HAL
open science

Evolution des propriétés des nuages opaques aux tropiques pendant le 21e siècle : impact de la dynamique atmosphérique, de la variabilité naturelle climatique et du forçage anthropique

Miguel Perpina

To cite this version:

Miguel Perpina. Evolution des propriétés des nuages opaques aux tropiques pendant le 21e siècle : impact de la dynamique atmosphérique, de la variabilité naturelle climatique et du forçage anthropique. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Université Paul Sabatier (Toulouse 3), 2021. Français. NNT : . tel-03602669

HAL Id: tel-03602669

https://theses.hal.science/tel-03602669

Submitted on 9 Mar 2022

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.

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

Présentée et soutenue par

Miguel PERPINA

Le 14 décembre 2021

Evolution des propriétés des nuages opaques aux tropiques pendant le 21e siècle : impact de la dynamique atmosphérique, de la variabilité naturelle climatique et du forçage anthropique

---

Ecole doctorale : **SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace**

Spécialité : **Océan, Atmosphère, Climat**

Unité de recherche :
LAERO - Laboratoire d'Aérologie

Thèse dirigée par
Vincent NOEL

Jury

M. Bernard LEGRAS, Rapporteur
Mme Céline CORNET, Rapporteure
M. Jean-Louis DUFRESNE, Examinateur
Mme Hélène CHEPFER, Examinatrice
Mme Marjolaine CHIRIACO, Examinatrice
M. Boris DEWITTTE, Examinateur
M. Vincent NOEL, Directeur de thèse

Table des matières

1 Introduction 5

2 Les nuages et le climat 8

2.1 Les nuages 8

2.2 Les nuages dans un climat en évolution 19

2.3 Résumé et questionnements scientifiques 28

3 Outils, observations et modèles 30

3.1 Observations et réanalyses 30

3.2 Modèles de circulation générale et simulateurs 39

3.3 Conclusion 42

4 Dynamique atmosphérique et propriétés des nuages opaques dans les Tropiques : climat actuel 43

4.1 Observations et réanalyses 43

4.2 Modèles CESM1 et IPSL-CM6 46

4.3 Origines possibles des différences entre modèles 55

4.4 Conclusions 59

5 Dynamique atmosphérique et propriétés des nuages opaques dans les Tropiques : climat futur 61

5.1 Changements dans l'organisation géographique des propriétés des nuages opaques et des régimes dynamiques 62

5.2 Changements des propriétés nuageuses opaques et de l'effet radiatif des nuages par régime dynamique 64

5.3 Changements dans la distribution des propriétés des nuages opaques vs les régimes dynamiques 65

5.4 Changements dans la distribution de l'effet radiatif des nuages 70

5.5 Origines dynamiques et thermodynamiques des changements des propriétés nuageuses opaques 74

5.6 Conclusions 77

6 Tendances des nuages opaques dans les Tropiques pendant le siècle prochain, et impact d'événements climatiques naturels 79

6.1 Evolution des propriétés des nuages opaques pendant le 21e siècle 79

6.2 Impact de la variabilité naturelle : évolutions des propriétés nuageuses opaques lors d'un évènement El Niño 85

6.3 Conclusions 100

7 Conclusions et perspectives 102

7.1 Résumé des chapitres précédents 102
7.2 Perspectives..... 104

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Vincent Noël de m'avoir proposé de travailler à ces côtés durant ces 3 années. Trois années où j'ai pu progresser dans tous les domaines, que soit professionnellement ou personnellement. Merci au CNES et à ADS de m'avoir financé durant ces 3 années ainsi qu'au Laboratoire d'Aérologie de m'avoir accueilli dans ces locaux.

Je remercie ensuite Hélène Chepfer avec qui j'ai fais de nombreuses réunions que ce soit à Paris ou en visio pour travailler sur mon article durant cette période difficile de pandémie. Merci aux membres de mon comité de thèse Marjolaine Chiriaco et Dominique Bouniol qui m'ont permis de me révéler et de pouvoir fournir un travail consistant.

Je remercie également Patrick Raberanto, Artem Feofilov et Rodrigo Guzman pour avoir participer à l'élaboration de mon article. Ainsi qu'à Boris Dewitte pour m'avoir aidé sur toute la partie El Nino.

Merci à mes amis de m'avoir permis de me changer les idées durant ces 3 années sur Toulouse notamment à Anthony, Vincent, Guillaume, Jérémy et Sébastien pour toutes ces soirées dont je me souviendrais toute ma vie. Merci à mes ami(e)s de Cazaubon ainsi qu'à la Missel Team. Merci à vous Jorge et Mélanie de m'avoir apporté toute cette force.

Et enfin merci à mes parents de m'avoir permis d'étudier sur Toulouse et d'avoir tout fait pour que je réussisse. Mon dernier remerciement reviendra à ma copine Emilie, qui m'a permis d'aborder ma soutenance de thèse dans les meilleures conditions possibles.

Merci pour tout !

1 Introduction

Les nuages jouent un rôle fondamental dans la régulation du climat. Ils sont une composante essentielle du cycle hydrologique (e.g. Quante, 2004), car en recondensant l'eau évaporée par les océans dans l'atmosphère, ils sont responsables des précipitations et apportent l'eau aux régions continentales intérieures (e.g. Chahine, 1992; Trenberth, 1998). Parmi leurs autres effets importants, ils modulent le bilan radiatif de la Terre (e.g. Arking, 1991). Ce bilan quantifie l'énergie reçue et perdue par le système climatique terrestre (Fourier, 1827). La Terre se réchauffe sous l'effet du rayonnement solaire et émet des rayonnements infrarouges vers l'espace qui lui permettent de se refroidir (Ramanathan et al., 1989). Les nuages influencent le bilan radiatif selon deux effets opposés. D'une part, ils refroidissent le système terrestre en réfléchissant une partie du rayonnement solaire vers l'espace (effet parasol ou effet d'albédo). D'autre part, ils réchauffent le système terrestre car ils absorbent le rayonnement infrarouge émis par la Terre et réémettent une partie de ce rayonnement absorbé vers la Terre (effet de serre). Globalement, les nuages ont un effet moyen refroidissant, c'est donc l'effet d'albédo qui domine. Mais à l'échelle régionale, l'effet radiatif d'un nuage dépend de ses propriétés locales. Cet effet radiatif influence la température de surface.

Comment ces propriétés nuageuses vont évoluer dans le futur est donc une question lourde de conséquences pour notre capacité à prévoir l'évolution du climat en cours. De nombreuses études ont montré que le réchauffement de la température à la surface, suite au forçage anthropique lié à l'activité humaine (augmentation des gaz à effet de serre en majeure partie) va impacter le climat de manière significative (Sherwood et Hoskins, 2021). De nombreuses études ont montré que les conséquences du changement climatique sont variées. Un réchauffement de la température de surface entraînera des périodes caniculaires plus fréquentes et plus intenses sur l'ensemble des terres émergées. Il en résulterait une augmentation des épisodes de précipitations intenses dans certaines régions, surtout aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord, qui pourrait accentuer les risques d'inondation. Il en résulterait aussi une fonte accélérée des glaciers accompagnée d'une élévation plus marquée du niveau de la mer. La hausse de la température mondiale modifiera également la répartition des espèces végétales et animales, réduira les rendements agricoles et multipliera les incendies de forêt (Muluneh et al., 2021). En termes d'impact sur les populations humaines, le changement climatique devrait avoir plus d'impact sur les pays pauvres et les individus les plus modestes : ils sont plus exposés géographiquement, plus sensibles à ces impacts et ont une moins grande capacité d'adaptation (Guivarch et Taconnet, 2020).

Les conséquences du changement climatique vont être importantes sur le système atmosphère-surface-océan. De nombreuses études montrent des changements atmosphériques, en particulier dans la distribution verticale des nuages suite au changement climatique notamment dans les Tropiques. Il est très important d'étudier cette région du globe puisque le climat des tropiques influence le climat mondial. C'est là où se trouvent les cellules de Hadley : elles régulent la température mondiale en redistribuant l'énergie solaire excédentaire des tropiques vers les pôles (Cesana et al., 2012; Dufresne et Bony, 2005; Lu et al, 2007; Kjellsson, 2014). Les nuages tropicaux jouent un rôle clé dans la redistribution de l'énergie solaire et leur évolution affectera probablement le climat global. Par conséquent, il est essentiel de mieux comprendre comment les nuages tropicaux évolueront dans un climat en évolution.

Comprendre comment la distribution verticale et géographique des nuages va changer est important pour quantifier le changement de température de surface et évaluer l'impact potentiel sur les populations locales à la fin du 21e siècle. Mais il est difficile aujourd'hui de quantifier ce changement. Les modèles de climat prévoient que le réchauffement climatique aura un impact majeur sur les propriétés nuageuses (e.g. Vaillant de Guélis et al., 2018; Zelinka et al., 2020), y compris leurs distributions verticales et géographiques. Les rétroactions nuageuses climatiques, qui peuvent amplifier ou atténuer le réchauffement (Hansen et al., 1984), sont aujourd'hui la principale source d'incertitudes des prédictions climatiques (e.g Ceppi et al., 2017). Certaines études montrent que les nuages opaques pilotent la plus grande partie de l'effet radiatif des nuages (Figure 1.1, Vaillant de Guélis et al., 2017a). C'est pourquoi dans cette thèse, nous allons nous intéresser principalement aux nuages opaques.

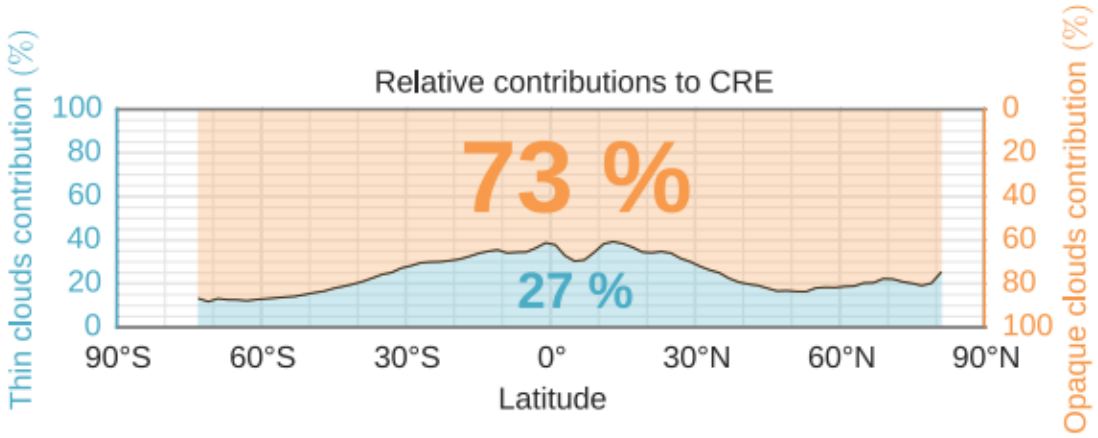

Figure 1.1 : Décomposition du CRE total en contributions relatives dues aux nuages opaques et fins au-dessus des océans pendant la nuit pour la période 2008–2015. Source: Vaillant de Guélis et al., 2017a

Pour mieux comprendre et décrire le rôle joué par les nuages sur le climat dans le futur, il est essentiel d'améliorer la représentation des nuages dans les modèles climatiques. Pour ce faire, il faut des observations capables de contraindre les prédictions des modèles. On dispose de 30 ans d'observations spatiales globales issues de capteurs passifs et malgré ce nombre d'années importantes d'observations, on n'arrive pas, dans les changements nuageux, à distinguer ceux pilotés par la variabilité naturelle à court terme de ceux qui émergeraient du changement climatique (e.g. Stubenrauch et al., 2013). En effet, restituer les propriétés nuageuses (comme l'altitude) depuis les mesures de capteurs passifs implique beaucoup d'hypothèses qui augmentent les incertitudes. Ces incertitudes peuvent entraîner une erreur dans l'altitude restituée des nuages (plusieurs kilomètres trop bas ou trop haut) et dans l'identification du type de nuage (Mahesh et al., 2004; Holz et al., 2008; di Michele et al., 2013; Mace et Wrenn, 2013). En conséquence, il est difficile de distinguer des tendances temporelles dans l'évolution à long terme des propriétés nuageuses tirées de mesures passives. Des informations similaires restituées depuis les mesures de capteurs actifs sont beaucoup plus stables dans le temps et précises (Winker et al., 2017). Parmi les propriétés nuageuses, la distribution verticale est une des plus sensibles au changement climatique (e.g. Vaillant de Guélis et al., 2018). Des capteurs actifs intégrés à des satellites, comme des lidars spatiaux, permettent d'obtenir une distribution verticale détaillée des nuages (Chepfer et al., 2010). Aujourd'hui, nous disposons de 15 ans d'observations spatiales globales (depuis 2006) par lidar spatial.

Dans cette thèse, dans un premier temps, on documentera les distributions spatiotemporelles des propriétés des nuages opaques et des propriétés dynamique et thermodynamique de l'atmosphère dans les tropiques dérivées de mesures actives et de modèles climatiques, dont les variations incarneraient comment les nuages réagissent au réchauffement climatique. Dans un second temps, on étudiera la tendance de ces propriétés nuageuses opaques dans le futur et on regardera comment les nuages opaques se comporteront lors d'événements climatiques tels que le phénomène El Niño. Nous nous sommes intéressés, dans cette thèse, aux nuages opaques dans la région des Tropiques [30°S-30°N] au-dessus des océans uniquement. Les propriétés nuageuses observées pourront être comparés à celles issues de simulations climatiques, et on pourra alors identifier les modèles dont les prédictions sont les plus proches de la réalité, et contraindre les prédictions climatiques. Un diagnostic nuageux climatique pertinent est une quantité dérivée d'observables spatiales permettant d'identifier des changements dans les nuages provoqués par le forçage anthropique qui sortent de la variabilité naturelle, et permettant de contraindre les prédictions climatiques (Chepfer et al., 2014).

Nous commencerons, dans le chapitre qui suit, par définir le contexte d'étude et les différentes questions scientifiques que l'on se pose. Dans le chapitre 3, nous parlerons des outils et des données utilisées. Sur la base de ces observations et de ces simulations, nous étudierons le lien entre nuages opaques et dynamique atmosphérique dans les tropiques en climat actuel (chapitre 4) et climat futur (chapitre 5). Enfin, dans le chapitre 6, nous documenterons l'évolution mensuelle des propriétés des nuages opaques issues de modèles climatiques (≈100 ans) en utilisant des séries temporelles et des outils statistiques (tendances, écart-type, temps d'émergence) ainsi que l'impact de la variabilité naturelle due à des fluctuations climatiques comme El Niño sur ces tendances issues de mesures lidar spatiales.

2 Les nuages et le climat

Ce chapitre est composé de 2 parties : les nuages (section 2.1) et le climat (section 2.2).

2.1 Les nuages

Dans cette section, nous allons voir comment les nuages d'eau liquide (section 2.1.1.1) et d'eau solide (section 2.1.1.2) se forment. Ensuite, nous parlerons de la classification des différentes espèces de nuages (section 2.1.2). Dans la section 2.1.3, nous regarderons comment les nuages sont observés à l'aide de télédétection spatiale. La section 2.1.4 décrit la circulation atmosphérique tropicale et la distribution géographique des nuages et dans la section 2.1.5, nous regarderons l'impact des nuages sur le bilan radiatif.

2.1.1 Formation des nuages

2.1.1.1 Nuages d'eau liquide

Nucléation. Dans l'atmosphère, les molécules de vapeur d'eau peuvent se rassembler pour former une goutte d'eau liquide : il s'agit du phénomène de nucléation. On distingue 2 types de nucléation : nucléation homogène et nucléation hétérogène. **Nucléation homogène.** La nucléation homogène forme des gouttes d'eau « pure », directement à partir des molécules d'eau. La formation d'une goutte d'eau « pure » requiert des énergies très fortes, qui dépendent notamment de la saturation en vapeur d'eau. L'air doit être sursaturé de 300-400% (il doit y avoir 3 ou 4 fois plus d'humidité qu'à 100% d'humidité relative, Houze, 1993). L'humidité relative doit être supérieure à 400% pour que le taux de formation des gouttelettes soit significatif. Or, dans l'atmosphère, la sursaturation dépasse rarement 1% pour la formation de nuages liquides. La nucléation homogène ne joue donc qu'un rôle minoritaire pour la formation des nuages d'eau liquide. C'est la nucléation hétérogène qui entre principalement en jeu pendant la formation de nuages. **Nucléation hétérogène.** En nucléation hétérogène, les molécules de vapeur d'eau ne vont pas se collecter sur d'autres molécules de vapeur d'eau mais sur la surface de particules d'aérosols. Si la tension de surface entre l'eau et la surface de nucléation est suffisamment faible, le noyau est dit "mouillable" (wettable en anglais) et l'eau peut former une calotte sphérique sur la surface de la particule : on dit que la particule est un noyau de condensation (CCN: Cloud Condensation Nucleus en anglais, Petters and Kreidenweis, 2008).

Condensation, évaporation, précipitations. Une fois formées, les gouttes d'eau en suspension peuvent rétrécir par évaporation, ou continuer à grossir par condensation et par coalescence. Plus une goutte d'eau grandit et plus elle est susceptible de tomber sous forme de précipitations.

2.1.1.2 Nuages d'eau solide

Particules de glace. Lorsque la température est plus froide que ~-38°C, le nuage sera composé uniquement de particules de glace. Entre 0°C et ~-38°C, le nuage sera composé de particules de glace, de gouttelettes d'eau surfondue (eau qui demeure liquide à une température inférieure au point de fusion de la glace) et d'un mélange des deux (phase mixte) (Matus and L'ecuyer, 2017). La formation des particules de glace dans les nuages est un peu plus complexe. **Nucléation homogène.** La nucléation homogène de la glace à partir de la phase liquide est analogue à la nucléation des gouttes à partir de la phase vapeur (Pruppacher et Klett, 1997). **Nucléation**

hétérogène. Il n'y a pas encore de théorie permettant de prévoir de manière rigoureuse la formation des cristaux à partir des aérosols. Néanmoins, on connaît différents processus de nucléation des petits cristaux à partir des aérosols (figure 2.1) :

- Nucléation par déposition : des embryons de cristaux se forment directement en phase glacée à la surface des aérosols.
- Nucléation par immersion : un aérosol présent dans une gouttelette peut favoriser sa congélation à des températures plus chaudes que pour la congélation homogène des gouttelettes.
- Nucléation par condensation : l'aérosol se recouvre d'une pellicule d'eau liquide (formation d'une gouttelette) et la congèle. (même processus que la nucléation par immersion, sauf que la gouttelette est formée directement à température négative)
- Nucléation par contact : une gouttelette surfondue entre en contact avec un aérosol et congèle immédiatement.

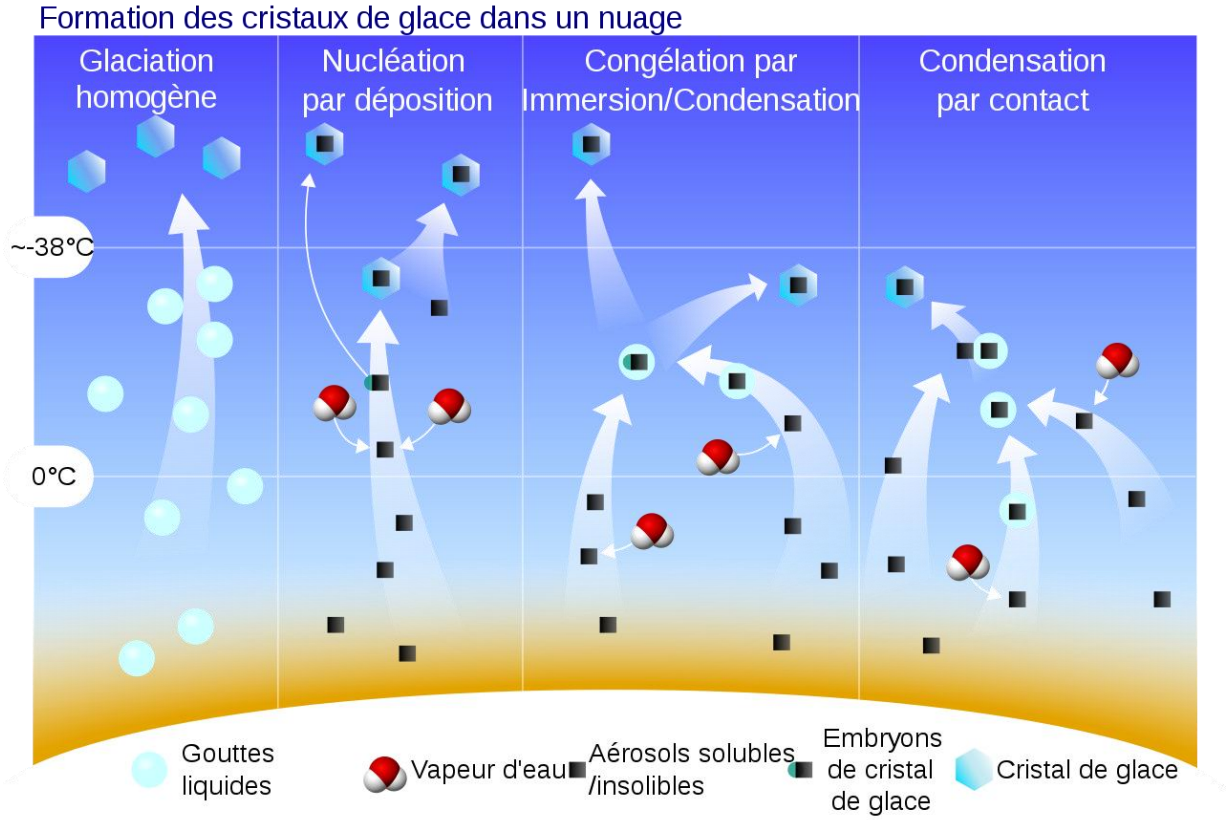

Figure 2.1 : Formation des cristaux de glace dans un nuage. Source : https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Ice_Nucleation_Mechanisms.svg

La principale difficulté pour la formation de cristaux de glaces repose sur le fait que les molécules solides sont disposées dans un réseau cristallin très ordonné. La particule d'aérosol doit présenter une configuration cristallographique similaire à celle de la glace (Figure 2.2) : la particule est appelée noyau de glaciation ou de déposition (ice nuclei en anglais).

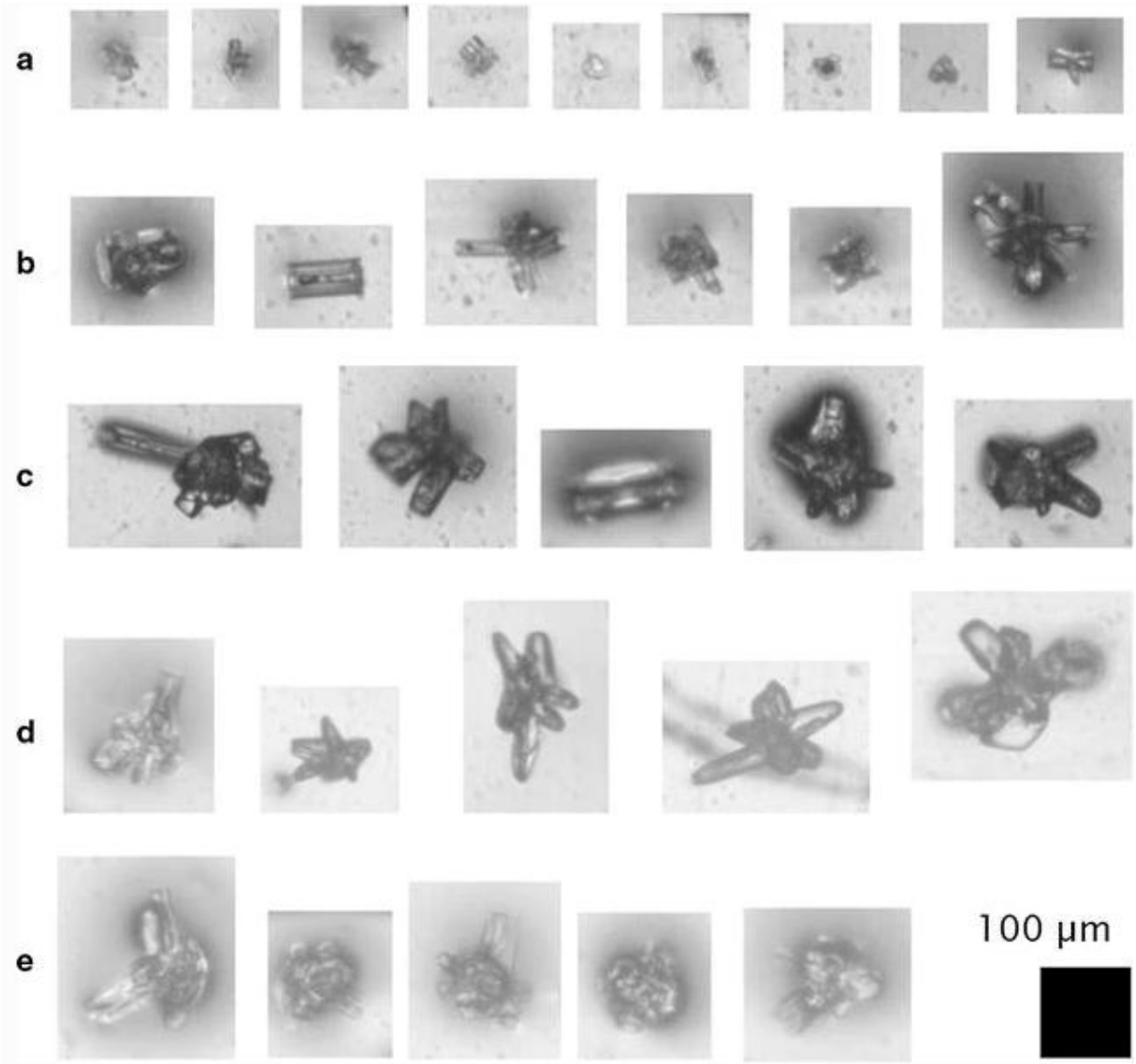

Figure 2.2 : Exemple de particules typiques du nuage de glace. Adapté de Kuhn and Heymsfield, 2016.

