trenberth, Kevin E., et Dennis J. Shea. 2006. « Atlantic hurricanes and natural variability in 2005 ». *Geophysical Research Letters* 33 (12): 1-4. <https://doi.org/10.1029/2006GL026894>.
- Undorf, S., Polson, D., Bollasina, M.A., Ming, Y., Schurer, A., Hegerl, G.C., 2018. Detectable Impact of Local and Remote Anthropogenic Aerosols on the 20th Century Changes of West African and South Asian Monsoon Precipitation: D&A AEROSOLS AND MONSOON PRECIPITATION. *J. Geophys. Res. Atmos.* 123, 4871–4889. <https://doi.org/10.1029/2017JD027711>
- Villamayor, Julián, et Elsa Mohino. 2015. « Robust Sahel Drought Due to the Interdecadal Pacific Oscillation in CMIP5 Simulations ». *Geophysical Research Letters* 42 (4): 1214-22. <https://doi.org/10.1002/2014GL062473>.
- Villamayor, Julián, Elsa Mohino, Myriam Khodri, Juliette Mignot, et Serge Janicot. 2018. « Atlantic control of the late nineteenth-century Sahel humid period ». *Journal of Climate* 31 (20): 8225-40. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0148.1>.
- Voltaire, A., D. Saint-Martin, S. Sénési, B. Decharme, A. Alias, M. Chevallier, J. Colin, et al. 2019. « Evaluation of CMIP6 DECK Experiments With CNRM-CM6-1 ». *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 11 (7): 2177-2213. <https://doi.org/10.1029/2019MS001683>.
- Volodin EM, Mortikov EV, Kostykin SV, Galin VY, Lykossov VN, Gritsun AS, Diansky NA, Gusev AV, Iakovlev NG, Shestakova AA, Emelina SV (2018) Simulation of the modern climate using the INM-CM48 climate model. *Russ J Numer Anal Math Model.* <https://doi.org/10.1515/rnam-2018-0032>
- Waliser, Duane E., et Catherine Gautier. 1993. « A Satellite-Derived Climatology of the ITCZ ». *Journal of Climate* 6 (11): 2162-74. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1993\)006<2162:ASDCOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<2162:ASDCOT>2.0.CO;2).
- Wang, Bin, Chunhan Jin, et Jian Liu. 2020. « Understanding Future Change of Global Monsoons Projected by CMIP6 Models ». *Journal of Climate* 33 (15): 6471-89. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0993.1>.
- Ward, M. Neil. 1998. « Diagnosis and Short-Lead Time Prediction of Summer Rainfall in Tropical North Africa at Interannual and Multidecadal Timescales ». *Journal of Climate* 11 (12): 3167-91. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<3167:DASLTP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<3167:DASLTP>2.0.CO;2).
- Weisheimer, Antje, Damien Decremet, David MacLeod, Christopher O'Reilly, Tim N.

- Stockdale, Stephanie Johnson, et Tim N. Palmer. 2019. « How confident are predictability estimates of the winter North Atlantic Oscillation? » *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 145 (S1): 140-59. <https://doi.org/10.1002/qj.3446>.
- Wilcox, Laura J., Robert J. Allen, Bjørn H. Samset, Massimo A. Bollasina, Paul T. Griffiths, James M. Keeble, Marianne T. Lund, et al. 2022. « The Regional Aerosol Model Intercomparison Project (RAMIP) ». Preprint. Climate and Earth system modeling. <https://doi.org/10.5194/gmd-2022-249>.
- Wyser, Klaus, Twan van Noije, Shuting Yang, Jost von Hardenberg, Declan O'Donnell, et Ralf Döscher. 2020. « On the Increased Climate Sensitivity in the EC-Earth Model from CMIP5 to CMIP6 ». *Geoscientific Model Development* 13 (8): 3465-74. <https://doi.org/10.5194/gmd-13-3465-2020>.
- Yan, Xiaoqin, Rong Zhang, et Thomas R. Knutson. 2019. « A Multivariate AMV Index and Associated Discrepancies Between Observed and CMIP5 Externally Forced AMV ». *Geophysical Research Letters* 46 (8): 4421-31. <https://doi.org/10.1029/2019GL082787>.
- Yeager, S. G., G. Danabasoglu, N. A. Rosenbloom, W. Strand, S. C. Bates, G. A. Meehl, A. R. Karspeck, et al. 2018. « Predicting Near-Term Changes in the Earth System: A Large Ensemble of Initialized Decadal Prediction Simulations Using the Community Earth System Model ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 99 (9): 1867-86. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0098.1>.
- Yukimoto S, Kawai H, Koshiro T, Oshima N, Yoshida K, Urakawa S, Tsujino H, Deushi M, Tanaka T, Hosaka M, Yabu S, Yoshimura H, Shindo E, Mizuta R, Obata A, Adachi Y, Ishii M (2019) The meteorological research institute Earth system model version 2.0, MRI-ESM2.0: description and basic evaluation of the physical component. *J Meteorol Soc Jpn*. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2019-051>
- Zhang, Jie, Kalli Furtado, Steven T. Turnock, Jane P. Mulcahy, Laura J. Wilcox, Ben B. Booth, David Sexton, Tongwen Wu, Fang Zhang, et Qianxia Liu. 2021. « The Role of Anthropogenic Aerosols in the Anomalous Cooling from 1960 to 1990 in the CMIP6 Earth System Models ». *Atmospheric Chemistry and Physics* 21 (24): 18609-27. <https://doi.org/10.5194/acp-21-18609-2021>.
- Zhang, Rong, Rowan Sutton, Gokhan Danabasoglu, Young-Oh Kwon, Robert Marsh, Stephen G. Yeager, Daniel E. Amrhein, et Christopher M. Little. 2019. « A Review of the Role of the Atlantic Meridional Overturning Circulation in Atlantic Multidecadal Variability and Associated Climate Impacts ». *Reviews of Geophysics* 57 (2): 316-75. <https://doi.org/10.1029/2019RG000644>.
- Zhang, Shipeng, Philip Stier, Guy Dagan, et Minghuai Wang. 2022. « Anthropogenic Aerosols Modulated 20th-Century Sahel Rainfall Variability Via Their Impacts on North Atlantic Sea Surface Temperature ». *Geophysical Research Letters* 49 (1). <https://doi.org/10.1029/2021GL095629>.
- Zhou, Wenyu, et Shang-Ping Xie. 2018. « A Hierarchy of Idealized Monsoons in an Intermediate GCM ». *Journal of Climate* 31 (22): 9021-36.

<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0084.1>.

Ziehn, T., and Coauthors, 2020: The Australian Earth System Model: ACCESS-ESM1.5. *J. South. Hemisphere Earth Syst. Sci.*, 70, 193–214, <https://doi.org/10.1071/ES19035>.