Croissance des particules de glace. Une fois formées, les particules de glace continuent à grossir par déposition (la vapeur d'eau se dépose directement sur le noyau de glaciation), ou peuvent rétrécir par sublimation (les particules de glaces vont s'évaporer au contact de l'air ambiant). Elles peuvent aussi grossir par agrégation, c.-à-d. que les particules de glace collectent d'autres particules de glace. Ce grossissement dépend de la température (les surfaces des cristaux de glace deviennent collantes lorsque la température est supérieure à -5°C) et du type de cristal (défini en fonction de sa forme, de la température et du taux d'humidité de l'air). Les particules de glace peuvent aussi grossir en contact avec des gouttes d'eau surfondues, qui vont geler en contact de celles-ci, par givrage (« riming »). Ce processus se produit dans les nuages en phase mixte où les particules de glace et les gouttelettes d'eau coexistent (Erfani and Mitchell, 2017).

Fusion. Enfin, les particules de glace peuvent se changer en eau liquide au contact de l'air ou de l'eau au-dessus de 0°C: c'est la fusion (melting en anglais, Mason, 1955).

2.1.2 Classification des nuages

Différents types de nuages sont observés dans la troposphère. Ils sont classés en 10 grandes types de nuages (Figure 2.3). Chaque type de nuages est lui-même divisé en sous-types de nuages suivant leur taille, leur composition, etc. Chaque type de nuage va jouer un rôle plus ou moins important sur le climat et son évolution via sa capacité précipitante, son impact radiatif (section 2.2.5), ses rétroactions (section 2.3.5), sa généralité et sa distribution géographique. Nous allons étudier dans la section suivante sur les observations des nuages, nécessaires pour documenter toutes ces informations.

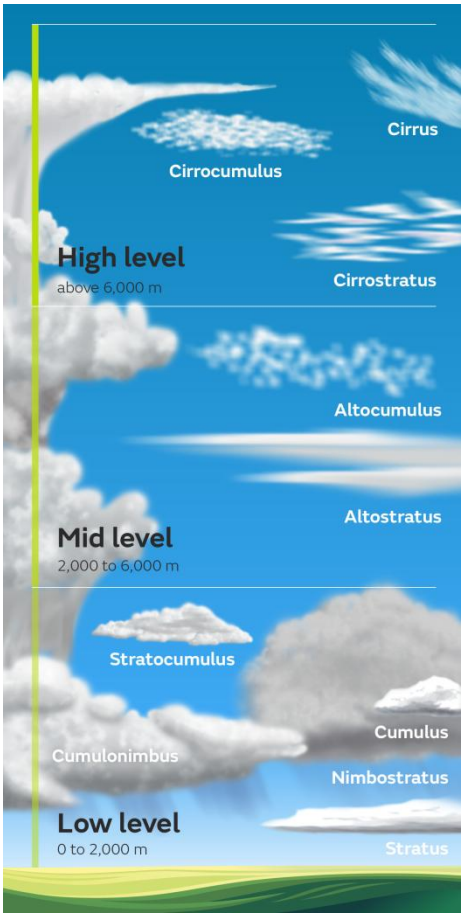

Figure 2.3 : Classification des nuages. Adapté de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (https://public.wmo.int/fr/journée-météorologique-mondiale-2017/classification-des-nuages).

2.1.3 Observations globales des nuages

L'observation spatiale des nuages à l'échelle globale commença à l'aide de capteurs passifs. Parmi les observations satellitaires ayant le plus contribué à la connaissance des nuages à l'échelle globale, on peut citer MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer), un radiomètre spectral embarqué sur les satellites Terra et Aqua (Pagano et Durham, 1993). Les capteurs passifs permettent d'analyser la distribution mondiale des nuages, leurs propriétés et leurs variations interannuelles et saisonnières (Figure 2.4). On peut donc étudier le rôle des nuages dans le climat à partir des données récoltées. Il existe beaucoup de capteurs passifs, chacun avec ses forces et ses faiblesses. Réconcilier les propriétés nuageuses issues de leurs mesures est un travail difficile (Stubenrauch et al., 2013).

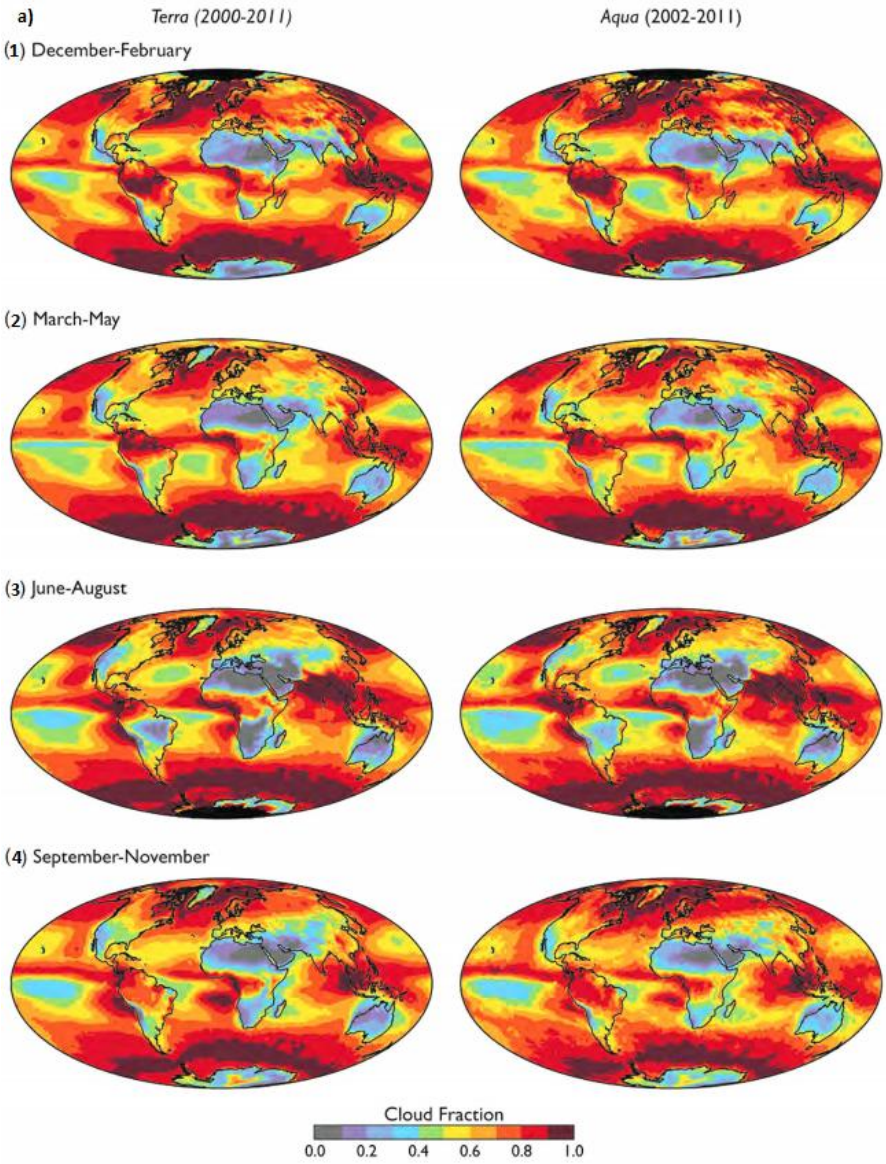

Figure 2.4 : Cartes globales de la fraction nuageuse diurne moyenne saisonnière dérivées des données MODIS, embarqué sur Terra (2000-2011) et sur Aqua (2002-2011) pour (1) décembre-février, (2) mars-mai, (3) juin-août et (4) septembre-novembre. Adaptées de King et al., 2013.

2.1.4 Nuages et dynamique atmosphérique dans les tropiques

L'énergie solaire excédentaire reçue par la Terre (Section 2.1.5) est en partie redistribuée des tropiques vers les pôles grâce à la circulation atmosphérique tropicale, notamment grâce aux cellules de Hadley (Hadley, 1735). Ce sont des circulations atmosphériques composées d'un mouvement ascendant (zones de convection au niveau de l'équateur) et d'un mouvement descendant (zones de subsidence vers ±30° de latitude). Dans les branches ascendantes des cellules de Hadley, l'air se dilate et se refroidit, condensant de la vapeur d'eau, ce qui forme des nuages épais (par exemple de type cumulonimbus) provoquant des précipitations. Les précipitations s'organisent le long de l'équateur. Des zones sèches existent aussi dans la langue froide équatoriale (équivalent à la zone de subsidence du Pacifique Équatorial (PESZ), figure 2.5) ainsi que dans les régions subtropicales, à l'exception des fortes pluies durant les épisodes de mousson sur l'Asie du Sud et de l'Est pendant l'été. Nous verrons plus loin (section 2.2.3) que de nombreuses études montrent que des changements, d'ici la fin du 21e siècle, dans la circulation atmosphérique tropicale vont impacter le

climat mondial dans le futur (par exemple Vecchi et Soden, 2006). Les Tropiques sont le moteur de la circulation atmosphérique globale (Meehl et al., 1987) et il est essentiel de bien maîtriser l'évolution de leur équilibre radiatif et nuageux.

La figure 2.5 représente la fraction nuageuse totale issue d'ISCCP (Bretherton et Hartmann, 2009), un projet international (International Satellite Cloud Climatology Project, Rossow et Schiffer, 1990) étudiant les propriétés des nuages à l'échelle globale et entre autres la façon dont les nuages modifient le bilan radiatif de la Terre (Schiffer et Rossow, 1983). Ce projet est issu du programme de recherche sur le climat mondial (the World Climate Research Program, WCRP en anglais).

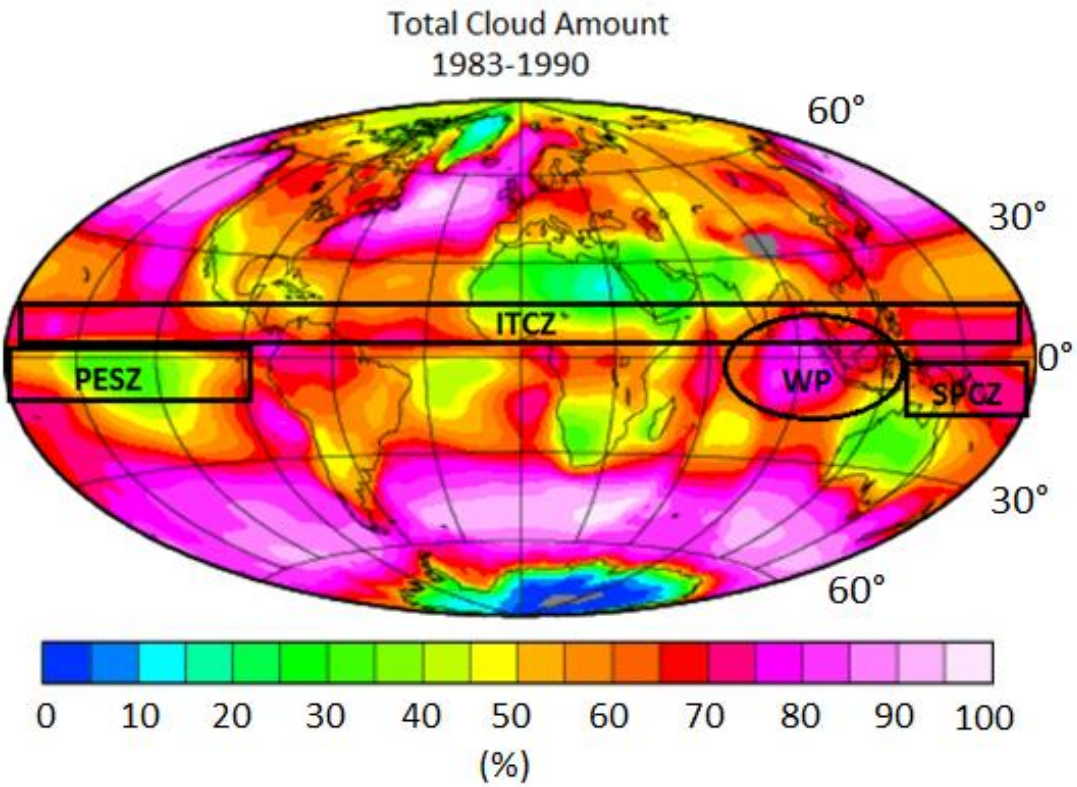

Figure 2.5 : Carte de la fraction nuageuse totale (%) globale issue d'ISCCP. Adapté de Bretherton et Hartmann, 2009.

On y reconnait des régions où les nuages jouent un rôle clé par leur influence sur le climat dans les Tropiques :

- l'ITCZ (InterTropical Convergence Zone) : située vers 5°N en moyenne sur une année, cette région correspond à la branche ascendante de la cellule de Hadley. C'est une zone de convergence tropicale où la couverture des nuages est élevée notamment pour la formation de cumulonimbus et de précipitations.
- la Warm pool : située entre l'Océan Indien Est et l'Océan Pacifique Ouest, c'est la région où la température de surface de l'océan est la plus élevée (>28°C). La convection y est particulièrement importante (e.g. Raymond, 1995; Houze et al., 2000) et on y trouve une forte couverture nuageuse (>70%, figure 2.5). Cette région joue un rôle clé dans la dynamique de l'ENSO (El Nino-Southern Oscillation, e.g. Picaut et al., 1997) qui sera discutée au Chapitre 6.
- la SPCZ (South Pacific Convergence Zone) : démarrant à l'ouest de l'océan Pacifique équatorial, proche de la warm pool, et orientée diagonalement vers le sud-est en direction

de la Polynésie française (e.g. Widlansky et al., 2012), il s'agit de la bande de pluie la plus grande et la plus persistante de l'hémisphère sud.

- la PESZ (Pacific Equatorial Subsidence Zone) : située entre l'ITCZ et la SCPZ, cette région correspond à la branche descendante de la cellule de Hadley. On y trouve de nombreux stratocumulus maritimes à l'ouest de l'Amérique du Sud car la température de l'océan y est relativement plus froide en raison de remontées d'eaux dans ces zones, ce qui favorise une forte stabilité dans la basse troposphère et l'apparition de nuages au sommet de la couche limite (e.g. Klein and Hartmann, 1993 ; Bretherton et al., 2004; Wood, 2012). On y trouve aussi des cumulus peu profonds au-dessus des eaux plus chaudes à mesure que l'on s'éloigne des côtes le long des alizés (Siebesma, 1998; Vial et al., 2017).
- l'Océan Austral (Southern Ocean) : situé entre 60°S et l'Antarctique, les vents d'ouest les plus forts de la Terre soufflent sur l'Océan Austral avec des systèmes dépressionnaires se propageant d'ouest en est autour de l'Antarctique (Young et al., 2020). La couverture nuageuse y est très importante et permanente. Les nuages dans l'Océan Austral sont importants pour le climat, régulant à la fois l'apport énergétique local et interagissant avec la circulation océanique profonde (Trenberth et Fasullo, 2010; Gettelman et al., 2020).

Dans les Tropiques, trois de ces régions sont dominées par la convection (ITCZ, warm pool, SPCZ), et une par la subsidence (PESZ).

2.1.5 Impact des nuages sur le bilan radiatif

Pour que la température de notre planète reste stable, la Terre doit absorber autant d'énergie qu'elle n'en émet vers l'espace. La Terre absorbe de l'énergie sous forme de rayonnement solaire, pour la plupart dans les courtes longueurs d'onde (λ) visibles (SW: Short Wave en anglais, λ<4µm, en jaune dans la figure 2.6). Elle réémet l'énergie vers l'espace sous forme de rayonnement tellurique de plus grandes longueurs d'onde (LW: Long Wave en anglais, λ>4µm, en rouge dans la figure 2.6). Le bilan radiatif de notre planète est égal à la différence entre le rayonnement solaire absorbé et le rayonnement infrarouge thermique émis vers l'espace. Il est essentiel de quantifier correctement le bilan radiatif de la Terre et notamment d'étudier son comportement dans le futur dans le contexte d'un climat réchauffant (Ramanathan, 1987).

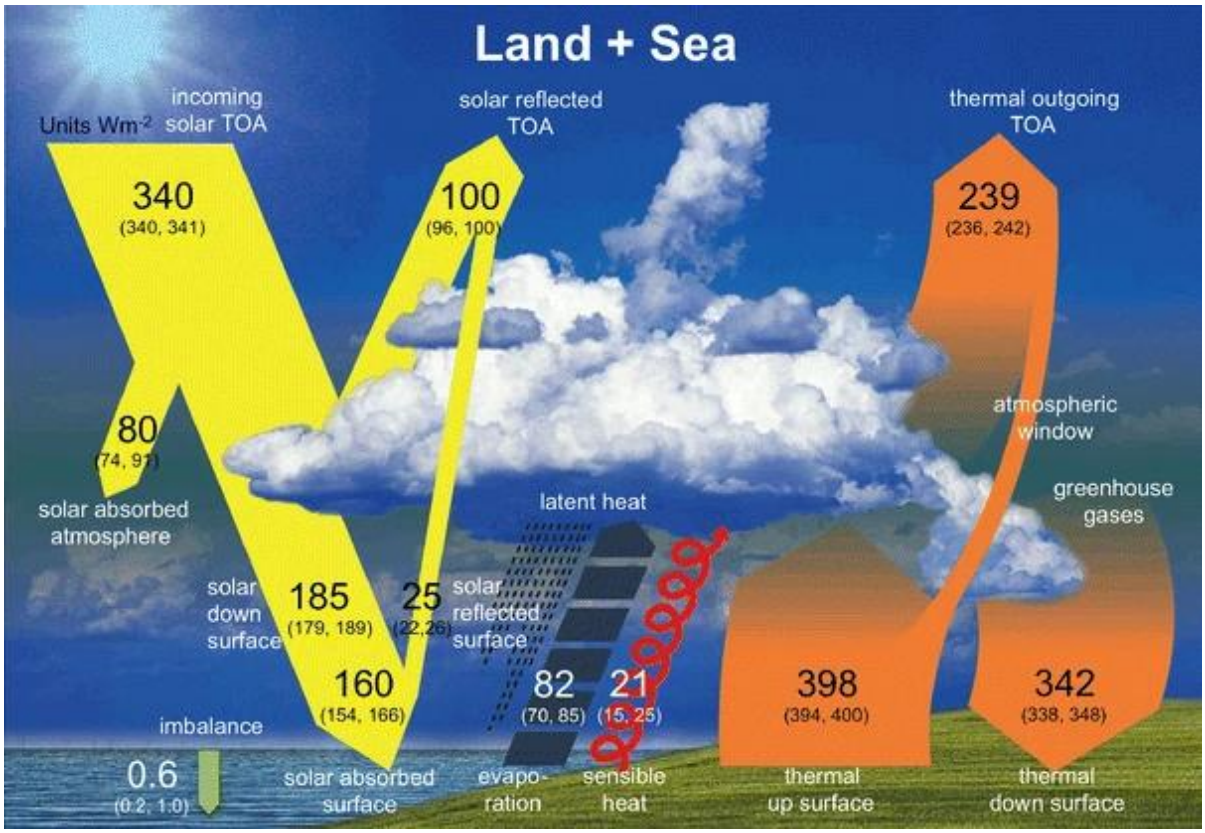

Figure 2.6 : Schéma du bilan radiatif de la Terre. Le rayonnement solaire est représenté en jaune et le rayonnement infrarouge en rouge. (Source : IPCC, 2021)

Les nuages jouent un rôle primordial dans le bilan radiatif de la Terre au sommet de l'atmosphère (Top Of the Atmosphere ou TOA) et donc dans l'équilibre radiatif de la Terre à la surface par flux de chaleur latente et sensible (Ramanathan et al., 1989; Harrison et al., 1990; Wielicki et al., 1995). En effet, les nuages réfléchissent directement vers l'espace une partie du rayonnement solaire (effet parasol) et absorbent une partie du rayonnement infrarouge (effet de serre). Il est donc important de pouvoir quantifier l'effet des nuages sur le bilan radiatif de la Terre. On le quantifie par le Cloud Radiative Effet (CRE, Hartmann et al. 1992; Loeb et al. 2009; Henderson et al., 2013) au TOA. Il est défini comme :

$$CRE = (F\uparrow - F\downarrow)_{clearsky} - (F\uparrow - F\downarrow)_{allsky} = F^{net}_{clearsky} - F_{allsky}{}^{net} \quad \textbf{(2.1)}$$

Où $$F^{net} = F_{\uparrow} - F_{\downarrow} \quad \textbf{(2.2)}$$

Avec $F_{\uparrow}$ et $F_{\downarrow}$ respectivement les flux montant (upward en anglais) et descendant (downward en anglais). On fait donc la différence entre la densité de flux radiatif net théorique qui serait observée s'il n'y avait pas de nuages dans le ciel (Clear-sky) et la densité de flux radiatif net réellement observée (Allsky). On décompose le CRE en ses 2 contributions : CRE SW (visible) et CRE LW (infrarouge).

$$CREnet = CRELW + CRESW \quad \textbf{(2.3)}$$

CRE SW. On définit le CRE visible ou SW comme :

$$CRESW = (F\uparrow - F\downarrow)_{clearsky,SW} - (F\uparrow - F\downarrow)_{allsky,SW} \quad \textbf{(2.4)}$$

Dans le visible, les nuages ont généralement un effet refroidissant car ils renvoient vers l'espace une partie du rayonnement solaire incident qui sinon aurait été absorbé par la Terre (effet parasol). La présence de nuage augmente le flux allsky SW montant ($F\uparrow_{allsky}$), baisse le flux allsky SW descendant ($F\downarrow_{allsky}$) : le flux net SW augmente. Les nuages via leur effet visible contribuent à refroidir le système climatique planétaire, ce qui va mener à un CRE SW négatif. **Propriétés nuageuses pilotant le CRE SW.** L'altitude, la couverture et l'épaisseur optique des nuages vont jouer un rôle dans le CRE SW. Le CRE SW est directement proportionnel à l'épaisseur optique du nuage (Yokohata et al., 2005; Taylor et al., 2007, Dupont et al. 2008), ainsi les nuages optiquement fins contribuent moins au CRE SW que les nuages opaques (Guzman et al., 2017). Au fur et à mesure que la couverture des nuages opaque augmente, leur effet d'albédo augmente et le CRE SW devient de plus en plus négatif. Parmi les nuages opaques qui ont un impact significatif sur le CRE SW, on trouve les nuages convectifs tropicaux, les stratus réfléchissants de basse altitude et les stratocumulus au-dessus des océans subtropicaux à moyenne latitude (figure 2.5).

CRE LW. On définit le CRE infrarouge ou LW comme :

$$CRELW = (F\uparrow - F\downarrow)_{clearsky,LW} - (F\uparrow - F\downarrow)_{allsky,LW} \quad \textbf{(2.5)}$$

Dans l'infrarouge, les nuages ont un effet principalement réchauffant car ils absorbent le rayonnement émis par la Terre et le réémettent vers la surface et l'espace à des températures généralement plus froides, laissant ainsi s'échapper moins de flux vers l'espace (effet de serre). Comme le Soleil émet très peu de rayonnement infrarouge, on fait l'hypothèse qu'on peut négliger le flux descendant LW ($F\downarrow$) au sommet de l'atmosphère, et on peut réécrire l'équation (4) avec seulement le rayonnement infrarouge sortant au TOA (OLR : Outgoing Longwave Radiation, équivalent au flux montant LW ($F\uparrow$)):

$$CRELW = OLR_{clearsky} - OLR_{allsky} \quad \textbf{(2.6)}$$

Les nuages diminuent l'OLR_{allsky} ce qui signifie que le CRE LW est positif, et que les nuages via leur effet infrarouge contribuent à réchauffer le système climatique planétaire. **Propriétés nuageuses pilotant le CRE LW.** L'altitude et l'épaisseur optique des nuages vont jouer un rôle sur le CRE LW. Plus le sommet d'un nuage est haut, plus il est froid, plus sa différence de température avec la surface sera grande, et plus l'OLR_{allsky} sera différent de l'$OLR_{clearsky}$ puisque les nuages vont laisser échapper moins de flux vers l'espace. Plus un nuage est haut, et plus son impact radiatif LW réchauffant sera important. Parmi les nuages qui ont un impact significatif sur le CRE LW, on trouve les nuages convectifs tropicaux, qui sont hauts et donc froids, au niveau de l'ITCZ, la SPCZ et la Warm Pool (figure 2.5). On peut aussi mentionner les nuages hauts épais aux tropiques et dont le CRE LW est du même ordre de grandeur que le CRE SW. Ils font partie des rares nuages qui peuvent avoir un effet net réchauffant.

Parmi les nuages, les nuages opaques apportent la plus grande contribution au CRE LW au TOA : lorsque la couverture nuageuse opaque est grande, le CRE LW est grand (Vaillant de Guélis et al., 2017a). À l'échelle mondiale, Vaillant de Guélis et al. (2017b) ont montré que les nuages opaque contribuent à 82% et les nuages fins à 18% du CRE LW moyen observé. Vaillant de Guélis et al. (2018) ont montré que les changements d'altitude et de couverture de nuages opaques sont les principaux moteurs du changement de CRE dans les tropiques sur des échelles de temps courtes.

	Impact radiatif	Propriétés des nuages associées
CRE SW < 0	refroidissant	Opacité, Couverture
CRE LW > 0	réchauffant	Opacité, Altitude, Couverture

Tableau 1 : Résumé de l'impact radiatif du CRE LW et SW ainsi que des propriétés des nuages associés.

Le CRE n'étant pas une grandeur qui se mesure directement, on détermine le CRE au TOA grâce à des mesures de flux issues de radiomètres satellitaires comme ERBE (Earth Radiation Budget Experiment, Ramanathan et al., 1989), l'expérience du Nimbus-7 ERB (Ardanuy et al. 1991; Sohn et Smith, 1992), GERB (Geostationary Earth Radiation Budget, Harries et al., 2005), CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System; Wielicki et al., 1996; Loeb et al., 2009) et ScaRaB (Scanner for Radiation Budget, Roca et al., 2015).

Les données CERES (Figure 2.7) montrent que les nuages ont un effet refroidissant sur la planète (CRE net moyen = -17.9 W/m², Fig. 2.7.c) avec un CRE SW moyen de -45.8 W/m² (Figure 2.7.a) et un CRE LW moyen de +27.9 W/m² (Fig. 2.7.b). Les exceptions sont les surfaces très réfléchissantes (glacées comme Groenland ou Antarctique) : en ces régions la présence des nuages ne change rien dans le SW car ils réfléchissent autant que la surface, et leur effet LW (réchauffant) est au final le seul qui joue un rôle (Gallagher et al., 2020).

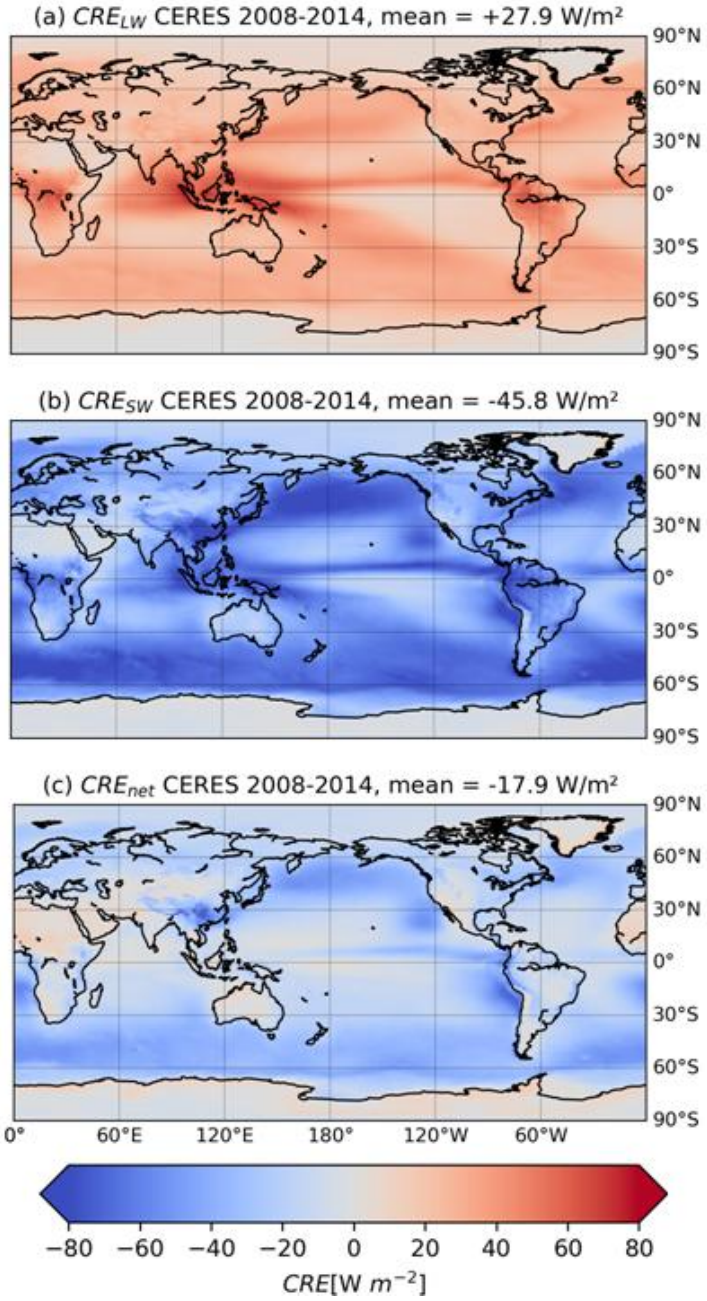

Figure 2.7 : Cartes de Cloud Radiative Effect (CRE) (a) LW, (b) SW, (c) Net moyennés sur la période 2008-2014 à partir des données CERES-EBAF version 4.1 (Loeb et al., 2009).

Comme on l'a vu dans la section 2.2.2, il existe de nombreux types de nuages (figure 2.3). Chaque nuage se forme de façon différente, dans des conditions particulières et a un effet sur le bilan radiatif particulier. Parmi les nuages importants pour le climat, on peut identifier les suivants selon les latitudes :

- Dans les tropiques, les nuages bas formés en journée dans les régions de subsidence (shallow cumulus) impactent le CRE net principalement par leur effet d'albédo (comme ils sont très proches de la surface, leur température est proche de celle de la surface et ils ne peuvent pas avoir un fort effet de serre) et donc refroidissent beaucoup. Les nuages hauts de type cirrus (semi-transparent), fréquents autour des régions de convection, ont un faible albédo et refroidissent peu. Par contre, comme ils sont élevés, leur effet de serre est relativement

important, et devient équivalent à leur effet refroidissant (zone rouge sur la figure 2.7.c au niveau de la PESZ).

- Aux latitudes moyennes (Europe ou océan austral), il y a de nombreux stratocumulus. Ils sont formés la nuit au-dessus des océans, par refroidissement adiabatique, et jouent sur l'effet de serre (il n'y a pas de soleil la nuit, zone bleue dans le Pacifique Nord entre 30°N et 60°N sur la figure 2.7.c).

- Aux pôles, il y a peu de nuages puisque l'air est très sec : ils ont donc un très faible effet d'albédo (zones blanches aux pôles sur la figure 2.7.b).

Comprendre comment les modèles prédisent l'évolution de la distribution verticale des nuages dans le futur a des implications sur la façon dont les modèles prédisent que le CRE au TOA évoluera à l'avenir (voir par exemple Bony et al., 2006; Soden et Held 2006; Soden et al., 2008; Boucher et al., 2013). Il est donc primordial de quantifier l'évolution des propriétés nuageuses dans le futur pour pouvoir mieux comprendre et contraindre l'effet des nuages dans un climat réchauffant.

2.2 Les nuages dans un climat en évolution

Le climat terrestre actuel change. Ce changement a un impact sur la température de surface de la Terre ainsi que sur d'autres facteurs tels que la population mondiale et les écosystèmes (chapitre 1). Nous allons voir, dans la suite de ce chapitre, les différentes origines du réchauffement climatique (section 2.2.2). Nous parlerons de la façon dont nous pouvons prévoir ce changement à l'aide de modèles climatiques ainsi que l'impact de ce changement climatique dans le monde (section 2.2.3) et plus précisément dans la région des tropiques (section 2.2.4). Enfin, nous expliquerons ce qu'est une rétroaction climatique et plus précisément une rétroaction nuageuse climatique (section 2.2.5).

2.2.1 Les forçages climatiques

Perturber l'équilibre énergétique de la Terre engendre un changement du bilan radiatif terrestre et une redistribution spatiotemporelle des températures qui font que le climat mondial change. De telles perturbations constituent des forçages, naturels ou anthropiques. Parmi les forçages naturels, les plus importants sont :

- **Le forçage solaire**, qui provient principalement :
  - des **variations astronomiques de l'orbite terrestre** : l'orbite de la Terre autour du soleil oscille et l'inclinaison de son axe varie, ce qui peut changer la quantité d'énergie que la Terre reçoit du Soleil. Ces variations sont dues à trois facteurs fondamentaux (Figure 2.8):
    - *l'excentricité* : à mesure que la trajectoire de la Terre subit une déformation en ellipse périodique, la distance Terre-Soleil oscille selon un cycle dont la période est de 100 000 à 413.000 ans
    - *l'obliquité* : l'axe de rotation de la Terre n'est pas perpendiculaire au plan d'orbite terrestre, période de 41.000 ans
    - *la précession* : la Terre subit un mouvement giratoire avec des périodes de 23.000 à 19.000 ans.
  - de la **variation de l'activité solaire** dans le temps : l'énergie qu'envoie le Soleil sur la Terre varie (cycle solaire de 11 ans, Domingos et al., 2017).

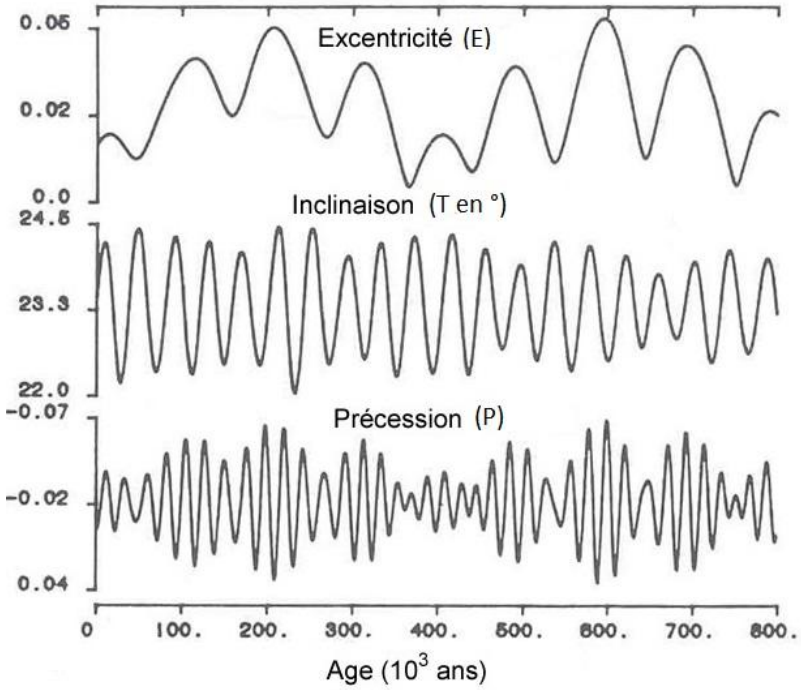

Figure 2.8 : Cycles de Milankovitch. Adapté de Crowley et North, 1991.

- **le forçage volcanique**, qui résulte de l'émission dans l'atmosphère, durant les éruptions volcaniques, d'importantes quantités de poussières et de gaz qui contribuent à rendre l'atmosphère moins transparente au rayonnement solaire. Après l'éruption du Pinatubo, un volcan dans les Philippines, en 1991, la température moyenne globale de la Terre a diminué d'un peu plus de 0,4 °C jusqu'à atteindre ~-0.7°C à la moitié de 1992 (Figure 2.9).

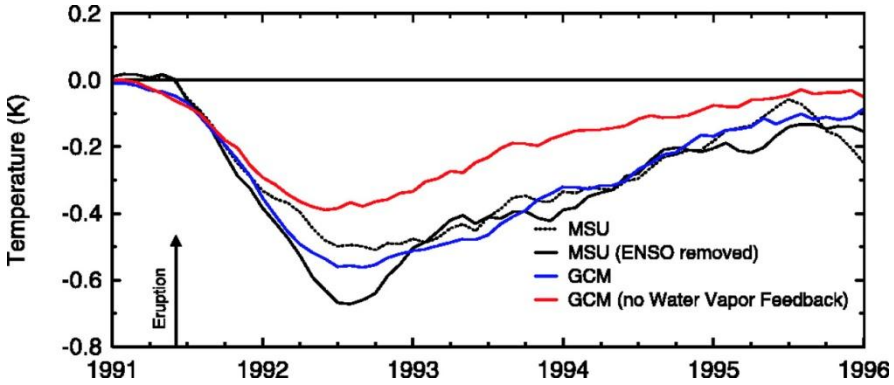

Figure 2.9 : Evolution de l'anomalie de la température moyenne mondiale (90°N–90°S) de la basse troposphère observée par satellite (noir) et prévus pour un GCM standard (bleu) et un GCM sans rétroaction de vapeur d'eau (rouge). Adapté de Soden et al., 2002.

Les forçages anthropiques décrivent les perturbations du système climatique terrestre engendrées par l'activité humaine. Parmi ces forçages, un des plus importants est la concentration en gaz à effet de serre (GES) tel que le CO_2. En 2015, 40 Gt par an de CO_2 sont émis. Les scénarios SSP3-7.0 et SSP5-8.5 prédisent une augmentation de ces émissions de CO_2 au-delà des 80 Gt/an.

Ces 2 scénarios prédisent une augmentation d'autres GES comme le méthane (CH_4) et le protoxyde d'azote (N_2O) et ont donc un impact sur le réchauffement climatique. En revanche, seul les émissions de dioxyde de souffre (SO_2) sont prédis à la baisse (figure 2.10).

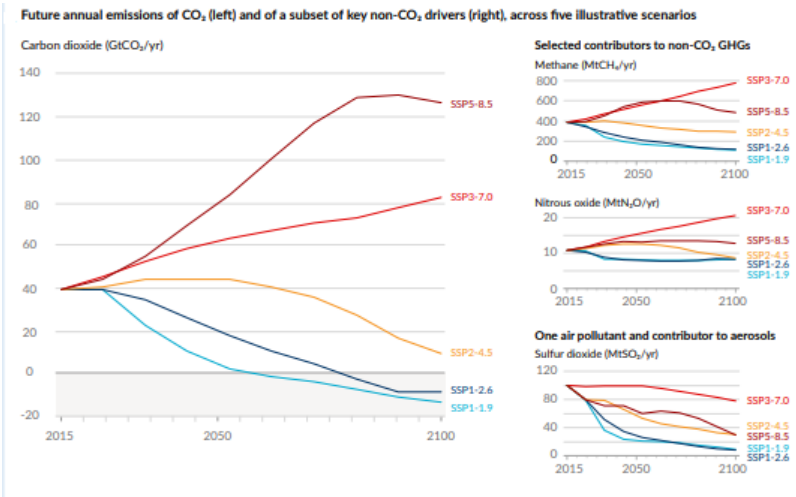

Figure 2.10 : Évolution des émissions de CO_2 (à gauche), de CH_4 (en haut à droite), de N_20 (au milieu à droite) et de SO_2 (en bas à droite) en Giga tonnes par an (Gt/yr) entre 2015 et 2100. La courbe cyan représente le scénario SSP1-1.9, la courbe bleue le SSP1-2.6, la courbe jaune le SSP2-4.5, la courbe rouge claire le SSP3-7.0 et la courbe rouge foncée le SSP5-8.5. (Source: IPCC, 2021)

Les émissions de GES ne sont pas les seuls forçages anthropiques. Les émissions d'aérosols perturbent également le bilan radiatif en refroidissant ou en réchauffant la planète (Carslaw et al., 2010 ; Raes et al., 2010 ; Myrhe et al., 2013). Les modifications de l'utilisation des sols (cultures, pâtures, déforestation) contribuent eux aussi à la modification du bilan radiatif terrestre et constituent d'autres forçages anthropiques (Pongratz et al., 2009).

Les émissions de CO_2 sont prédis à la hausse d'ici la fin du 21e siècle (figure 2.10). Cette augmentation de CO_2 va donc influencer l'évolution des températures de la surface et de l'atmosphère de la Terre, avec des conséquences graves pour la vie qui s'y trouve.

2.2.2 Les prédictions climatiques

Pour quantifier de combien exactement la température va augmenter, et comprendre comment le climat terrestre va évoluer, on utilise des modèles climatiques couplés (GCMs : General Circulation Models en Anglais, Washington et Parkinson, 1986; Randall et al., 2019). Ces modèles représentent la circulation générale atmosphérique à des résolutions spatiales assez grossières. De nombreux processus physiques, tels que ceux liés aux nuages, se produisent à des échelles spatiales plus petites et ne peuvent pas être modélisés explicitement. Pour combler ce déficit, on doit représenter ces processus physiques liés aux nuages, sur une plus grande échelle : c'est la paramétrisation. Il s'agit d'une source d'incertitude dans les simulations du climat futur basées sur les GCMs (Visale et al., 2003).

En 2013, le 5e rapport du GIEC (IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change en anglais, IPCC, 2014) a présenté un ensemble de scénarios axés sur le niveau de GES dans l'atmosphère à la fin du 21e siècle. Ces scénarios sont appelés RCP (Representative Concentration Pathways). Chaque scénario RCP indique le forçage climatique, exprimé en W/m², qui résulterait du forçage par les GES dans l'atmosphère en 2100 : RCP2.6, 4.5, 6 et 8.5. Dans cette thèse, nous considèrerons le scénario RCP8.5, le plus pessimiste (Riahi et al., 2011). Le 6e rapport du GIEC (IPCC, 2021), récemment publié, utilise les scénarios SSP (Shared Socioeconomic Pathways). Ils démarrent en 2015 et incluent des scénarios avec des émissions de GES élevées (SSP5-8.5 et SSP3-7.0), intermédiaires (SSP2-4.5) et faibles (SSP1-2.6 et SSP1-1.9). Dans les noms des scénarios SSPs, le premier chiffre fait référence à la

trajectoire socio-économique partagée supposée (SSP**5**-8.5) et le second fait référence au forçage radiatif effectif global (ERF) approximatif en 2100 (SSP5-**8.5**). Nous ne les utiliserons pas ici. Ces scénarios sont utilisés dans le projet d'intercomparaison des modèles couplés (CMIP pour Coupled Model Intercomparison Project) du programme mondial de recherche sur le climat (WCRP pour World Climate Research Program). Ce projet vise à harmoniser les simulations climatiques des différents laboratoires de recherches dans le monde, dans un cadre clairement défini, afin de mieux estimer et comprendre les différences entre les modèles climatiques. Dans cette thèse, nous considèrerons la 5e phase de CMIP (CMIP5, Taylor et al., 2012) et la 6e phase de CMIP (CMIP6, Eyring et al, 2016).

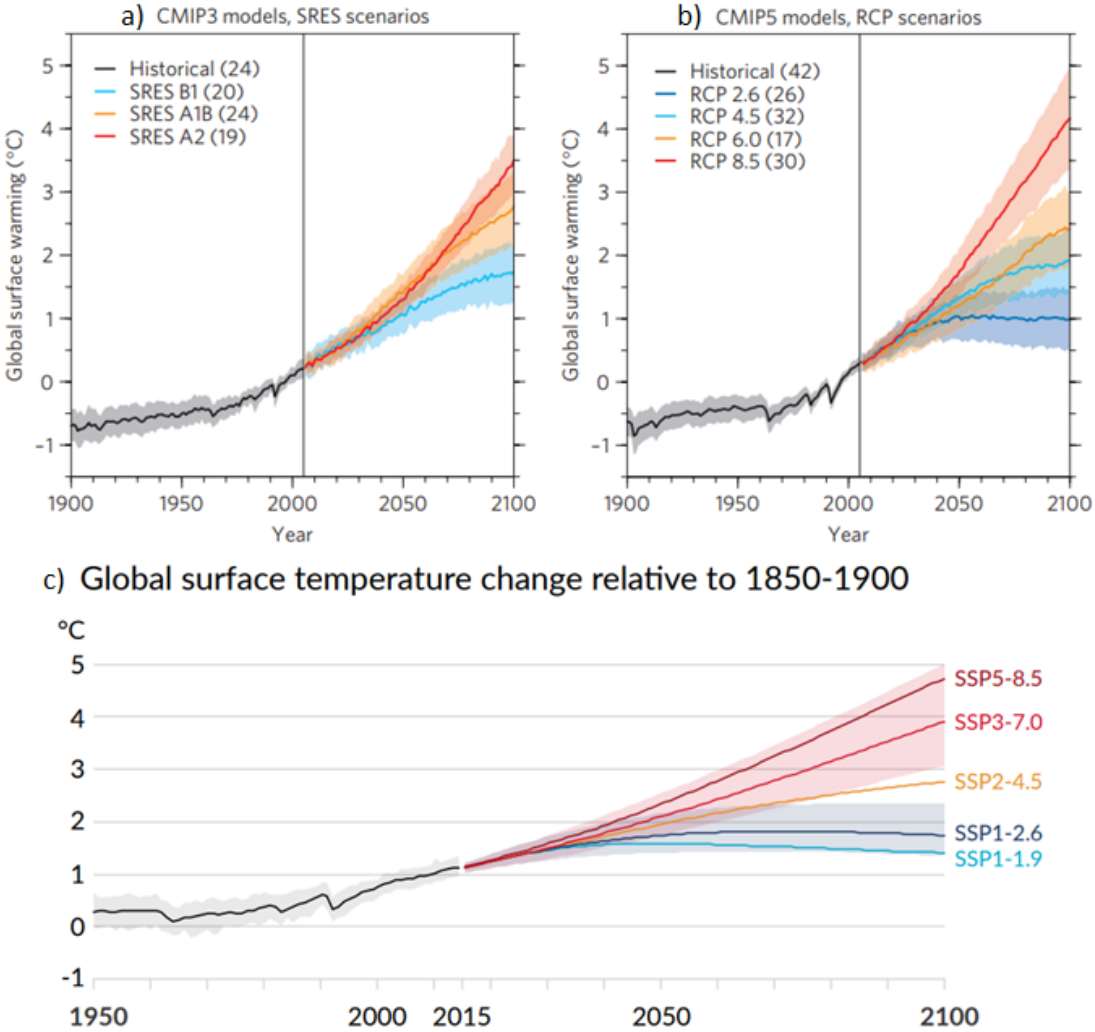

Figure 2.11 : Changement de température de surface (moyennes globales en trait plein et écarts-types en ombre) entre 1900 et 2100 pour les scénarios SRES exécutés par (a) CMIP3, (b) les scénarios RCP exécutés par CMIP5 et (c) entre 1950 et 2100 les scénarios SSP exécutés par CMIP6. Le nombre de modèles est indiqué entre parenthèses. Adapté de Knutti et Sedláček, 2013 et de l'AR6.

Les modèles climatiques prédisent que le forçage anthropique, via l'augmentation des concentrations de GES, va mener à l'augmentation de la température globale moyenne (figure 2.11), qui va influer sur le climat mondial. Par exemple, les précipitations vont augmenter dans les régions humides tandis qu'elles vont diminuer dans les régions sèches : "Dry gets drier, wet gets wetter" (Hu et al., 2018). D'ici 2100, le niveau de la mer va continuer à augmenter (Rahmstorf, 2010; Cahoon et Guntenspergen, 2010, Sweet et al., 2017) (figure 2.12, entre +0.5 à +1 m pour les simulations les plus

pessimistes). Dans les régions polaires, la couverture de la banquise arctique et son épaisseur baissent depuis 1992 (Figure 2.12.b) et continueront à baisser dans l'avenir (Walsh, 2013). Ceci aura notamment de fortes conséquences sur les écosystèmes naturels, les sociétés humaines et sur les activités humaines des zones côtières. Il est donc crucial de pouvoir prédire comment le climat mondial va évoluer dans le futur, en particulier aux tropiques, qui est le moteur de la circulation atmosphérique globale (section 2.1.4).

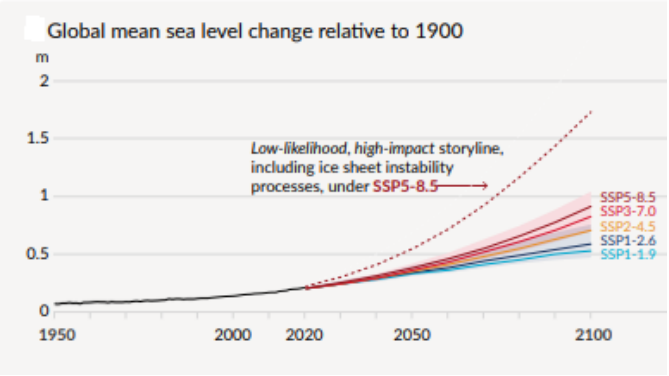

Figure 2.12 : a) Élévation moyenne du niveau de la mer entre 1900 et 2100. b) Étendue de la banquise de l'hémisphère nord et c) de la banquise de l'hémisphère sud en février à partir des observations (vert) et des modèles. Source : GIEC 2013.

2.2.3 Le changement climatique dans les Tropiques

Dans les régions tropicales, les GCMs prévoient un affaiblissement de la circulation atmosphérique tropicale (Kjellsson 2015), plus spécifiquement un ralentissement des circulations de Hadley et Walker (section 2.3.4) (Vecchi et Soden, 2006; Lu et al., 2007; Birner, 2010; Davis et Rosenlof, 2012). Les cellules de Hadley sont maintenues par convection, et de nombreuses études prédisent que dans un climat de réchauffement, la convection s'affaiblira en raison des changements dans 1) le cycle hydrologique atmosphérique (Held et Soden, 2006) ou 2) le refroidissement radiatif dans la haute atmosphère (Bony et al., 2013). Chou et al. (2009) ont montré que la convection s'affaiblirait le long des bords des régions convectives en raison de l'advection de l'air sec des régions de subsidence vers les régions convectives : le mécanisme «upped-ante». Ma et al. (2012) ont suggéré qu'un réchauffement des régions de subsidence pourrait renforcer la fréquence de l'ascendance dans les régions dominées actuellement par la subsidence. La formation et la distribution des nuages dans les tropiques, qui sont en grande partie déterminées par les mouvements verticaux, seront affectées par ces changements (e.g. Cess et al., 1989; Stephens, 2005; Zelinka et Hartmann, 2011; Su et al., 2014).

Il est essentiel de mieux comprendre comment les nuages tropicaux évolueront dans un climat en évolution comme expliqué dans la section 1.

2.2.4 Les rétroactions nuageuses sur le climat

L'augmentation de la température de surface de la Terre prévue par un GCM à la suite d'un doublement de la concentration de CO_2 en 2100 est appelée sensibilité climatique (ECS: Equilibrium Climate Sensibility, en K). Pour les modèles climatiques participant à CMIP5 (5ème expérience CMIP), la sensibilité climatique varie entre 2.1 à 4.7 K (Andrews et al., 2012; Flato et al., 2014). Pour les modèles participant à CMIP6, la moyenne multimodèle et la variance intermodèle de l'ECS ont augmenté considérablement par rapport à CMIP5 (+3.7°C par rapport à +3.2°C, Zelinka et al., 2020).

Mais grâce à l'AR6, la plage très probable de sensibilité climatique à l'équilibre se situe entre 2 °C et 5 °C dû à un changement de méthode de calcul dans les calculs de l'ECS. La meilleure estimation évaluée est de 3 °C avec une plage probable de 2,5 °C à 4 °C, contre 1,5 °C à 4,5 °C dans le rapport précédent de 2013.

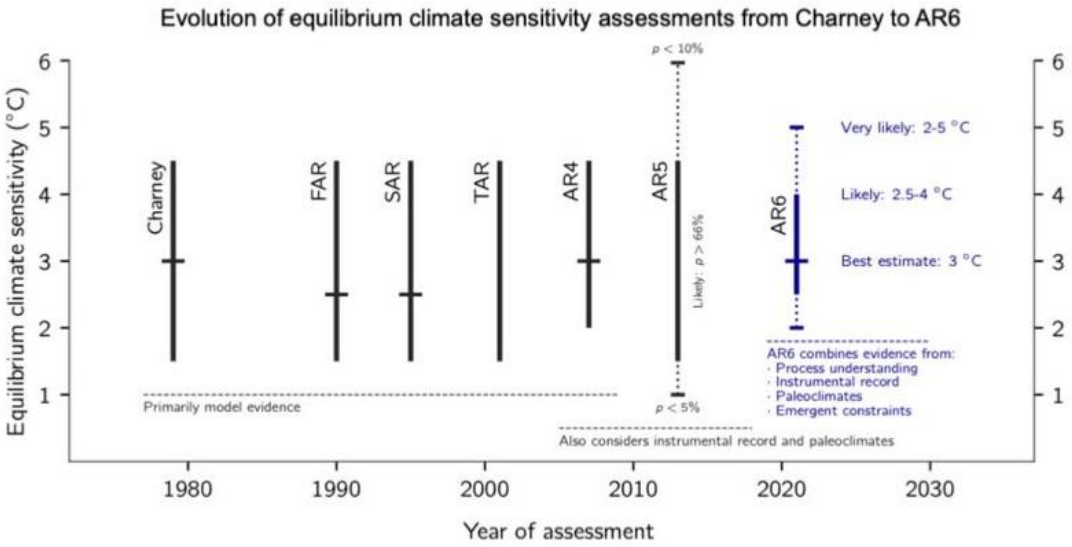

Figure 2.13 : Evolution de l'évaluation de la sensibilité climatique depuis Charney jusqu'à l'AR6. Adapté de l'IPCC, 2021.

L'incertitude sur l'ECS résulte principalement des différences entre les processus tels qu'ils sont représentés dans les modèles climatiques qui amplifient ou atténuent la réponse du système climatique au forçage externe (Zelinka et al., 2020). Ces processus sont appelés rétroactions climatiques (climate feedbacks en anglais, Hansen et al. 1984). Une rétroaction qui augmente un réchauffement initial est « positive », comme la rétroaction liée à l'albédo des surfaces enneigées (les continents se réchauffent en raison d'une réduction de la couverture de la neige et donc de la surface d'albédo ce qui va augmenter l'énergie absorbée par la surface, voir par exemple Qu et Hall, 2006; Thackeray et al., 2018) ou la rétroaction liée à l'altitude des nuages (lorsque les nuages s'élèvent, de manière à rester à température constante, leurs émissions dans l'espace n'augmentent pas en accord avec l'émission des régions de ciel clair, empêchant le refroidissement radiatif de la planète sous l'effet du réchauffement climatique, voir par exemple Cess et al., 1996 ; Ceppi et al., 2017). Une rétroaction qui réduit un réchauffement initial est « négative », comme celle liée à la circulation thermohaline : l'augmentation de la circulation thermohaline permettrait d'augmenter l'apport d'eau douce dans les pôles et d'améliorer la formation de glace de mer, ce qui augmenterait l'albédo de surface et diminuerait le réchauffement (voir par exemple Driscoll et Haug, 1998; Stallinga et Khmelinskii, 2017).

De nombreux modèles climatiques prédisent que le réchauffement climatique aura un impact majeur sur les propriétés des nuages (par exemple, Ramanathan et al., 1989; Webb et al., 2006; Vial et al., 2013; Vaillant de Guélis et al., 2018; Zelinka et al., 2020), y compris sur leur répartition géographique et verticale. Les rétroactions climatiques des nuages sont aujourd'hui la principale source d'incertitude dans les prédictions climatiques (eg Vial et al., 2013; Webb et al., 2013; Caldwell et al., 2016; Ceppi et al., 2017, Zelinka et al.2020). Un des objectifs prioritaires pour nous, scientifiques, est donc de réduire l'incertitude des rétroactions nuageuses dans les modèles climatiques. Zelinka et al., 2020 ont montré que l'ECS est plus forte dans CMIP6 par rapport à CMIP5 :

ceci est principalement dû à des rétroactions nuageuses positives plus fortes dans CMIP6, provenant de la diminution de la couverture nuageuse extratropicale et de l'albédo de surface. D'autres études suggèrent que les rétroactions nuageuses des modèles CMIP6 à fort ECS sont peu crédibles car ils ne sont pas cohérents avec les observations. Cesana et Del Genio, 2021, par l'analyse de la rétroaction des nuages bas pour un scénario climatique brusque 4 × CO2, suggèrent que les modèles CMIP6 à ECS extrême (élevé et bas) simulent une rétroaction irréaliste de nuages bas tropicaux (2 fois plus forte que dans CMIP5), suggérant qu'un ECS intermédiaire est plus plausible (figure 2.14).

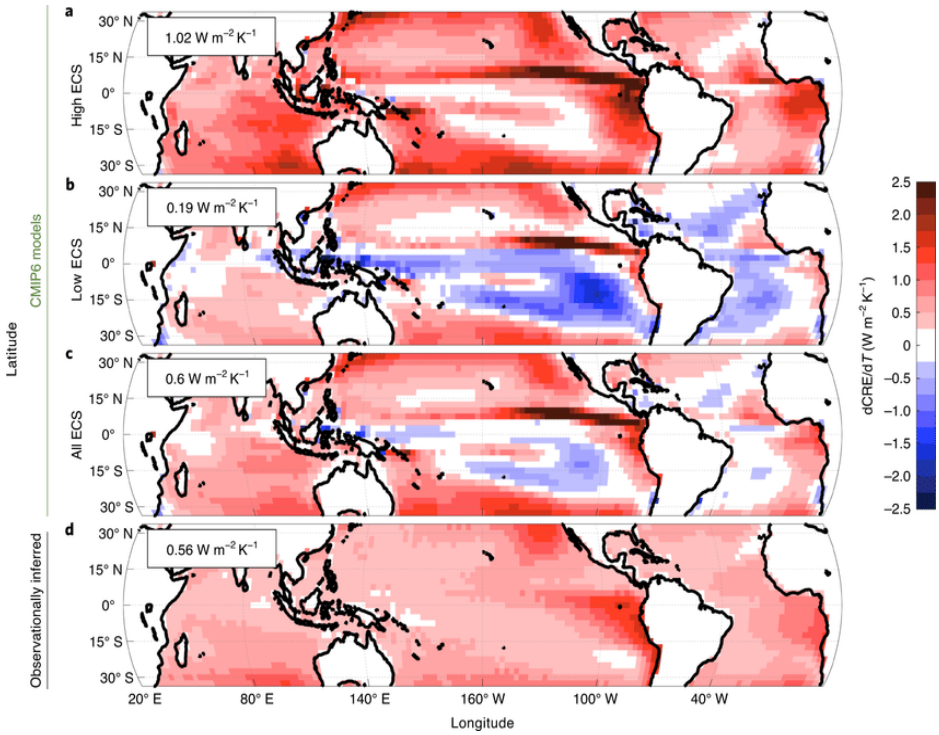

Figure 2.14 : Cartes des rétroactions actuelles des nuages bas dérivées des expériences abruptes 4 × CO2 des modèles à (a) ECS élevé, (b) ECS faible (c) de tous les modèles CMIP6 et (d) la rétroaction déduite par observation déduite des dérivées partielles basés sur CALIPSO-CASCCAD (the Cumulus and Stratocumulus CloudSat-Cloud-Aerosol Lidar dans Infrared Pathfinder Satellite Observations Dataset, Cesana et al., 2019) et de la fraction Sc / (Sc + Cu) et des changements potentiels futurs des patterns de SST et d'EIS à partir du scénario simulé abrupt 4 × CO2 dans les régimes de subsidence. La moyenne pondérée par la surface de chaque carte est indiquée dans les coins supérieurs gauches de chaque panneau. Adapté de Cesana et Del Genio, 2021.

Pour étudier les rétroactions des nuages, on peut décomposer les rétroactions nuageuses en contributions distinctes de leur couverture, leur opacité ou leur distribution verticale. En effet, la distribution verticale est sensible au changement climatique (Hartmann et Larson, 2012; O'Gorman et Singh, 2013; Chepfer et al., 2014; Vaillant de Guélis et al., 2018). Zelinka et al. (2012a) ont quantifié la contribution de la couverture nuageuse, de l'altitude et de l'épaisseur optique à la réponse radiative des nuages. Zelinka et al. (2016) ont quantifié la rétroaction des nuages dans le LW, piloté par l'altitude contrairement au SW, (rouge sur la figure 2.15.a) représentant la moitié de la rétroaction totale des nuages (noir sur la figure 2.15.a). De nombreuses études montrent que le changement d'altitude des nuages est le principal contributeur à la rétroaction des nuages LW (par exemple Schneider, 1972; Cess, 1975; Hansen et al., 1984; Wetherald et Manabe, 1988; Cess et al., 1996; Hartmann et Larson, 2002; Zelinka et al., 2016). Il est donc important d'étudier les variations des contributions des propriétés nuageuses par les variations du CRE au TOA pour quantifier la sensibilité climatique.

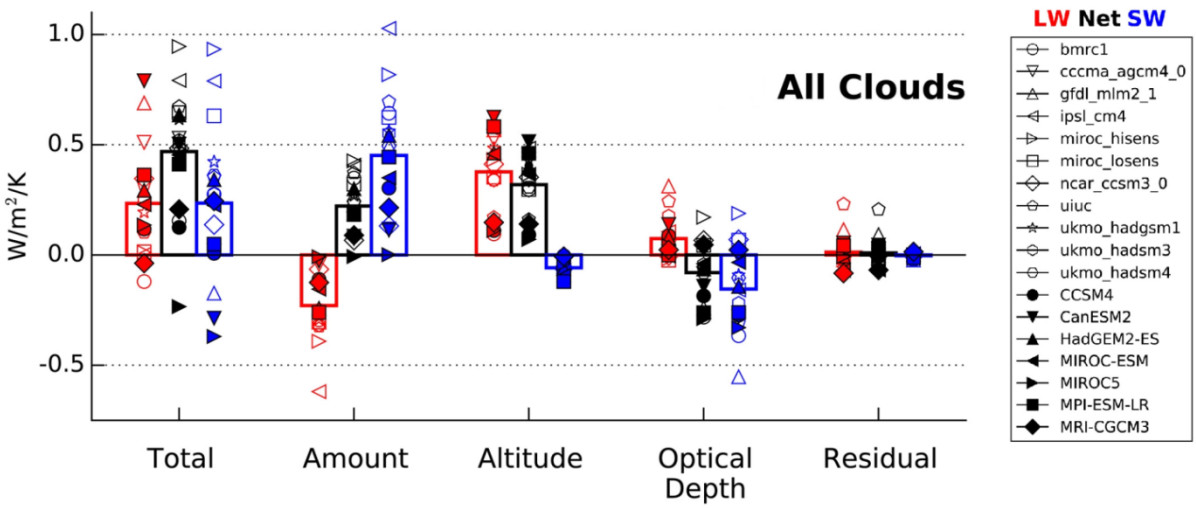

Figure 2.15 : Moyennes globales des rétroactions nuageuses LW (rouge), SW (bleu) et nettes (noir) décomposées en contributions dues aux changements de couverture, d'altitude, d'épaisseur optique des nuages, plus un terme de résidus. Les modèles sont représentés par des symboles et la moyenne multi-modèles est représentée par des rectangles. Source : Zelinka et al., 2016.

Changements nuageux	Impacts radiatifs LW	Impacts radiatifs SW	Rétroactions
Elévation ++	CRELW++ réchauffant	Pas d'effet	Positive
Élévation --	CRELW-- refroidissant	Pas d'effet	Négative
Couverture ++	CRELW++ réchauffant	CRESW-- refroidissant	Négative
Couverture --	CRELW-- refroidissant	CRESW++ réchauffant	Positive
Opacité ++	CRELW++ réchauffant	CRESW-- refroidissant	Négative
Opacité --	CRELW-- refroidissant	CRESW++ réchauffant	Positive

Tableau 2 : Impacts radiatifs provoqués par des changements dans les propriétés des nuages, signe de la rétroaction nuageuse associée. CRELW-- = CRELW se rapproche de zéro, CRELW++ = CRELW devient plus important dans les positifs, CRESW++ = CRESW se rapproche de zéro et CRESW-- = CRESW devient plus important dans les négatifs.

2.3 Résumé et questionnements scientifiques

Dans ce chapitre, nous avons vu les mécanismes à l'origine de la formation des nuages, nous avons documenté les zones du globe où les nuages jouent un rôle important pour le climat, et nous avons expliqué comment les nuages affectent le bilan radiatif terrestre. Nous avons aussi vu que le climat est en train de changer. La température de la surface de la Terre augmentera suite à l'augmentation de la concentration des GES. Les nuages influencent ce changement via leurs rétroactions climatiques, qui sont liées à leurs propriétés (altitude, couverture, etc). Depuis longtemps, les observations des nuages à l'aide des mesures satellites donnent des informations utiles sur l'évolution des nuages d'année en année.

Pour évaluer le plus précisément possible l'impact climatique des changements en cours et à venir des nuages, il est important de pouvoir identifier correctement les variations de propriétés nuageuses liées au changement climatique, à partir de mesures permettant leur restitution avec une précision appropriée. Parmi les propriétés nuageuses, la distribution verticale des nuages semble une des plus sensibles au changement climatique (Chepfer et al. 2018). Les restitutions de la distribution verticale des nuages dérivées de mesures passives ont des fortes incertitudes, qui dépendent des conditions d'observations et sont en général plus fortes que les changements attribuables au forçage anthropique que l'on cherche à détecter (Evan et al., 2007; Norris et Evan, 2015). Par comparaison, les capteurs actifs permettent d'accéder à la distribution verticale fine des nuages avec une incertitude beaucoup mieux maitrisée (e.g. Stubenrauch et al., 2013; Winker et al., 2017). Les changements dus au forçage anthropique sont légèrement masqués par les incertitudes qui résident dans les erreurs d'étalonnage et d'échantillonnage ainsi qu'à cause de la variabilité interne du système climatique (Chepfer et al., 2014). Il est donc important que ces observations soient stables dans le temps pour l'étude des rétroactions nuageuses climatiques (Loeb et al., 2009; Wielicki et al., 2013) puisque les tendances que l'on cherche à détecter se déploient sur des périodes de temps plus longues que la durée de vie d'un instrument seul.

Les observations issues de capteurs actifs, tels que les lidars spatiaux, sont de meilleurs outils, par rapport aux capteurs passifs, pour détecter directement sur de grandes échelles spatiales

certains changements liés au forçage anthropique et les séparer de la variabilité naturelle dans les prédictions de modèles climatiques. Les lidars spatiaux offrent la précision, la sensibilité et la stabilité à long terme nécessaires pour détecter les tendances des propriétés nuageuses (couverture, altitude…) prévues lorsque le climat va se réchauffer et fournir des contraintes sur les rétroactions radiatives des nuages (Vaillant De Guélis et al., 2018).

Dans cette thèse, notre objectif est, dans un premier temps, d'explorer comment les variations des propriétés nuageuses opaques vus par des capteurs actifs sont liées à la dynamique atmosphérique aux Tropiques, et comment ces variations peuvent diagnostiquer la réaction des nuages au réchauffement climatique. Dans un second temps, on étudiera la tendance de ces propriétés nuageuses opaques dans le futur d'après les prédictions de modèles climatiques, et on cherchera à évaluer l'importance que prendront dans ces tendances des évènements climatiques naturels tels qu'ENSO (El Niño-Southern Oscillation), susceptibles de masquer les tendances anthropiques de fond. Nous tenterons dans la suite de cette thèse de répondre aux questions suivantes :

- Quel est le lien entre la circulation dynamique atmosphérique et les propriétés des nuages opaques (altitude et couverture) ? Comment les modèles représentent cette relation dans leurs simulations du climat actuel ? Les biais des modèles sur les propriétés nuageuses influencent-ils leurs biais sur l'impact radiatif des nuages en climat actuel ? Nous aborderons ces questions dans le chapitre 4.
- Comment les propriétés des nuages opaques vont évoluer d'ici la fin du 21e siècle ? Comment les biais dans la représentation des nuages dans les modèles en climat présent vont évoluer dans le climat futur ? Nous aborderons ces questions dans le chapitre 5.
- Quel rôle la variabilité naturelle joue-t-elle face au forçage anthropique dans le siècle à venir ? Comment le phénomène ENSO va évoluer à la fin du 21e siècle et quels impacts aurait-il sur les tendances prévues des propriétés nuageuses ? Nous apporterons des éléments de réponses à ces questions dans le chapitre 6.

Avant d'apporter des éléments de réponse à ces questions, nous allons présenter les données et les outils utilisés dans cette thèse dans le chapitre 3.

3 Outils, observations et modèles

Dans ce chapitre, nous commencerons par décrire les observations et les réanalyses utilisées dans cette thèse (Sect. 3.1), et nous décrirons ensuite les modèles et simulateurs utilisés (Sect. 3.2).

3.1 Observations et réanalyses

Dans cette section, nous décrirons en premier lieu les observations issues du lidar CALIPSO (section 3.1.2), utilisées pour documenter les propriétés des nuages opaques, puis les observations issues du radiomètre spatial CERES (section 3.1.3), utilisées pour documenter le CRE LW, SW et Net au TOA, et enfin les réanalyses ERA5 (section 3.1.4), utilisées pour la vitesse du vent vertical à 500hPa (ω_{500}).

3.1.1 Principe d'un lidar

Le lidar (Light Detection And Ranging), d'un principe équivalent au radar, est un instrument de télédétection active (section 2.1.3). Il émet une impulsion laser brève, généralement monochromatique, qui se propage dans l'atmosphère. Le rayonnement émis va interagir avec les particules et les molécules de l'atmosphère par diffusion et absorption. Le rayonnement diffusé peut être renvoyé dans la direction opposée à l'impulsion laser émise par le lidar (rétrodiffusion) vers un télescope récepteur équipé d'un photodétecteur (figure 3.1). En connaissant la vitesse de la lumière ($c=3x10^8$ m/s), et en supposant rectiligne le trajet de l'onde, on peut calculer à quelle distance du lidar un évènement rétrodiffusant a eu lieu en mesurant le temps que le rayonnement a mis pour revenir au télescope depuis le moment d'émission. Les caractéristiques du signal reçu (amplitude, dépendance spectrale, polarisation) informent sur la nature des cibles. Le signal rétrodiffusé varie dans le temps et est proportionnel à la distance des particules en suspension dans l'air interceptées par le laser, i.e. le temps que l'impulsion laser met pour parcourir l'aller-retour lidar-particules.

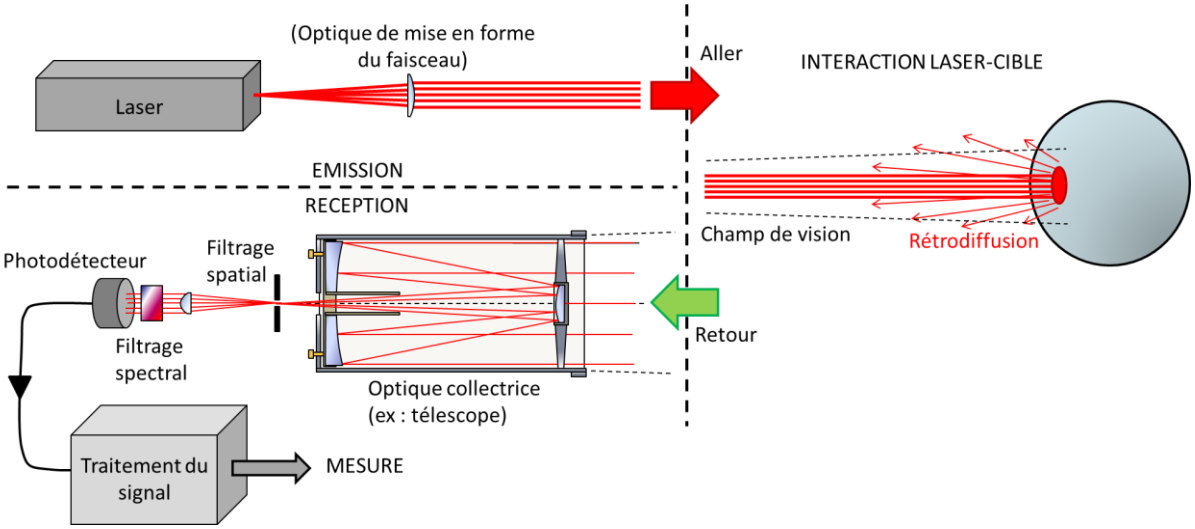

Figure 3.1 : Principe de fonctionnement d'un lidar (Source : d'après Kilohn Limahn - Wikipédia)

On utilise généralement un lidar à rétrodiffusion élastique (appelé aussi lidar à rétrodiffusion Rayleigh-Mie; Fiocco et Grams, 1964) pour étudier la structure des nuages (Sassen et al., 2008; Berthier et al., 2008). Il mesure le signal rétrodiffusé de façon élastique (c.-à-d. sans échange

d'énergie entre les photons incidents et le diffuseur rencontré) par les molécules et particules en suspension dans l'air. Le lidar est sensible à la réflectivité des couches atmosphériques traversées par le faisceau laser, à l'atténuation du rayonnement optique le long du trajet aller-retour ainsi qu'à la polarisation de la lumière. Les lidars à rétrodiffusion élastique sont pour la plupart basés sur des lasers puissants (plus de 10 mJ par impulsion) émettant entre le proche infrarouge (0.7µm à 1.6µm) et le proche ultraviolet (200-380 nm). Plus on choisit une longueur d'onde courte, plus on va maximiser les interactions avec les molécules (diffusion de Rayleigh, Strutt 1871). Plus on choisit une longueur d'onde longue, plus on va maximiser les interactions avec les particules comme les aérosols (diffusion de Mie, Mie 1908).

Equation lidar. Pour chaque impulsion laser, on peut déterminer une distribution verticale d'intensité lumineuse rétrodiffusée $P(\lambda, z)$, donnée par l'équation Collis et Russel, 1976 :

$$P(\lambda, z) = K.F_0.\beta(\lambda, z).\frac{A}{z^2}.exp\left[-2.\int_0^z \alpha(z').dz'\right] \quad \textbf{(3.1)}$$

- K : constante instrumentale, prenant en compte les éléments optiques et électroniques qui composent la chaîne de traitement de l'énergie lumineuse rétrodiffusée.
- F_0 : énergie initiale du faisceau en J.s^{-1}
- λ : longueur d'onde d'émission du laser
- A**:** Aire du récepteur en m²
- $\alpha(z')$**:** coefficient d'extinction totale (absorption et diffusion) à l'altitude z' en m^{-1}
- $\beta(\lambda, z)$: coefficient de rétrodiffusion à l'altitude z en m^{-1}.sr^{-1}

L'équation (3.1) traduit le fait que le faisceau lumineux s'atténue d'abord en exponentielle négative sur son trajet aller, selon l'extinction de l'atmosphère$\alpha(z')$. La probabilité pour que le faisceau soit rétrodiffusée est de $\beta(\lambda, z)$**,** pour ensuite être de nouveau atténuée en exponentielle négative sur le trajet retour, à nouveau selon l'extinction de l'atmosphère $\alpha(z')$. Pour déterminer les propriétés atmosphériques $\alpha(z')$et $\beta(\lambda, z)$, on s'appuie sur l'inversion de l'équation (3.1), en faisant des hypothèses simplificatrices en fonction de la scène (par exemple, on peut supposer que $\beta(\lambda, z) = k \times \alpha(z)$, avec k constant sur l'épaisseur d'une couche d'aérosol ou de nuage). On doit faire des hypothèses simplificatrices parce qu'on n'a qu'une seule mesure de $P(\lambda, z)$ et deux inconnues $\alpha(z)$et $\beta(\lambda, z)$.

3.1.2 CALIPSO-GOCCP : Observer les nuages par lidar spatial

CALIPSO est une mission développée par la NASA (National Aeronautics and Space Administration) et le CNES (Centre National d'Études Spatiales) pour améliorer l'observation de la distribution et des propriétés des aérosols et des nuages (Winker et al. 2009).

CALIOP. CALIOP (Cloud–Aerosol LIdar with Orthogonal Polarization ; Winker et al., 2009) est un lidar sensible à la polarisation émettant à 2 longueurs d'onde (532 nm et 1064 nm), construit autour d'un laser Nd:YAG (Neodymium-doped Yttrium Aluminum Garnet). CALIOP fournit des profils verticaux de nuages et d'aérosols dans la troposphère et dans la basse stratosphère avec une résolution verticale maximale de 30m et une résolution horizontale de 333m jusqu'à 8km d'altitude et une résolution verticale de 60m ainsi qu'une résolution horizontale de 1km entre 8 et 20km d'altitude. CALIOP utilise trois canaux de réception : l'un mesure l'intensité de rétrodiffusion à 1064 nm et les deux autres mesurent les composantes du signal rétrodiffusé à 532 nm polarisées

parallèlement et orthogonalement à la polarisation d'émission. Le télescope récepteur mesure 1 mètre de diamètre. Le diamètre de l'empreinte est de 90 m au sol. Il est embarqué sur le satellite CALIPSO (Cloud–Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations ; Winker et al., 2009). L'énergie du laser est de 110 mJ par impulsion avec une fréquence de tir de 20.16 Hz. Ces informations sont résumées dans le Tableau 3. **Inclinaison.** En novembre 2007, l'angle que fait le tir du laser avec la verticale est passé de 0,3° à 3° (Avery et al. 2020). Ce changement de direction de pointage de CALIPSO peut créer des discontinuités dans les propriétés des nuages restituées, sous les tropiques et ailleurs (Vaillant de Guélis et al., 2018), nous ne considèrerons donc dans le reste de la thèse que les observations à partir de 2008.

Laser	Nd:YAG
Longueurs d'onde	532nm/1064nm
Energie laser par impulsion	110 mJ
Résolution verticale / horizontale	30m/333m jusqu'à 8km puis 60m/1km entre 8 et 20km
Fréquence de tir	20.16 Hz
Empreinte au sol	90m

Tableau 3 : Propriétés instrumentales de CALIOP.

CALIPSO, CloudSat et l'A-Train. CALIPSO a été lancé en avril 2006 avec le satellite CloudSat, qui mesure la structure verticale des nuages et des précipitations par réflectivité radar à 94 GHz. Les profils verticaux fournis par CloudSat et CALIPSO permettent de restituer les propriétés physiques des nuages, avec des variations saisonnières et géographiques, nécessaires pour évaluer la façon dont les nuages sont paramétrés dans les modèles globaux. CloudSat et CALIPSO contribuent ainsi à l'amélioration des prédictions météorologiques et climatiques, ainsi qu'à notre compréhension du problème de rétroaction nuage-climat (Stephens et al., 2002). Entre 2006 et 2018, CALIPSO et CloudSat ont figuré dans la constellation de satellites A-train (Stephens et al. 2002). Cela a rendu possible de nombreuses analyses combinant les mesures de CALIPSO et de CloudSat avec celles de mesures colocalisées d'autres instruments de l'A-Train comme MODIS ou CERES. Depuis 2018, CALIPSO et CloudSat ont quitté l'A-Train et se suivent désormais sur une orbite légèrement plus basse (appelée C-Train) qui dérive lentement vers l'ouest (Figure 3.2, Braun et al., 2019). CloudSat devrait reprendre ses opérations scientifiques (stoppées depuis août 2020) courant 2021, et CALIPSO devrait fonctionner jusqu'à fin 2023.

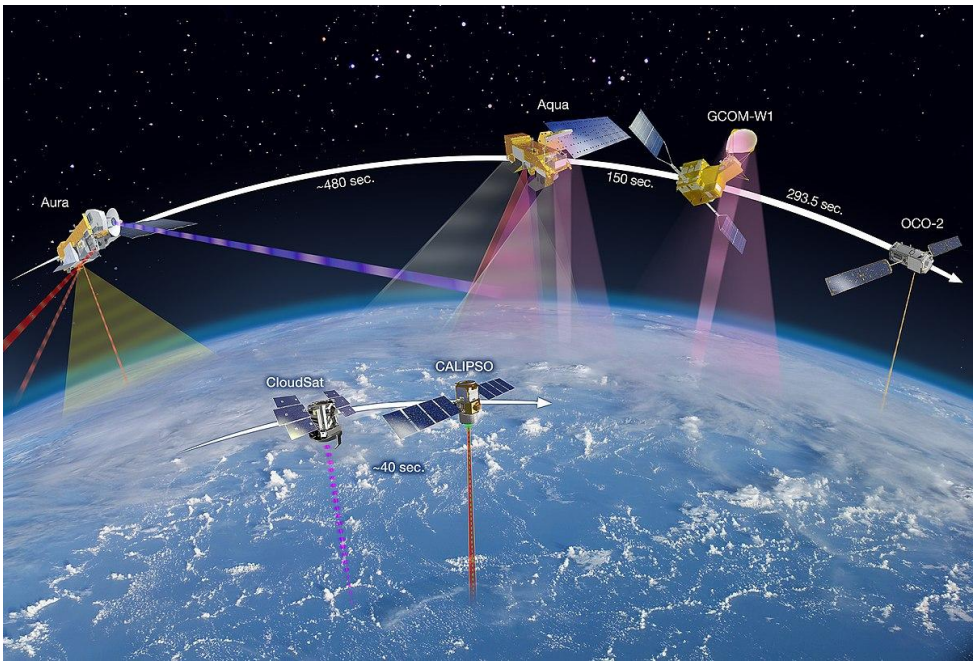

Figure 3.2 : Illustration de l'A-Train, de la C-Train et de CALIPSO. Source : nasa.org

CALIOP et les nuages. Le lidar CALIOP/CALIPSO a permis des grandes avancées dans notre compréhension de la distribution spatiotemporelle des nuages. On peut par exemple évaluer, grâce aux observations CALIPSO, la fraction nuageuse zonale en fonction de l'altitude (Figure 3.3). Aux alentours de [5°S-5°N], on voit 17.5% de nuages présents à très haute altitude, signe de présence de nuages hauts dans les tropiques. Aux Tropiques, CALIOP ne détecte pas de nuages entre 2 et 10km : le lidar ne pénètre pas assez profondément dans la couche nuageuse pour les voir. Dans les latitudes extrêmes (pôles), la plupart des nuages sont présents à basse ou moyenne altitude. Au niveau de 60°S, il y a plus de 20% de fraction nuageuse à basse altitude : de nombreux nuages bas sont présents au niveau de l'Océan Austral. Avant CALIPSO et CloudSat, aucun instrument passif ne permettait d'atteindre ce niveau de précision dans la documentation de la distribution verticale des nuages à l'échelle globale.

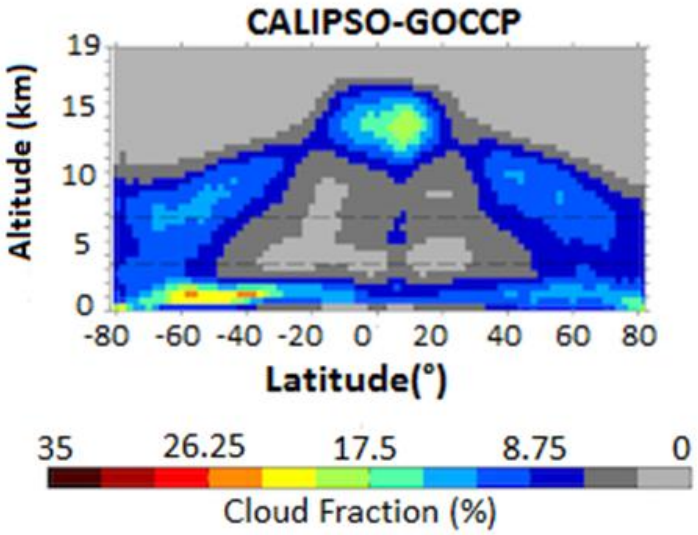

Figure 3.3 : Profils de fractions nuageuses zonales (moyenne annuelle) issus des observations CALIPSO-GOCCP. Les lignes pointillées noires font la distinction entre les nuages bas et moyens et les nuages moyens et hauts. Adapté de Cesana et al., 2012.

GOCCP. Dans cette thèse, nous utiliserons les observations CALIPSO via le produit GOCCP (GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product, Chepfer et al., 2010, 2013). Conçu pour valider la représentation des nuages dans les GCMs, en permettant une comparaison simplifiée avec des sorties de simulateur lidar GCM construit autour d'hypothèses similaires, GOCCP est aujourd'hui utilisé à part entière comme produit documentant les nuages (Cesana et al., 2012; Liu et al., 2019; Villanueva et al., 2019). Grâce au choix de conserver les traitements algorithmiques aussi simples que possible, GOCCP a permis de comprendre et d'identifier des problèmes dans les algorithmes de traitement de données d'autres produits CALIPSO (Chepfer et al., 2013). Les algorithmes de calcul du produit GOCCP sont reportés dans Chepfer et al., 2010. **GOCCP et validation de modèles.** Les nuages simulés par des modèles climatiques sont souvent comparés à des observations par une approche modèle-satellite : les simulateurs utilisent les sorties de modèles pour diagnostiquer certaines quantités qui seraient observées depuis l'espace si les satellites volaient au-dessus d'une atmosphère similaire à celle prédite par le modèle (Chepfer et al., 2010). GOCCP diagnostique les propriétés nuageuses de la même manière que le simulateur lidar du CFMIP Observation Simulator Package (COSP, Bodas-Salcédo et al., 2011). On peut ensuite comparer ces grandeurs observables simulées avec les observations réelles. Cette approche minimise le nombre d'hypothèses nécessaires pour conduire une évaluation des sorties de modèles, par rapport à l'approche inverse qui consiste à partir des observations pour restituer des grandeurs modèle via des inversions.

La détection des nuages dans GOCCP

Le Scattering Ratio (SR). Pour documenter les nuages, le produit GOCCP propose le rapport de diffusion (SR : Scattering ratio en anglais). Il s'agit du rapport entre le signal mesuré (molécules + particules) et celui qui serait obtenu en présence de molécules uniquement (équation 3.2). On obtient le SR à partir du profil du signal lidar rétrodiffusé atténué (ATB: ATtenuated Backscatter en anglais) issu de l'ensemble de données de niveau 1 du lidar CALIOP (CALIOP L1, Winker et al., 2009), et du profil de densité moléculaire (MD: Molecular Density en anglais), également disponible dans le produit CALIOP L1, dérivé des profils atmosphériques du GMAO jusqu'à la version 3 des L1 (Goddard Modeling and Assimilation Office; Bey et al., 2001). Pour la version 4 des produits L1, utilisée

actuellement pour produire GOCCP, le profil de MD est dérivé des profils atmosphériques de MERRA2 (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, version 2; Gelaro et al., 2017). Les profils verticaux de rétrodiffusion sont mesurés tous les 330m horizontalement et ont une résolution verticale de 30 à 180 m. Les profils de ATB(z) et MD(z), initialement sur 583 et 33 niveaux verticaux, sont moyennés verticalement pour obtenir des profils $ATB_{480m}(z)$ et $MD_{480m}(z)$ sur 40 niveaux verticaux espacés de 480m de 0 à 19.2km (Chepfer et al., 2010). Les profils $MD_{480m}(z)$ sont normalisés par le rapport entre les profils $ATB_{480m}(z_{strato})$ et $MD_{480m}(z_{strato})$, en analysant et en moyennant dans des portions de ciel clair dans la stratosphère, pour donner des profils moléculaires $ATB_{480m,\ mol}(z)$, obtenus en absence de particules de nuages ou d'aérosols (Chepfer et al., 2008). En faisant le rapport entre le profil $ATB_{480m}(z)$ et le profil moléculaire $ATB_{480m,\ mol}(z)$, on obtient le SR :

$$SR(z) = \frac{ATB_{480m}(z)}{ATB_{480m,mol}(z)} \quad \textbf{(3.2)}$$

On utilise différents seuils de SR pour classer les couches dans l'atmosphère. Chepfer et al., 2008 ont classé les couches comme :

- SR <0,01 : entièrement atténuée
- 0,01 <SR <1,2 : claire
- 1,2 <SR <5 : non classée
- SR>5 : nuageuse

Histogrammes de SR. Le SR est notamment utilisé pour construire des histogrammes SR en fonction de l'altitude (figure 3.4). Les histogrammes de SR résument l'occurrence des différentes valeurs de SR rencontrées dans une région donnée à une altitude donnée. Chaque histogramme est normalisé en divisant l'occurrence dans chaque boîte altitude-SR par le nombre total d'occurrences dans l'histogramme (Chepfer et al., 2010). La figure 3.4 montre un histogramme des SR mesurés par CALIPSO dans les régions convectives (vitesse du vent vertical à 500hPa, $\omega_{500} < 0$) entre 2008 et 2014 dans les tropiques (30°S-30°N). Dans ce diagramme on peut identifier visuellement les types de nuages comme, par exemple, des cirrus à des altitudes entre 10-17km pour un SR compris entre 5 et 30. En dessous de 10 km, la proportion des SR < 0.01 devient importante (colonne toute à gauche en rouge foncée), ça signifie que pour un grand nombre de profils le signal lidar a été totalement atténué, i.e. que ces profils ont tenté de traverser un nuage très opaque.

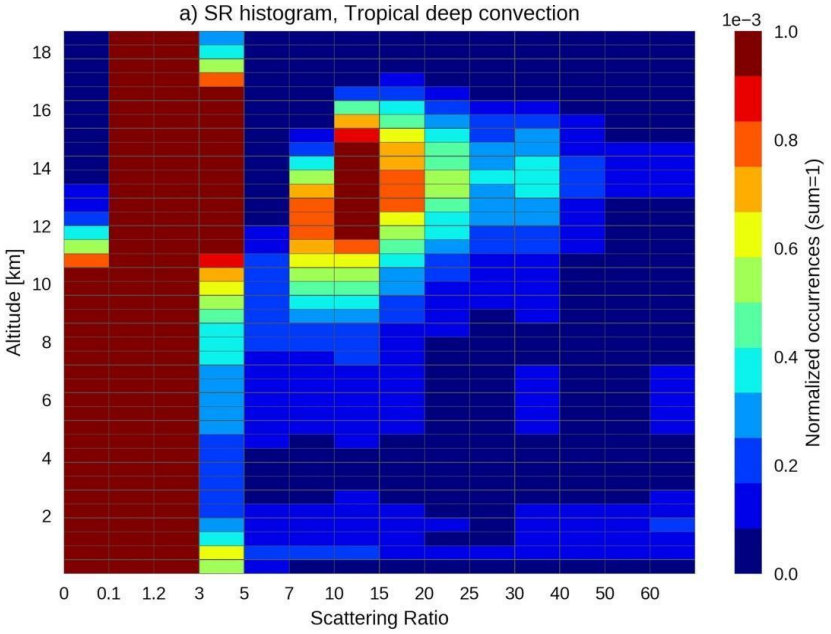

Figure 3.4 : Exemple d'un histogramme SR pour les régions convectives (vent vetical à 500 hPa < 0) pour la période 2008-2014 sur les tropiques [30°S-30°N]. Adapté de Chepfer et al., 2018.

Les nuages opaques dans GOCCP

Les nuages opaques atténuent totalement le faisceau laser lidar entrant et ne laissent rien passer en transmission directe. Leurs épaisseurs optiques sont typiquement supérieures à 3 dans le visible (Young et al., 2018) et leurs émissivités infrarouges (IR) proches de 1 (Garnier et al., 2021). Dans cette étude, nous utilisons deux propriétés des nuages opaques dérivées du lidar :

- la couverture nuageuse opaque, nommée *Copaque*. Dans GOCCP, la présence de nuages opaques dans un profil lidar est identifiée par l'absence de l'écho de surface dans le profil à pleine résolution verticale et horizontale du lidar spatial (Guzman et al., 2017). Un profil sans écho de surface est identifié comme opaque. On considère tous les profils GOCCP durant une période déterminée (par exemple mensuelle) dans une boite lat-lon donnée. Le Copaque est obtenu en divisant le nombre de profils opaques par le nombre total de profils dans cette boite (Guzman et al., 2017). Un Copaque de 1 signifierait que tous les profils sondés par CALIPSO dans la boite contiennent des nuages opaques.
- L'altitude d'atténuation du lidar par des nuages opaques, nommée *Zopaque*. Dans GOCCP, le calcul du Zopaque est basé sur la détection de l'altitude à laquelle le signal lidar est totalement atténué. Cette atténuation est intégrée sur toute la colonne à partir du haut et peut être due à une seule ou à plusieurs couches nuageuses, d'épaisseurs géométriques indépendantes. Dans un profil donné, le Zopaque peut être très bas (par exemple 2 km) en présence de nuages hauts, s'ils sont optiquement fins : l'impulsion laser du lidar peut passer au travers des nuages élevés et être complètement atténuée dans le nuage inférieur. En l'absence de nuages hauts fins chevauchant un nuage opaque, l'altitude d'opacité restituée serait marginalement plus élevée (Vaillant de Guélis et al., 2017a). Un nuage menant à une atténuation totale correspond à une émissivité optique de ~0.8/0.9 (incertitude due aux effets de la diffusion multiple, Garnier et al., 2015).

Zopaque et Copaque ont été utilisés dans de nombreuses études pour comprendre les interactions entre les nuages et le rayonnement (e.g. Vaillant de Guélis et al., 2017a et b, 2018; Morrisson et al., 2018, 2019; Frey et al., 2018; Lacour et al., 2017, 2018; Chepfer et al., 2014, 2018, 2019). En particulier, l'altitude des nuages opaques Zopaque est directement liée au flux radiatif LW TOA (Chepfer et al., 2014; Vaillant de Guélis et al., 2017a; Guzman et al., 2017). De Guélis et al., 2017 ont montré que le CRE LW au TOA peut être défini comme une fonction linéaire de la température opaque des nuages. On l'obtient en combinant l'altitude du sommet des nuages opaques et l'altitude d'atténuation du lidar par des nuages opaques (Zopaque). Ils ont quantifié que les nuages opaques contribuent à 73% du CRE moyen global par rapport aux nuages fins (27% du CRE moyen global) pour la période 2008-2015 uniquement de nuits au-dessus des océans non-glacés.

Dans cette thèse, nous utilisons 7 ans d'observations CALIPSO[1] (2008-2014) du produit GOCCP version 3.1.2, sortie en avril 2018.

3.1.3 Flux : radiomètre spatial CERES

CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System; Loeb et al., 2009) est un radiomètre à 3 canaux mesurant le rayonnement solaire réfléchi dans le SW (0,3-5µm), le rayonnement terrestre émis dans la fenêtre de transparence de l'atmosphère (8.1-11.8 µm) et le rayonnement total (0,3-200 µm). CERES est basé sur le radiomètre à balayage ERBE (Earth Radiation Budget Experiment; Ramanathan et al., 1989). Il a une résolution spatiale au nadir de 20 km (Doelling et al., 2013). Il utilise des bolomètres à thermistance de précision (détecteurs pour mesurer le rayonnement électromagnétique solaire) pour réaliser des mesures radiométriques avec une précision et une stabilité élevées (Cooper et al. 1992). Ces données sont utilisées pour mesurer les flux radiatifs atmosphériques totaux, les flux radiatifs atmosphériques au TOA et en surface (Wielicki et al., 1996), en combinaison avec les données MODIS (section 1.1.3). Ces données sont produites par deux instruments CERES, un sur Aqua et un sur Terra.

Dans cette thèse, nous utilisons le produit CERES-EBAF[2] récupéré en Avril 2020 sur le mésocentre de l'IPSL. Ce produit contient des flux moyens mensuels régionaux, zonaux et globaux au TOA et en surface (SFC) en LW, en SW et en NET sous conditions de ciel sans nuages (Clear-sky) et de ciel réellement observé (Allsky) ainsi que le CRE au TOA. Le produit CERES-EBAF est utilisé entre autres choses pour l'évaluation de modèles climatiques et l'estimation du budget énergétique moyen mondial de la Terre. Ce produit est fourni sur la période 2000-2019 sur une grille lon-lat de 1°x1° par pas de temps mensuel. La figure 3.5 représente une carte du CRE net issue du produit CERES-EBAF moyenné sur le mois d'août 2018. On y vérifie qu'en moyenne dans les tropiques, le CRE net est négatif (-15.4 W/m²) notamment avec des très fortes valeurs négatives au niveau de la zone des stratocumulus sur la côte ouest de l'Afrique et sur la côte ouest de l'Amérique du sud. Ces stratocumulus, en renvoyant beaucoup d'énergie vers l'espace (fort effet d'albédo) vont avoir un fort effet refroidissant sur le système climatique (section 2.1.5). On remarque également un CRE négatif au niveau des régions convectives (ITCZ, SPCZ et Warm Pool, section 2.1.4) tandis qu'au niveau de la PESZ (zone de subsidence), le CRE net est légèrement positif (les nuages vont y avoir en moyenne un impact réchauffant).

---

1 Jeu de données disponible ici : http://climserv.ipsl.polytechnique.fr/cfmip-obs/Calipso_goccp.html
2 Jeu de données disponible ici : https://doi.org/10.5067/TERRA-AQUA/CERES/EBAF_L3B.004.1

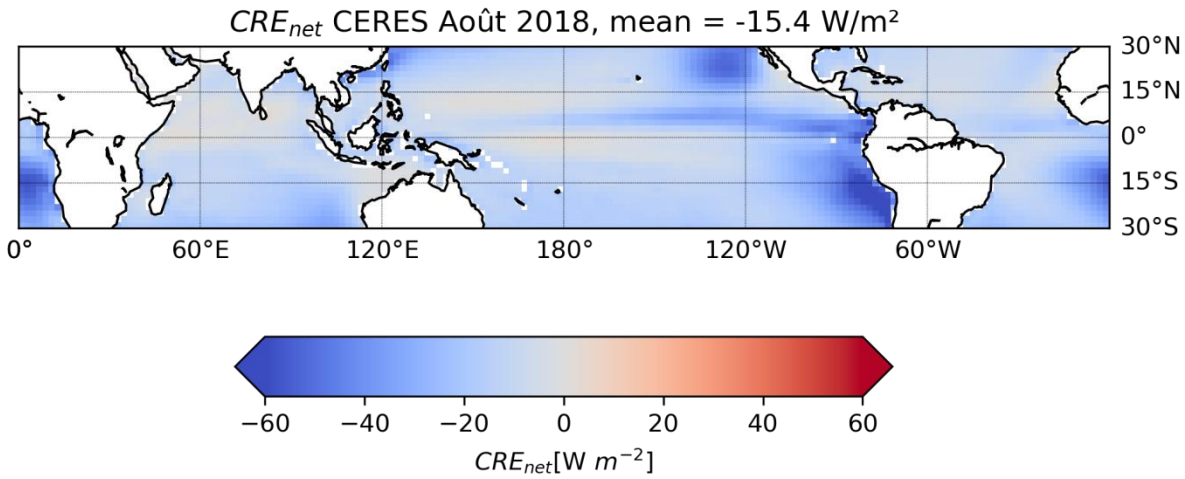

Figure 3.5 : Carte de CRE net issue des observations CERES moyenné sur le mois d'août 2018 regriddée à la résolution GOCCP. Le rouge représente un CRE net positif et le bleu représente un CRE net négatif.

Dans cette thèse, nous utilisons 7 ans (2008-2014) de cartes de CRE TOA issues du produit des données CERES-EBAF version 4.1 (Loeb et al., 2018; Kato et al., 2018) que nous moyennons à une résolution horizontale similaire à celle de GOCCP: 2° x 2° chaque mois.

3.1.4 Vitesse du vent vertical : réanalyses ERA5

Les réanalyses ERA5 sont issues de la cinquième génération du CEPMMT (Centre européen pour les prédictions météorologiques à moyen terme, ECMWF en anglais) ERA5 (Hersbach et al., 2020). Ces données sont produites à partir de la combinaison d'un modèle de prédictions et d'observations météorologiques. Elles fournissent des estimations sur un pas de temps horaire d'un grand nombre de variables climatiques atmosphériques, terrestres et océaniques sur la période 2006-2021. Les mouvements à grande échelle de l'atmosphère pilotent la distribution géographique des nuages et le CRE dépend des différents types de nuages (voir chapitre 2). Dans la suite de cette thèse, nous utiliserons la vitesse verticale à 500 hPa (ω_{500}) comme indicateur du mouvement de l'air ascendant / descendant (Bony et al., 2004). Les mouvements ascendants sont identifiés par des vitesses de vent à 500hPa négatives (ω_{500} <0, en rouge sur la figure 3.6) et les mouvements descendants par des vitesses de vent à 500hPa positives (ω_{500}> 0, en bleu sur la figure 3.6). L'unité utilisée pour les vents verticaux à 500hPa est le hPa/jour (ou hPa/d) durant cette thèse.

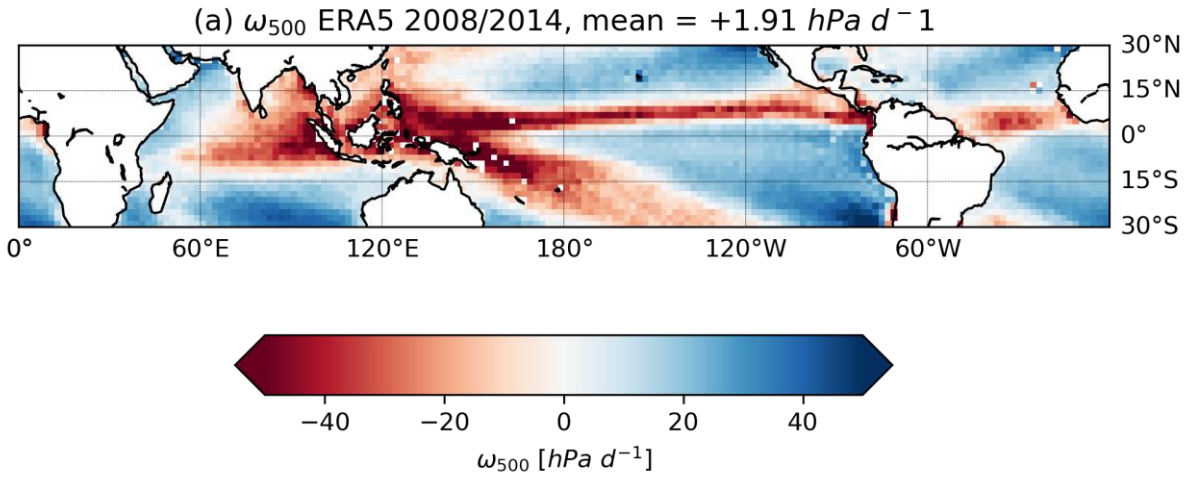

Figure 3.6 : Carte de la vitesse verticale du vent à 500hPa (ω_{500}) issue des réanalyses ERA5 regriddée à la résolution GOCCP. Le rouge représente les régions ascendantes (ω_{500}<0). Le bleu représente les régions de subsidences (ω_{500}>0). Moyenne multi-annuelle sur la période 2008-2014 dans les Tropiques [30°S-30°N].

Dans cette thèse, nous utilisons 7 ans (2008-2014) de cartes mensuelles de ω_{500} tirées d'ERA5. Ces réanalyses ERA5 sont fournies sur une grille lat-lon de 0,28° x 0,28° et 137 niveaux verticaux. Nous extrayons la vitesse verticale à 500 hPa et nous la moyennons sur la résolution horizontale de GOCCP : 2° x 2° chaque mois.

3.2 Modèles de circulation générale et simulateurs

Dans le travail qui suit, en plus des observations et des réanalyses, nous avons exploité des sorties de modèles de climat (section 2.2.2), afin de comprendre comment ces modèles reproduisent le comportement des nuages en climat actuel et comment ils prévoient leur évolution sur le siècle à venir, dans un contexte de changement climatique. Nous avons utilisé les sorties des modèles CESM1 (section 3.2.1) et IPSL-CM6 (section 3.2.2). Ces modèles ont pour points communs d'être des modèles couplés océan-atmosphère (l'interaction entre la température de surface de la mer et la convection est simulée explicitement par le modèle) et d'avoir été adaptés et connectés au simulateur lidar COSP1.4 (section 3.2.4), ce qui a permis de générer des propriétés nuageuses opaques synthétiques Zopaque et Copaque (Section 3.1.2).

3.2.1 Modèle CESM1

CESM1 (Community Earth System Model 1, Hurrell et al., 2013) est un modèle climatique développé par le NCAR (National Center of Atmospheric Research) qui couple la composante atmosphérique CAM5 (Community Atmosphere Model version 5, Neale et al., 2012) et la composante océanique POP2 (Parallel Ocean Program version 2, Smith et al., 2010). CESM1-CAM5 a participé à la cinquième phase du projet d'intercomparaison de modèles couplés 5 (CMIP5, Taylor et al. 2012). Nous avons utilisé des sorties de simulations CESM1 v.1 sur une grille de résolution spatiale 1,25° x 0,94° et 40 niveaux verticaux. La paramétrisation des nuages dans CAM5, résumée dans Park et al., 2014, a été améliorée par rapport à CAM4 notamment aux niveaux des schémas de convection profonde ou des cumulus peu profonds (shallow cumulus).

3.2.2 Modèle IPSL-CM6

IPSL-CM6A-LR (Boucher et al., 2020), que l'on appellera par la suite IPSL-CM6, la dernière version du modèle climatique IPSL (Institut Pierre-Simon Laplace), couple le modèle atmosphérique LMDZ6 (Hourdin et al., 2020a), le modèle de surface terrestre et de biosphère terrestre ORCHIDEE

(Organizing Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems, Krinner et al., 2005) et le modèle océanique NEMO (Nucleus for European Models of the Ocean). NEMO comprend la physique océanique NEMO-OPA (Madec et al., 2017), la dynamique et la thermodynamique des glaces de mer NEMO-LIM3 (Vancoppenolle et al., 2009; Rousset et al., 2015), et la biogéochimie océanique NEMO-PISCES (Aumont et al., 2015). Par rapport aux précédentes versions IPSL-CM5A-LR et IPSL-CM5B-LR, le modèle atmosphérique LMDZ6 permet désormais de mieux représenter la transition de stratocumulus à cumulus (Hourdin et al., 2019a) et de déclencher statistiquement la convection profonde (Rochetin et al., 2014a, 2014b). Nous utilisons des sorties de simulations IPSL-CM6 décrites avec un pas de temps mensuel, une résolution spatiale de 1,27° x 2,5° et 79 niveaux verticaux.

3.2.3 CESM1, IPSL-CM6 et les prédictions climatiques d'ici 2100

CESM1 et IPSL-CM6 ont tous deux une sensibilité climatique à l'équilibre (ECS, section 2.2.4) assez élevée par rapport à l'ensemble des modèles de CMIP6 (tableau 4). Leurs valeurs d'ECS et de rétroaction des nuages se situent dans la plage des moyennes multi modèles CMIP6 pour les deux modèles. IPSL-CM6 apparaît comme le plus sensible, avec les rétroactions nuageuses LW les plus fortes. CESM1 a la plus forte rétroaction nuageuse dans le SW, et IPSL-CM6 la plus forte dans l'infrarouge.

	Sensibilité Climatique (K)	Rétroactions nuageuses (W/m2/K)		
		totale	SW	LW
CESM1	4.1	+0.52	+0.42	+0.10
IPSL-CM6	4.6	+0.38	+0.13	+0.25
Intervalle des moyennes multi modèles CMIP6	2.6 to 4.9	+0.06 to +0.78	-0.39 to +0.59	+0.06 to 0.58

Tableau 4 : Sensibilité climatique (K) et rétroaction nuageuse totale, SW et LW ($W/m^2/K$) pour CESM1 et IPSL-CM6. Adapté de Gettelman et al., 2019; Meehl et al. 2020; Zelinka et al., 2020.

Pour les deux modèles, nous considérons 88 ans de prédictions, commençant en 2008 comme les observations et se terminant en 2095. Dans la suite de la thèse, nous nous référons à la période 2008-2014 comme climat actuel et à la période 2089-2095 (la fin de la période simulée) comme climat futur.

Forçage période observations (2008-2014). Bien que les observations CALIPSO et CERES et les réanalyses ERA5 existent sur la période 2008-2021, nous n'avons pu durant la thèse qu'étudier la période 2008-2014 pour des raisons techniques. Étendre les résultats qui suivent à la période 2008-2021 est un travail en cours. Pour le modèle CMIP6 IPSL-CM6, nous utilisons les runs historiques disponibles sur la période 2008-2014. Puisque CESM1 est un modèle CMIP5 et que la période historique se termine en 2005 pour CMIP5 (Taylor et al., 2011), les runs historiques n'existent pas pour les années ultérieures dans CESM1, et donc pour la période 2008-2014. Cependant, les émissions cumulées de CO_2 observées au cours de la période 2008-2014 sont proches de celles du scénario RCP8.5 (Schalwm et al., 2020), nous avons donc considéré que les sorties de simulations CESM1 sur la période 2008-2014 réalisées suivant ce scénario pouvaient être considérées comme cohérentes avec les runs historiques.

Forçage période hors observations (2014-2095). Pour les conditions climatiques futures, les deux modèles ont été forcés selon le scénario RCP8.5 (section 2.2.2), le scénario d'émissions et de forçage radiatif le plus pessimiste de l'exercice 5 du GIEC (section 2.2.2).

Variables utilisées. Parmi les variables issues des prédictions de ces modèles, nous utilisons, sur un pas de temps mensuel, la vitesse du vent vertical à 500 hPa (ω_{500}) et l'effet radiatif des nuages (CRE) décomposé en 3 composantes : Net, LW et SW (Section 2.1.5). Au contraire des sorties CESM1, les sorties IPSL-CM6 que nous avons étudiées ne contiennent pas de CRE LW, SW ou Net, mais donnent accès aux flux LW et SW clear-sky et aux flux LW et SW allsky (section 3.2.3). Nous avons donc calculé le CRE LW via l'équation 2.4 et le CRE SW via l'équation 2.6. Le CRE net est obtenu en faisant la somme des CRE LW et SW. Il est important pour la suite de noter que le CRE simulé comprend les contributions de tous les nuages, opaques et non opaques.

3.2.4 Simulateur Lidar : COSP 1.4

A chaque modèle, un simulateur lidar COSP1.4 (CFMIP Observation Simulator Package, Bodas - Salcedo et al., 2011) a été connecté, capable de reproduire les observations lidar qui seraient mesurées par un lidar spatial de spécifications instrumentales connues survolant l'atmosphère prédite par le modèle (Chepfer et al., 2008; Cesana et Chepfer, 2012; Guzman et al., 2017). Ici, parmi les observations lidar synthétiques produites par le simulateur lidar COSP, nous utilisons l'altitude d'opacité (Zopaque) et la couverture nuageuse opaque (Copaque) sur une grille de la résolution spatiale du GCM utilisé sur un pas de temps mensuel et une résolution verticale de 40 niveaux d'altitude. Les simulateurs d'observables de COSP sont utilisés de manière régulière pour évaluer la qualité des simulations sorties de modèle par rapport aux observations dans le cadre du programme Obs4MIPs (Waliser et al., 2020).

Simulation sous-maille. Les profils modèles sont calculés sur une maille de résolution spatiale relativement grossière (CESM1 : 1,25° x 0,94°; IPSL-CM6 : 1,27° x 2,5°). COSP réalise un calcul sous-maille pour simuler une distribution nuageuse à plus fine échelle, qui respecte les grandeurs simulées à l'échelle du modèle et la forme connue de la distribution fine échelle des propriétés nuageuses. C'est sur cette distribution sous-maille des nuages que travaille le simulateur lidar. Dans COSP c'est le module SCOPS (Subgrid Cloud Overlap Profile Sampler ; Klein et Jakob, 1999; Webb et al., 2001) qui pour une seule maille de résolution modèle est responsable de produire un grand nombre de profils sous-maille (Chepfer et al., 2008; Bodas-Salcedo et al., 2011). SCOPS divise chaque maille du modèle en 20 à 50 sous-mailles, générées stochastiquement en utilisant un processus d'échantillonnage pseudo-aléatoire (Neale et al., 2012 pour CESM1; Tian et Curry, 1989; Jouhaud et al., 2018 pour IPSL-CM6) : la fraction nuageuse est calculée dans chaque sous-colonne et pour chaque niveau vertical des GCMs. Parmi les contraintes du calcul, la quantité d'eau condensée et la fraction nuageuse moyennée dans toutes les sous-colonnes de la maille doivent être égales aux valeurs moyennes de la maille du modèle, et l'hypothèse de recouvrement des nuages doit être la même que celle utilisée par le schéma radiatif du modèle (Konsta, 2008). COSP moyenne ensuite les Zopaque/Copaque restitués pour chaque profil sous-maille sur un pas de temps spécifié à l'avance pour créer un seul Zopaque/Copaque moyen pour la maille. On moyenne ensuite ces Zopaque/Copaque sur une période mensuelle.

Les données de modèle décrites dans ce chapitre et utilisées dans les chapitres 4 et 5 sont disponibles en ligne[3].

3.3 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons décrit les informations sur les nuages extraites des observations spatiales (CALIPSO, CERES), des réanalyses (ERA5), des sorties de modèles (CESM1, IPSL-CM6) et de simulateurs (COSP) qui seront combinées dans les chapitres à venir pour comprendre le comportement des nuages opaques, évaluer la représentation de ce comportement dans les modèles de climat et considérer leur évolution à venir dans un contexte de changement climatique. Nous nous focaliserons sur les Tropiques car il s'agit d'une région où les nuages convectifs sont présents et que des études comme Held et Soden, 2006 ont suggéré que la circulation atmosphérique tropicale allait être la plus impactée dans le futur suite au changement climatique. La circulation atmosphérique tropicale joue un rôle clé dans la circulation atmosphérique mondiale ainsi que dans le climat mondial.

Dans le chapitre suivant, nous utiliserons les observations et les sorties de modèles en climat actuel pour décrire le lien entre la dynamique atmosphérique et les propriétés des nuages opaques dans les tropiques. Une partie importante des deux chapitres suivants a fait l'objet de l'article Perpina et al., 2021.

3 Jeu de données disponible ici : https://doi.org/10.14768/e91cc5fa-bcde-435c-b40f-65c93daae7d2

4 Dynamique atmosphérique et propriétés des nuages opaques dans les Tropiques : climat actuel

Ce chapitre a deux objectifs. Tout d'abord, à partir des observations satellitaires et des réanalyses présentées dans le chapitre précédent, nous établirons la relation entre circulation atmosphérique et propriétés des nuages opaques (section 4.1). Deuxièmement, nous comparerons les relations ainsi trouvées dans les observations avec celles présentes dans les simulations de modèles climatiques des conditions climatiques actuelles (section 4.2). Les analyses qui suivent porteront uniquement sur l'océan, afin de faciliter l'interprétation de nos résultats au regard d'études récentes utilisant les propriétés des nuages opaques restituées du lidar (Vaillant de Guélis et al., 2017a, b, 2018 ; Höjgård-Olsen et al., 2020).

Dans ce chapitre et les suivants, nous allons nous focaliser sur la région des tropiques comme définie dans la section 1.1.4. Cette région contient les régions d'ascendance telles que l'ITCZ, la SPCZ et la Warm Pool, ainsi qu'une région de subsidence : la PESZ (Figure 2.4). Nous considèrerons les observations et simulations sur la période 2008-2014. Toutes les figures présentes dans ce chapitre sont dans les tropiques [30°N-30°S] au-dessus des océans uniquement.

4.1 Observations et réanalyses

La combinaison des propriétés de nuages opaques dérivées de CALIPSO et les informations de vitesse verticale tirées de réanalyses (Section 3.1) suggère que la distribution des mouvements dynamiques de l'air (ascendant et subsident, figure 4.1.a) semble piloter l'organisation géographique de l'altitude (figure 4.1.b) et, dans une moindre mesure, celle de la couverture (figure 4.1.c) des nuages opaques. On remarque une corrélation poussée entre les zones d'ascendances (ω_{500}< 0, rouge sur la figure 4.1.a) et les zones de nuages opaques élevés (>3km, rouge, figure 4.1.b) et les zones de couverture forte en nuages opaques (>40%, rouge, figure 4.1.c). C'est le cas par exemple dans l'ITCZ, de la SPCZ et de la Warm pool. En subsidence (ω_{500}> 0, bleu sur la figure 4.1.a), les nuages opaques sont généralement bas et peu nombreux, avec Zopaque <3 km (figure 4.1.b) et Copaque <40% (figure 4.1.c). C'est le cas par exemple de la PESZ. Exception notable à ces corrélations, on trouve de nombreux nuages opaques (Copaque > 60%) dans les régions de subsidence au large des côtes ouest de l'Amérique latine (Mexique et Pérou), de l'Amérique du Nord (vers 130°O-20°N), de l'Afrique (Angola / Namibie) et de l'Australie. En ces régions, on trouve fréquemment des stratocumulus (Neubauer et al., 2014) de basse altitude (Zopaque < 1 km).

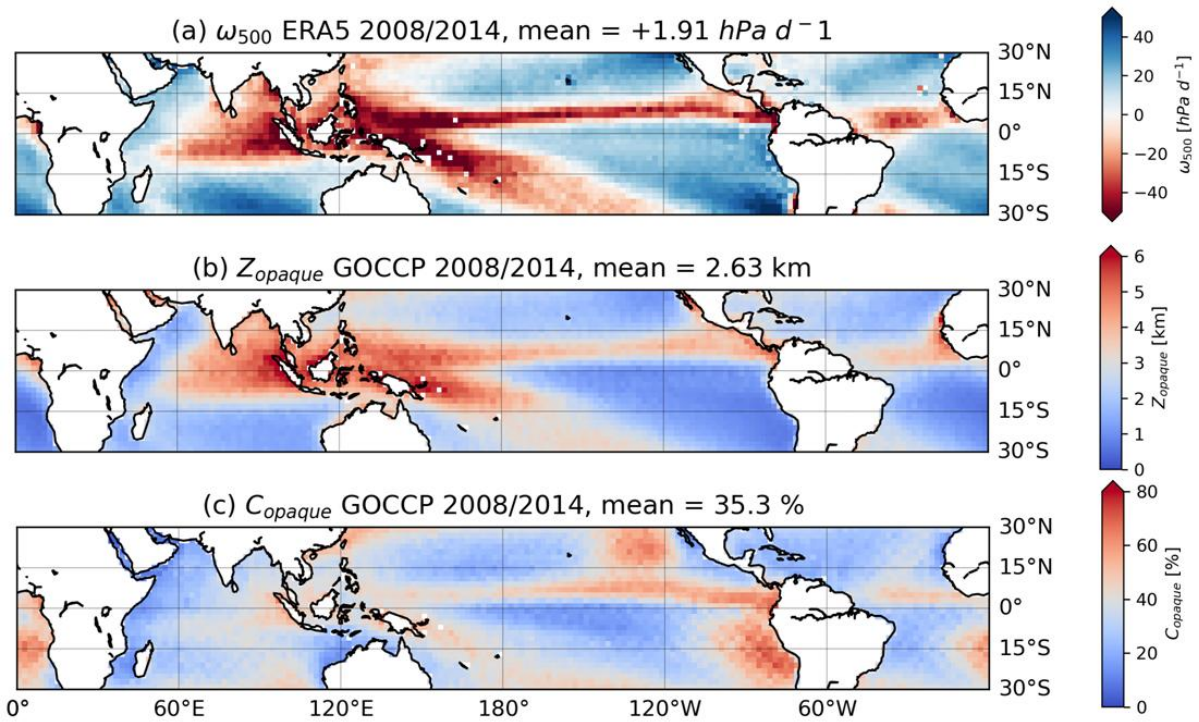

Figure 4.1 : Cartes de (a) la vitesse verticale du vent à 500hPa (ω_{500}) issue des réanalyses ERA5, (b) l'altitude des nuages opaques (Zopaque) et (c) la couverture des nuages opaques (Copaque) issues des observations CALIPSO-GOCCP. Le rouge représente les régions ascendantes (ω_{500}<0), Zopaque haut (Zopaque>3 km) et Copaque fort (Copaque>40%). Le bleu représente les régions subsidentes (ω_{500}>0), Zopaque bas (Zopaque<3 km) et Copaque faible (Copaque<40%). Moyenne multi-annuelle de cartes mensuelles sur la période 2008-2014.

La figure 4.2 montre comment l'altitude des nuages opaques, Zopaque, et la couverture des nuages opaques, Copaque, se connectent à la vitesse du vent verticale à 500 hPa, ω_{500}. Ces figures suggèrent l'existence de deux régimes différents basés sur la vitesse verticale, reliant différemment les propriétés des nuages opaques et la dynamique atmosphérique sous les tropiques.

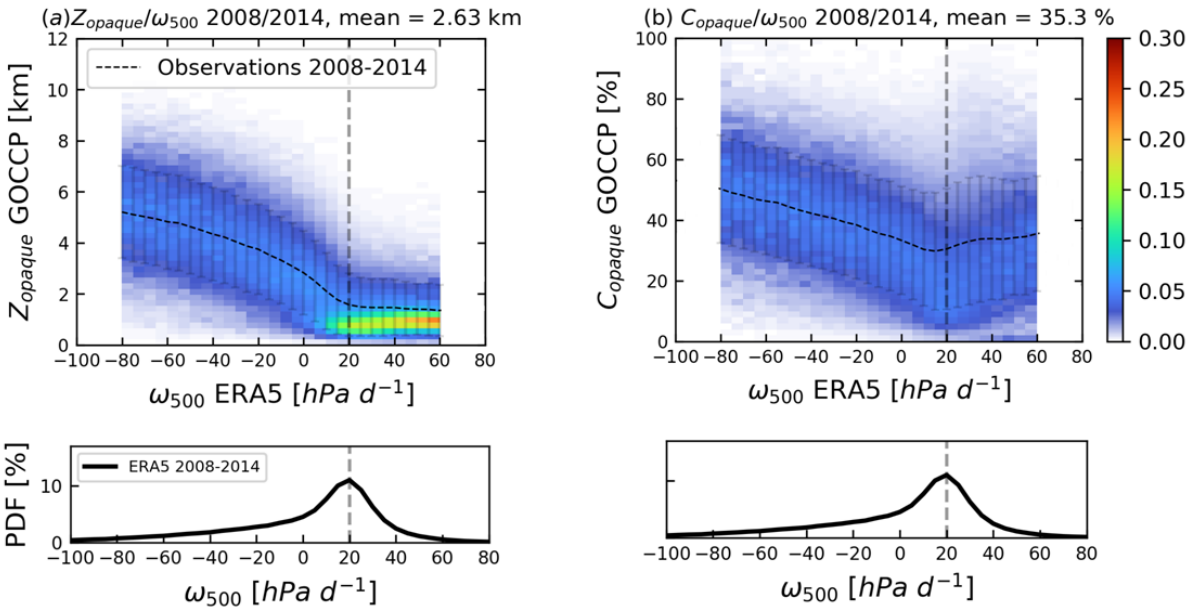

Figure 4.2 : Histogrammes normalisés montrant la distribution de (a) Zopaque [km] et (b) Copaque [%] pour chaque vitesse verticale du vent à 500hPa ω_{500} [hPa/d], construits d'après des valeurs mensuelles moyennes sur une grille de 2°x2° pour la période 2008-2014. Sous chaque histogramme normalisé se trouve la PDF mensuelle de ω_{500} [hPa/d] sur la période 2008-2014. Zopaque et Copaque proviennent des observations CALIPSO-GOCCP, ω_{500} des réanalyses ERA5. La ligne verticale en pointillés représente ω_{500} = +20 hPa/d (voir texte). Pour normaliser, nous divisons la distribution de Zopaque ou Copaque (le long de l'axe des y) pour un ω_{500} donné par le nombre total d'occurrences dans ce régime de ω_{500} : la somme des occurrences normalisées de Zopaque ou Copaque pour un ω_{500} donné est égale à 1. Les plages de ω_{500} contenant moins de 2000 occurrences sont masquées (blanc).

ω_{500} < +20 hPa/d : faible subsidence et ascendance. A la gauche de la limite ω_{500} = 20 hPa/d, 62% des points, la couverture et l'altitude des nuages opaques augmentent lentement à mesure que l'ascendance se renforce (figures 4.2.a et b): Copaque passe de 30% pour +20 hPa/d à 50% pour -80 hPa/d. Zopaque passe d'une moyenne de 1.5 km à +20 hPa/d (subsidence), à 3.8 km à -25 hPa/d (faible ascendance), jusqu'à plus de 5 km à -80 hPa/d (ascendance profonde). L'altitude de Zopaque est par définition inférieure au sommet du nuage opaque (section 3.2.2), donc les nuages opaques s'étendent probablement bien au-dessus de 5 km. Les forts mouvements ascendants (<-60 hPa/d) représentent environ 10% des points de la ceinture tropicale (PDF Figure 4.2.a).

ω_{500} > +20 hPa/d : subsidence forte. A la droite de la limite ω_{500} = 20 hPa/d, lié à une subsidence forte (ω_{500} > 20 hPa/d, 38% des points), Zopaque est stable entre 0 et 2 km, quelle que soit la vitesse verticale du vent à 500hPa (Figure 4.2.a). Le Copaque moyen augmente légèrement avec la vitesse de subsidence (~30 % pour +20 hPa/d à 35% pour +60 hPa/d); la dispersion est cependant grande pour un ω_{500} donné. **Subsidence forte et Stratocumulus.** Dans ce régime, on trouve les régions dominées par les stratocumulus avec des zones de subsidence fortes, un Zopaque bas et un Copaque élevé. La figure 4.3 représente la relation Zopaque/ω_{500} (figure 4.3.a) et la relation Copaque/ω_{500} (figure 4.3.b) dans la zone des stratocumulus sur la côte ouest de l'Amérique du sud [27°S/6°S – 80°O/110°O]. Cette zone est visible comme une tache rouge sur la figure 4.1.c, représentée par des valeurs de Copaque>50%. Dans une zone où la subsidence est omniprésente (pic de ω_{500} à +25 hPa/d sur les PDFs de ω_{500}), le Zopaque moyen est inférieur à 1km d'altitude (Fig. 4.3.a) et on observe une très forte dispersion de Copaque (Fig. 4.3.b) impliquant que, dans cette région, les couvertures nuageuses alternent rapidement entre fortes couvertures et ciel clair. Dans les régions de subsidence discutées, plus de 90% des nuages présents sont des stratocumulus (Albrecht et al.,

1988 ; Klein et Hartmann, 1993). Ces résultats ont été récemment confirmés par Césana et al., 2019 avec le dataset CASCCAD (Cumulus And Stratocumulus CloudSat-CALIPSO Dataset).

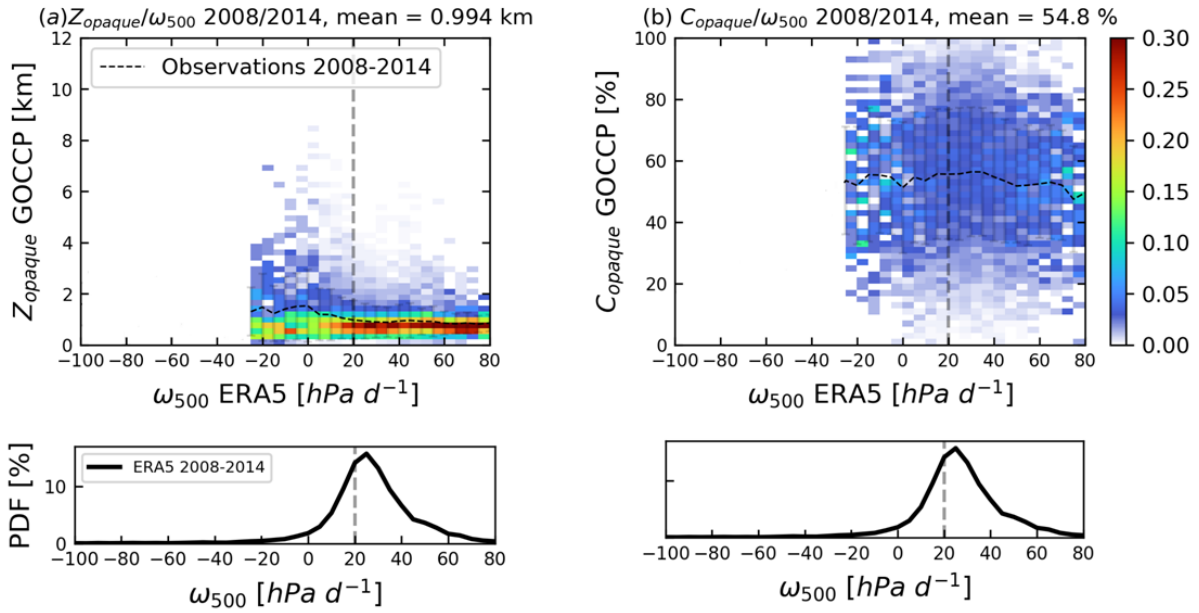

Figure 4.3 : Histogrammes normalisés montrant la distribution de (a) Zopaque [km] et la vitesse verticale du vent à 500 hPa ω_{500} [hPa/d], et (b) Copaque [%] et ω_{500} [hPa/d] en considérant les valeurs mensuelles moyennes sur une grille de 2°x2° dans la zone des stratocumulus au bord de la côte ouest Africaine [27°S/6°S-80°O/110°O], au dessus des océans uniquement, pour la période 2008-2014. Sous chaque histogramme normalisé se trouve la PDF de ω_{500} [hPa/d] sur la période 2008-2014. Zopaque et Copaque proviennent des observations CALIPSO-GOCCP, ω_{500} des réanalyses ERA5. La ligne verticale en pointillés représente ω_{500} = +20 hPa/d (voir texte). Les plages de ω_{500} contenant moins de 40 occurrences sont masquées (blanc). La résolution des données est de 2°x2°x1 mois.

Nos résultats, en combinant observations et réanalyses, suggèrent donc des relations entre la dynamique atmosphérique (ω_{500}) et les propriétés des nuages opaques (Zopaque et Copaque) dans les tropiques. Ces résultats sont cohérents avec l'étude qu'ont menée Vaillant de Guélis et al. (2017a) en se basant sur les observations CALIPSO et les réanalyses ERAI uniquement au-dessus des océans pendant la nuit sous les tropiques pour la période 2008-2015. Ils ont montré qu'on pouvait assimiler les propriétés nuageuses opaques et fines à une fonction des régimes dynamiques dans les tropiques. Selon eux, les propriétés nuageuses semblent être dépendantes des effets de la dynamique dans les régions où ω_{500}<+20 hPa/d, ce qui conduirait à un changement prévisible du CRE. Dans notre étude, nous n'avons pas seulement regardé les observations et les réanalyses mais aussi comment se comporte cette relation propriétés nuageuses/dynamique atmosphérique dans 2 modèles climatiques à l'aide de simulation dans le climat présent et aussi des prédictions dans le climat futur et comment l'effet radiatif se comportera dans le présent et dans le futur. Nous nous sommes principalement intéressés aux nuages opaques.

Dans la section suivante, nous explorons comment les 2 modèles CESM1 et IPSL-CM6 simulent l'organisation géographique de ω_{500}, Zopaque et Copaque, et comment ils simulent la relation entre dynamique atmosphérique (ω_{500}) et propriétés des nuages opaques (Zopaque et Copaque).

4.2 Modèles CESM1 et IPSL-CM6

De manière générale, les deux modèles ne distribuent pas le vent vertical de la même manière que les réanalyses ERA5. IPSL-CM6 (courbe bleue sur Figure 4.4) crée beaucoup plus d'ascendance modérée, entre -60 hPa/d et 0 hPa/d (43% des points) que CESM1 (courbe rouge, 31% des points) et

que les réanalyses (courbe noire en tirets, 26% des points). IPSL-CM6 compense ce surplus d'ascendances en sous-estimant les faibles subsidences ($0 < \omega_{500} < +30$ hPa/d), où il situe 33% des points, comparé à 44% environ pour CESM1 et les réanalyses. On note aussi que CESM1 surestime les fortes ascendances ($-70 < \omega_{500} < -20$ hPa/d, 20% des points) par rapport aux réanalyses (15% des points). Les trois jeux de données s'accordent pour placer le pic principal de ω_{500} à +20 hPa/d, mais IPSL-CM6 le sous-estime (8% des points) par rapport aux réanalyses (11% des points) et CESM1 (12% des points).

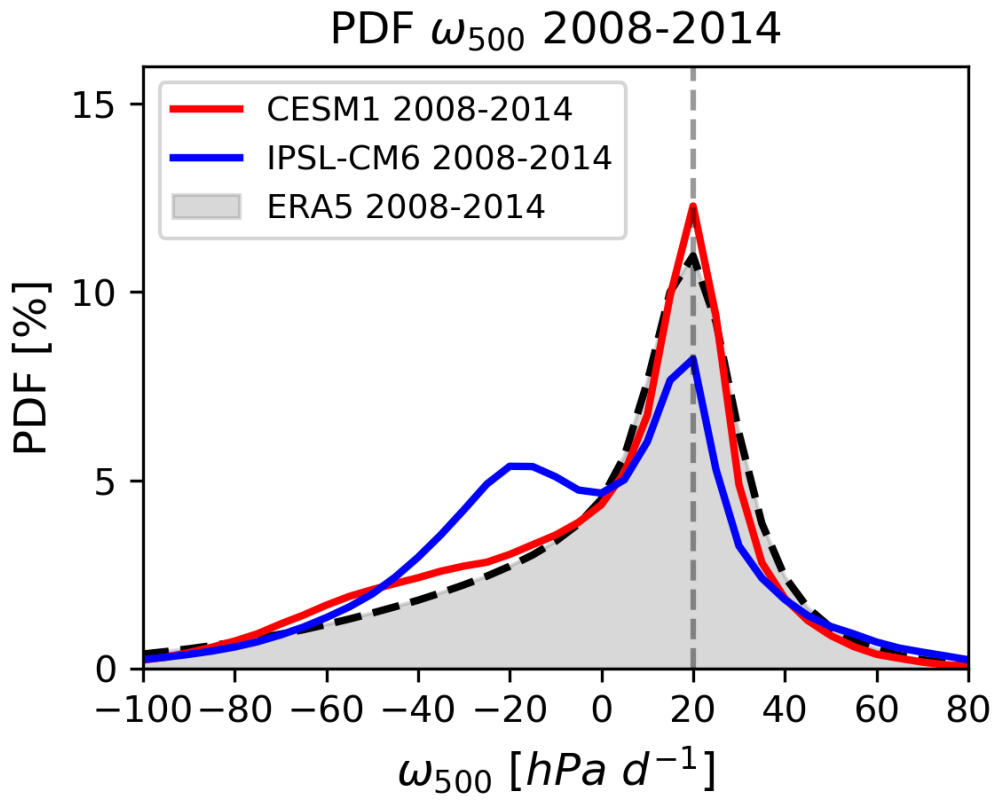

Figure 4.4 : Distributions des vitesses verticales à 500 hPa (ω_{500}) pour la période 2008-2014 : réanalyses ERA5 (ombre grise), simulations CESM1 (rouge) et IPSL-CM6 (bleu).

On observe donc, par rapport aux réanalyses, une surestimation forte des ascendances modérées dans IPSL-CM6 et une légère surestimation des ascendances modérées et fortes dans CESM1.

4.2.1 Organisation géographique des régimes dynamiques et des nuages opaques

Organisation géographique des régimes dynamiques. Les deux modèles organisent géographiquement les ω_{500} (figures 4.5.a pour CESM1 et b pour IPSL-CM6) d'une manière similaire aux réanalyses (lignes noires sur les figures 4.5.a et b) dans les conditions climatiques actuelles. Les figures 4.5.c et d montrent que les deux modèles s'accordent pour simuler fréquemment :

- une ascendance plus forte que celle décrite par les réanalyses (rouge 6 sur les figures 4.5.c et d) au nord de l'ITCZ, à l'ouest de la Warm Pool et à l'est de la SPCZ;
- une ascendance plus faible que celle décrite par les réanalyses (rouge 5) au sud de l'ITCZ et au niveau de la Warm Pool;

- une subsidence plus forte que celle décrite par les réanalyses (bleu 1) au nord de la PESZ et dans l'Atlantique Nord et Sud.

Les deux modèles sous-estiment l'intensité de l'ascendance au centre des régions convectives (rouge 5 au centre de la warm pool, de l'ITCZ, de la SPCZ), mais maintiennent des ascendances modérées sur des régions trop larges (rouge 6 sur les bords de la warm pool, de l'ITCZ, de la SPCZ), tellement larges qu'elles s'étalent sur des régions où les réanalyses trouvent de la subsidence (saumon 4 en bordure des régions de subsidence). Lorsque les modèles prévoient de la subsidence au même endroit que les réanalyses, elle est généralement sous-estimée (bleu 2 très fréquent).

Les deux modèles sous-estiment donc l'intensité des mouvements subsidents et convectifs, et exagèrent la taille des régions dominées par la convection, à l'exception des bordures sud de l'ITCZ et ouest de la SPCZ (cyan 3). Ils placent la SPCZ trop au Nord-Est (cyan 3 à sud-ouest et saumon 4 au sud-est), et la warm pool trop à l'Ouest (saumon 4 à l'ouest et cyan 3 à l'est).

Finalement, les modèles exagèrent les mouvements subsidents dans la PESZ (bleu 1) dont ils exagèrent la taille (cyan 3 autour de la PESZ), surtout au Nord-ouest pour IPSL-CM6.

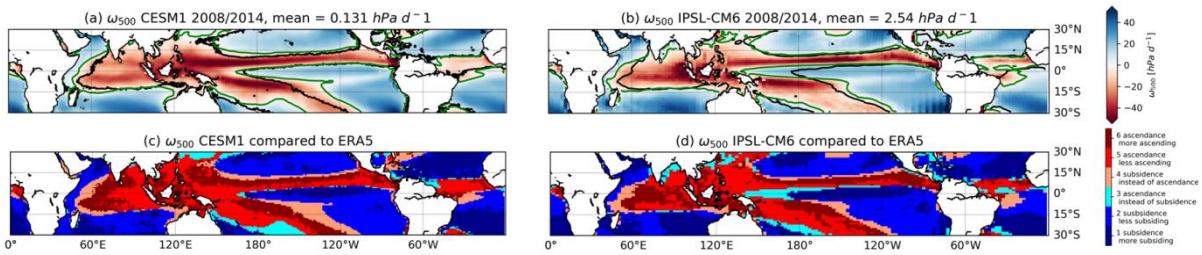

Figure 4.5 : Cartes de (a et b) la vitesse verticale du vent à 500hPa (ω_{500}) à partir de modèles climatiques dans le climat actuel. Les lignes indiquent l'isocontour ω_{500} = 0 hPa/d dans les réanalyses ERA5 (lignes noires) et les sorties de modèle pour le climat présent (lignes vertes). Cartes des différences entre les modèles et observations (c et d) de la vitesse verticale du vent à 500hPa (ω_{500}). La colonne de gauche fait référence au modèle CESM1 et la colonne de droite au modèle IPSL-CM6. Toutes les données sont moyennées sur la période 2008-2014.

Organisation géographique des propriétés nuageuses. Par rapport aux observations, CESM1 sous-estime l'altitude des nuages opaques presque partout, en moyenne de ≈0,5 km (Figure 4.6.e) et surestime la couverture nuageuse opaque (+3,1%, Figure 4.6.g) presque partout sauf dans les régions de stratocumulus. Contrairement à CESM1, IPSL-CM6 surestime Zopaque (+1,6km en moyenne, figure 4.6.f) et Copaque (+6.8%, figure 4.6.h) presque partout sauf dans la partie ouest du Pacifique équatorial (bleu au centre de la figures 4.6.f et h). Si on suppose qu'exagérer la subsidence tire les nuages opaques vers le bas, ces chiffres sont cohérents avec le fait qu'IPSL-CM6 simule dans cette région trop de subsidence par rapport à ERA5 (cyan 3 et bleu 1 sur la figure 4.6.d). Au large de la côte ouest de l'Amérique du Sud, les deux modèles sous-estiment la couverture de stratocumulus (bleu foncé sur les figures 4.6.g et h), un biais connu des modèles climatiques (Nam et al., 2012; Neubauer et al., 2014). Plus à l'ouest, dans la région des shallow cumulus, les deux modèles divergent : CESM1 sous-estime leur couverture, tandis qu'IPSL-CM6 la surestime.

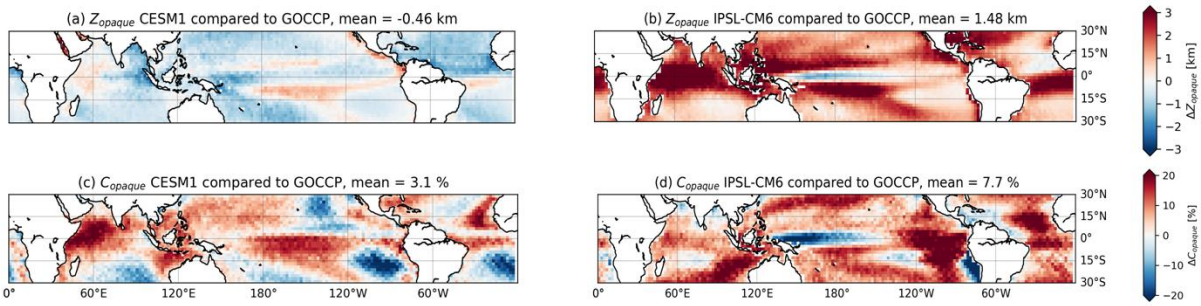

Figure 4.6 : Cartes des différences entre les modèles et observations (a) et (b) de l'altitude des nuages opaques (Zopaque) et (c) et (d) de la couverture nuageuse opaque (Copaque). La colonne de gauche fait référence au modèle CESM1 et la colonne de droite au modèle IPSL-CM6. Les observations de Copaque et de Zopaque proviennent de CALIPSO-GOCCP. Toutes les données sont moyennées sur la période 2008-2014.

4.2.2 Distribution des propriétés des nuages opaques vs les régimes dynamiques

Nous analysons maintenant comment les deux modèles simulent les relations entre la dynamique atmosphérique (ω_{500}) et les propriétés des nuages opaques (Zopaque et Copaque) dans le climat actuel (Figs. 4.5 et 4.6). Les deux régimes de chaque côté de 20 hPa/d apparents dans les observations (Figure 4.1, Sect. 4.2) apparaissent également dans les simulations de modèles.

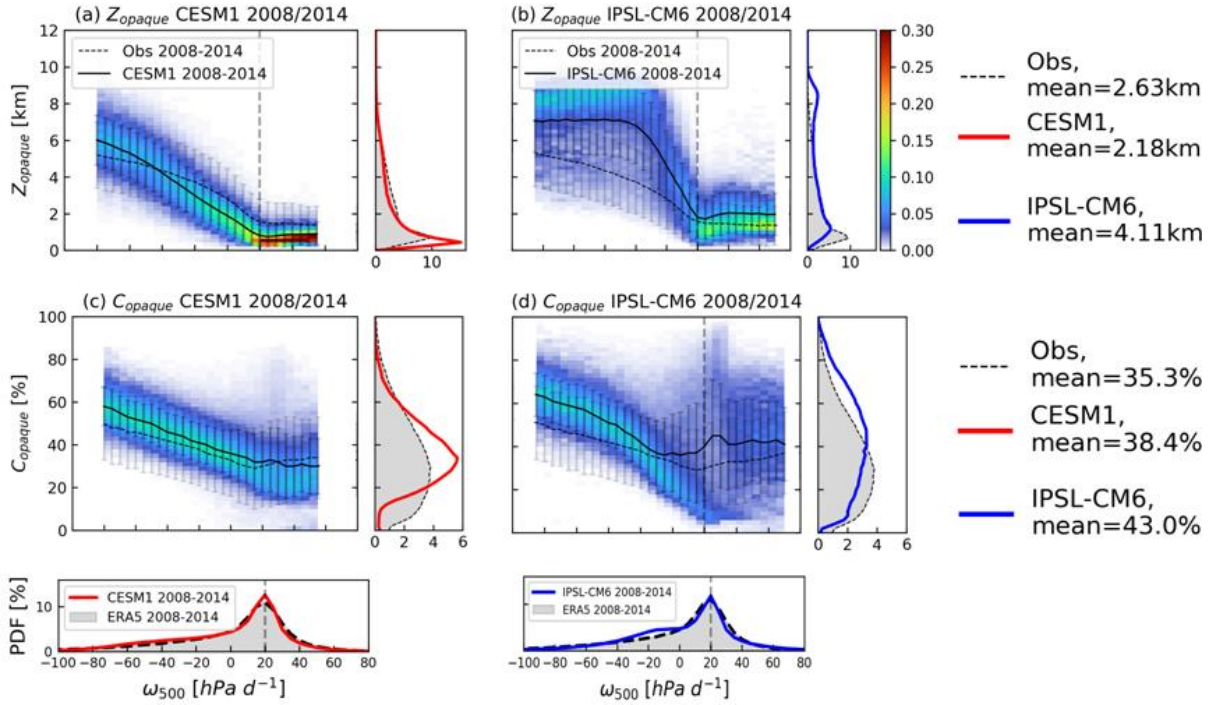

Figure 4.7 : Histogramme normalisé montrant la distribution de (a et b) Zopaque [km] et (c et d) Copaque ainsi que la PDF de ω_{500} [hPa/d]. Le modèle CESM1 est dans la colonne de gauche (courbes rouges) et le modèle IPSL-CM6 dans la colonne de droite (courbes bleues). Les plages de ω_{500} contenant moins de 2000 occurrences absolues pour CESM1 et pour IPSL-CM6 sont masquées (blanc). La courbe noire représente, pour chaque variable, la distribution sur la période 2008-2014 issue des observations GOCCP. Les barres d'erreur indiquent l'écart type sur 7 ans. Les PDFs de (a et b) Zopaque et (c et d) Copaque sont situées à droite de chaque histogramme normalisé. Les PDFs de ω_{500} sont situées sous les histogrammes normalisés de CRE net. Les ombres grises représentent la distribution sur les périodes 2008-2014 issue des observations GOCCP (propriétés des nuages) et des réanalyses ERA5 (ω_{500}). La résolution des données est de 2°x2°x1 mois.

Zopaque et régimes dynamiques. CESM1 sous-estime Zopaque en faible ascendance et subsidence (Figure 4.7.a), et le surestime en forte ascendance (ω_{500}<-50 hPa/d, Figure 4.7.a) par

rapport aux observations (trait noir pointillé). CESM1 (ligne rouge) place les nuages à des niveaux inférieurs (inférieurs à 1 km, PDF à droite de la figure 4.7.a), majoritairement dû aux subsidences, que les observations (zone grise). Des sous-estimations importantes se produisent entre 2 et 5 km, ce qui est dû aux régimes de -50 à +25 hPa/d, qui sont dominants (PDF de ω_{500}, en bas à gauche). IPSL-CM6 (colonne de droite) surestime significativement Zopaque : >2km en moyenne à la gauche de la limite de ω_{500} = +20 hPa/d. La surestimation est maximale près de -25 hPa/d (Figure 4.7.b) où se trouvent la plupart des points ascendants de ω_{500}. La PDF (Figure 4.7.b, côté droit) montre qu'IPSL-CM6 simule plus de nuages opaques hauts (8-10 km) et moins de nuages opaques très bas (~1 km) par rapport aux observations.

Copaque et régimes dynamiques. La surestimation de Copaque pour CESM1 augmente légèrement avec la vitesse d'ascendance (Figure 4.7.c), tandis qu'IPSL-CM6 surestime Copaque en forte ascendance (ω_{500}<-25 hPa/d) et subsidence (Figure 4.7.d). La figure 4.8 représente la distribution de la couverture en nuages fins en fonction de la dynamique atmosphérique. En forte subsidence (à la droite de la limite ω_{500}= +20 hPa/d), les deux modèles ne surestiment pas la couverture nuageuse opaque, mais mettent beaucoup moins de nuages fins dans les deux modèles (Figure 4.8) : deux fois moins pour CESM1 (13.5%, Figure 4.8.a) et trois fois moins pour IPSL-CM6 (9.24%, Figure 4.8.b) que les observations (27.5%). L'effet domine la distribution tropicale de la couverture des nuages fins (PDF à droite des figures 4.8.a et b), de manière cohérente avec le problème « too few, too bright » (Nam et al., 2012) : les modèles climatiques ont tendance à sous-estimer la couverture nuageuse basse et à surestimer son épaisseur optique. Selon la PDF de Copaque (côté droit des Figures 4.7.c et d), CESM1 surestime le Copaque moyen (20-40 %) de manière significative et sous-estime le Copaque faible (<20 %), tandis qu'IPSL-CM6 est majoritairement cohérent avec la PDF des observations (IPSL- CM6 surestime un peu Copaque en dessous de 35% et le sous-estime au-dessus de 35% dans la PDF, Figure 4.7.d, côté droit). Ainsi, CESM1 reproduit mieux la relation entre Zopaque et ω_{500} qu'IPSL-CM6, mais IPSL-CM6 reproduit mieux la PDF globale de Copaque que CESM1.

Les deux modèles sous-estiment de manière très importante la couverture des nuages fins pour tout ω_{500} (Figure 4.8). Les PDFs de Cthin pour les deux modèles sont toutes décalées vers des valeurs plus faibles de Cthin (Cthin~13.5% pour CESM1 et Cthin~9% pour IPSL-CM6 avec un pic vers Cthin~5%) par rapport aux observations.

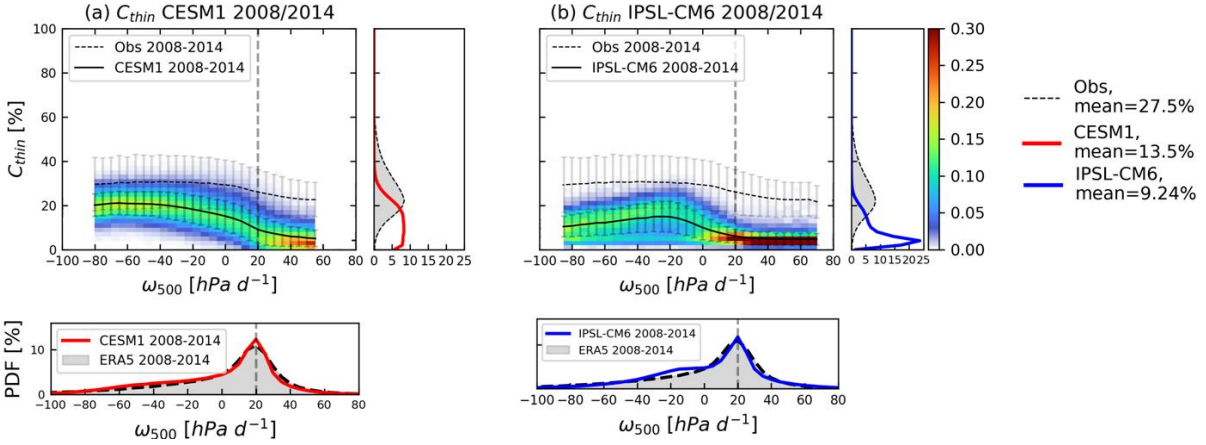

Figure 4.8 : Comme Figure 4.7 pour la couverture en nuages fins. Le Zopaque n'existe pas pour les nuages fins par définition.

4.2.3 Distribution de l'effet radiatif des nuages vs les régimes dynamiques

La façon dont les deux modèles simulent la couverture en nuage opaques a un impact sur la façon dont ils simulent tous les CRE et donc a un impact sur le bilan radiatif dans le climat présent. Néanmoins, seule l'altitude des nuages opaques a un impact sur la façon dont le CRE LW, c'est-à-dire l'effet de serre, est simulé dans le climat présent. On rappelle les liens entre CRE et propriétés nuageuses opaques :

- Dans l'infrarouge (LW), plus un nuage est élevé, plus la température de son sommet est froide, moins le nuage va réémettre de flux vers l'espace, ce qui va tendre à réchauffer le système climatique de la Terre. Ce qui signifie que **plus le Zopaque est élevé, plus le CRELW est intense**. L'inverse est valable : **plus le Zopaque est bas, plus le CRELW est faible**.
- Plus il y a de nuages dans l'atmosphère, plus ils vont réfléchir de rayonnement SW vers l'espace et plus ils vont absorber de rayonnement LW. Ce qui signifie que **plus le Copaque est fort, plus le CRESW est intense et plus le CRELW est intense** : comme l'effet d'albédo (SW) domine l'effet de serre (LW) (voir section 2.1.5), l'impact total des nuages va tendre à refroidir le système climatique de la Terre. L'inverse est valable : **plus le Copaque est faible, plus le CRESW est faible et plus le CRELW est faible**.

Pour évaluer l'importance des nuages opaques et fins sur le pilotage de l'effet radiatif des nuages, nous avons suivi l'approche de Vaillant de Guélis et al. (2018). Nous avons comme eux décomposé le CRELW de nos deux modèles suivant des contributions en nuages opaques et fins de la manière suivante :

$$\begin{aligned} CRELW_{opaque} &= 2\Gamma \times C_{opaque} \times Z_{T_{opaque}} \\ &= -2\,\frac{\mathrm{dT}}{\mathrm{dz}} \times C_{opaque} \times Z_{T_{opaque}} \\ &= 11 \times C_{opaque} \times Z_{T_{opaque}} \end{aligned} \tag{4.1}$$

$$\begin{aligned} CRELW_{\mathrm{thin}} &= 2\Gamma \times C_{thin} \times Z_{T_{thin}} \times e_{thin} \\ &= -2\,\frac{\mathrm{dT}}{\mathrm{dz}} \times C_{thin} \times Z_{T_{thin}} \times e_{thin} \\ &= 11 \times C_{thin} \times Z_{T_{thin}} \times e_{thin} \end{aligned} \tag{4.2}$$

Avec $Z_{T_{opaque}}$, la température du sommet des nuages opaques, $e_{th\in}$, l'émissivité des nuages fins et $Z_{T_{th\in}}$, la température du sommet des nuages fins. Nous avons constaté (figure 4.9), en calculant le rapport entre la valeur moyenne du CRELW opaque et du CRE LW total, que les nuages opaques contribuent pour 78% (CESM1) et 87% (IPSL-CM6) du CRE dans le climat actuel. En nous fondant sur ces résultats, nous donnons volontairement dans les sections qui suivent la priorité aux nuages opaques.

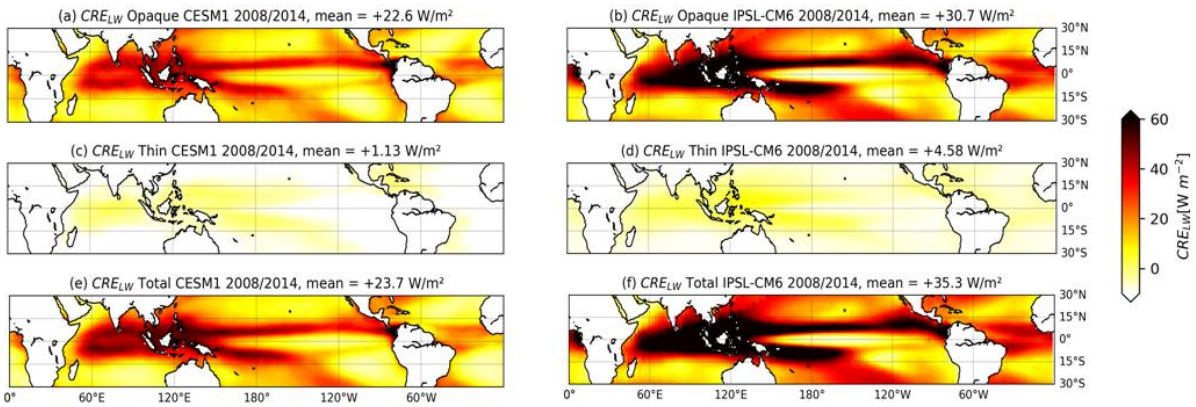

Figure 4.9 : Cartes (a et b) de la contribution des nuages opaques au CRE, (c et d) de la contribution des nuages fins au CRE et (e et f) du CRE total pour les simulations dans le climat présent (2008-2014) de CESM1 (colonne de gauche) et IPSL-CM6 (colonne de droite). Les moyennes tropicales sont mentionnées dans le titre.

Nous analysons maintenant comment les deux modèles simulent les relations entre l'effet radiatif des nuages (CRE) et les propriétés des nuages opaques (Zopaque et Copaque) dans le climat actuel (Figure 4.10).

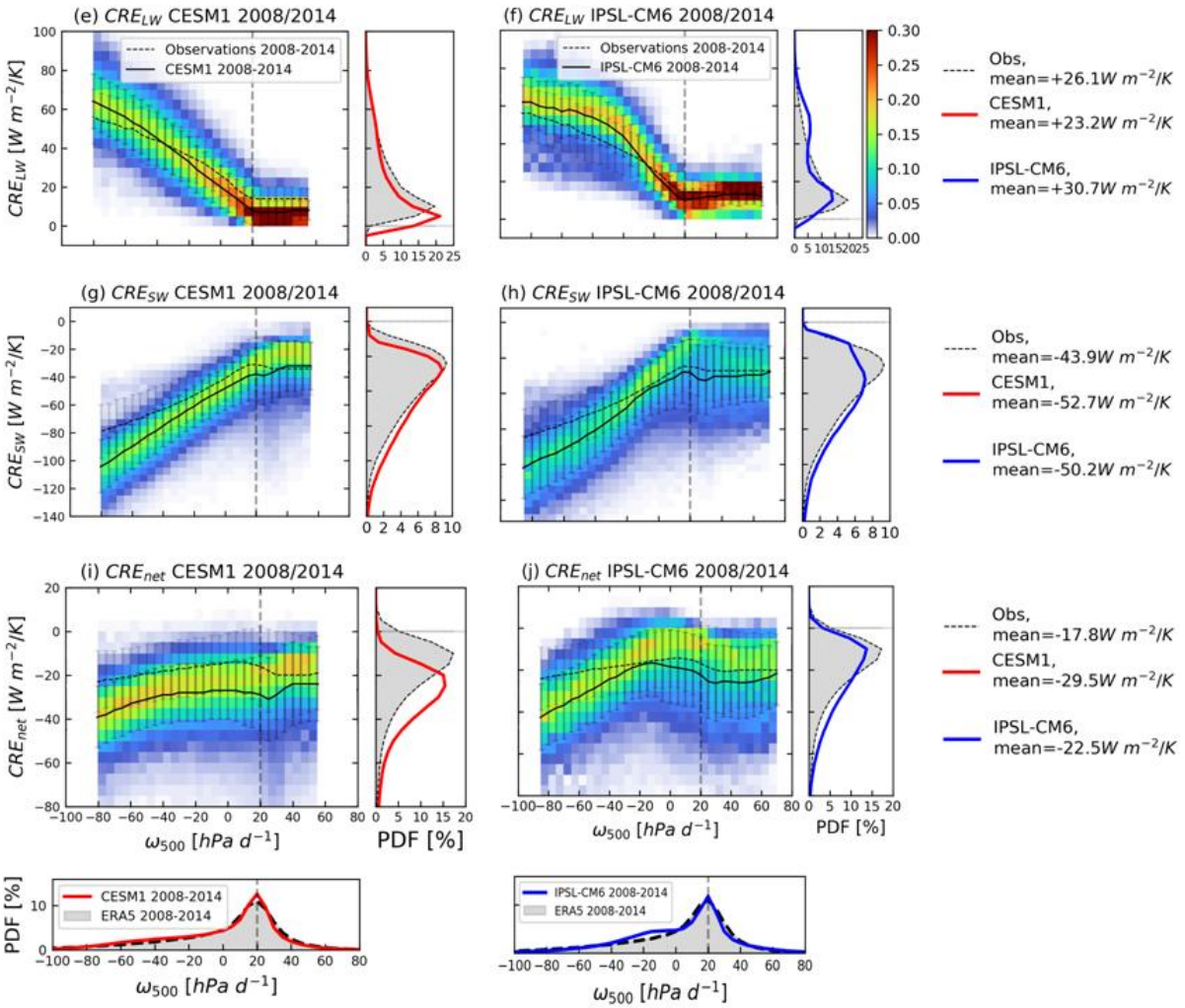

Figure 4.10 : Histogramme normalisé montrant la distribution de (a et b) CRE LW [W/m²/K], (c et d) CRE SW [W/m²/K] et (e et f) CRE net [W/m²/K] et la PDF de ω_{500} [hPa/d]. Le modèle CESM1 est dans la colonne de gauche (courbes rouges) et le modèle IPSL-CM6 dans la colonne de droite (courbes bleues). Les plages de ω_{500} contenant moins de 2000 occurrences absolues pour CESM1 et pour IPSL-CM6 sont masquées (blanc). La courbe noire représente, pour chaque variable, la distribution sur la période 2008-2014 issue des observations CERES. Les barres d'erreur indiquent l'écart type sur 7 ans. Les PDFs de (a et b) CRE LW, (c et d) CRE SW et (e et f) CRE net sont situées à droite de chaque histogramme normalisé. Les PDFs de ω_{500} sont situées sous les histogrammes normalisés de CRE net. Les ombres grises représentent la distribution sur les périodes 2008-2014 issue des observations CERES (CRE) et des réanalyses ERA5 (ω_{500}). La résolution des données est de 2°x2°x1 mois.

CRELW. Les deux modèles surestiment le CRELW où ils surestiment Zopaque et Copaque : en forte ascendance (ω_{500}<-50 hPa/d) pour CESM1 (Figs. 4.7.a, c et Figure 4.10.a) et en ascendance pour IPSL-CM6 (Figs. 4.7.b, d et Figure 4.10.b). CESM1 sous-estime le CRELW (Figure 4.10.a) où il sous-estime le Zopaque, en subsidence et en ascendance faible. Ceci est cohérent avec des nuages plus opaques produisant un effet de serre plus fort dans le LW.

CRESW. Les deux modèles surestiment le CRESW<0 en ascendance (Figures 4.10.c et d), principalement en raison d'une surestimation du Copaque à ces régimes (Figures 4.7.c et d), le CRESW n'étant pas sensible à Zopaque. Ceci est cohérent avec des nuages plus opaques produisant un effet d'albédo plus fort dans le SW.

CREnet. Les deux modèles surestiment beaucoup le CREnet par rapport aux observations (lignes noires en pointillés sur les figures 4.10.e et f), principalement en raison de leur surestimation

du CRESW en valeur absolue, principalement causée par leur surestimation du Copaque. Cela se produit dans toutes les situations dynamiques, et est particulièrement notable dans le régime de gauche.

Biais des CRE vs. Biais des propriétés nuageuses. Nous calculons les biais du modèle sur le CRE (évalués par rapport aux mesures CERES) et les biais du modèle sur les propriétés des nuages opaques (évalués par rapport aux restitutions de CALIPSO). Pour cela, nous considérons, pour chaque variable, tous les points de toutes les cartes mensuelles observées et simulées. Nous calculons ensuite pour chaque variable la différence entre les points simulés et observés, ce qui donne le biais du modèle pour la variable en question. Pour chaque biais, nous avons calculé les coefficients de corrélation et la probabilité de l'hypothèse nulle (que les deux ensembles de données sont en fait complètement décorrélés) à l'aide de fonctions statistiques. Tous les coefficients de corrélation sont statistiquement significatifs à un niveau de confiance de 99 % (i.e. la probabilité de l'hypothèse nulle est inférieure à 1 %).

Pour les deux modèles, les biais sur le CRELW et le CRESW sont fortement corrélés avec les biais sur le Copaque (Figure 4.11). Les biais sur le CRELW sont également fortement corrélés avec les biais sur le Zopaque. Pour les deux modèles, le biais sur le CREnet est corrélé au biais sur le Copaque, mais pas au biais sur le Zopaque. Le biais du modèle sur tous les CRE est lié au biais du modèle sur la couverture nuageuse opaque, tandis que seul le biais du modèle sur le CRELW est lié au biais sur l'altitude des nuages opaques.

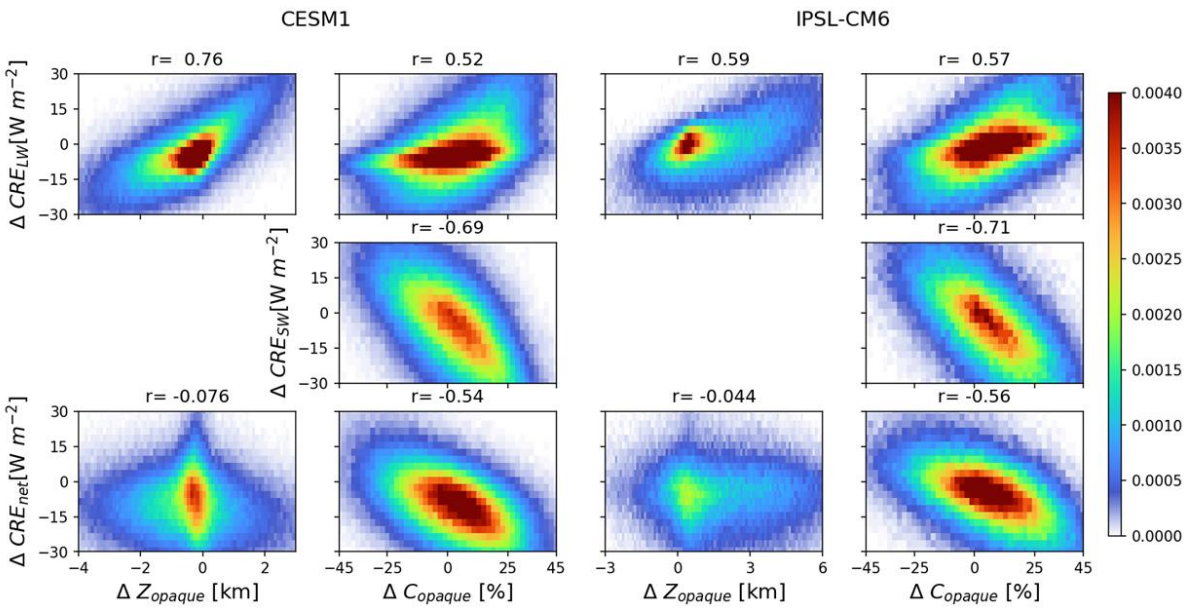

Figure 4.11 : Distributions des biais des modèles et des observations par CALIPSO pour chaque propriété des nuages (Zopaque [km], Copaque [%], axes horizontaux) et distributions des biais des modèles et des observations par CERES de l'effet radiatif des nuages (LW, SW, Net, axes verticaux) dans les cartes moyennes 2008-2014. Les distributions des biais des modèles et des observations CERES de l'effet LW sur les biais du Zopaque ne sont pas représentées car ils ne sont pas significatifs. Le coefficient de corrélation linéaire « r » est précisé en chaque cas. Puisque les relations semblent parfois non linéaires, les coefficients de corrélation peuvent ne capturer que partiellement les relations. Le modèle CESM1 est dans la colonne de gauche et le modèle IPSL-CM6 dans la colonne de droite. Tous les coefficients de corrélation sont statistiquement significatifs à un niveau de confiance de 99 %.

4.3 Origine possible des différences entre modèles

Dans les sections précédentes, nous avons d'abord comparé comment les propriétés des nuages opaques sont connectées à la dynamique atmosphérique dans CESM1 et IPSL-CM6, les observations et les réanalyses. Nous avons remarqué des différences notables, en climat actuel, entre les simulations de deux modèles, et entre les simulations des modèles et les observations. Parmi ces différences, il ressort qu'IPSL-CM6 simule un Zopaque plus haut en faible ascendance comparé aux observations, et que CESM1 simule davantage de Copaque intermédiaire (~40%) que les observations.

Ces différences peuvent être dues à un défaut du modèle : par exemple, si LMDZ-CM6 place les nuages opaques plus hauts, la variable lidar synthétique Zopaque sera mécaniquement plus élevé. Mais les différences pourraient également être induites par le simulateur lidar. En effet, les modèles climatiques simulent pour chaque variable (par exemple la fraction nuageuse ou l'épaisseur optique nuageuse) un unique profil vertical qu'on suppose homogène spatialement dans une maille horizontale du modèle. Ces mailles sont de résolution spatiale relativement grossière (~1°) comparé aux observations qu'on cherche à synthétiser (par exemple lidar). Une étape cruciale des simulateurs instrumentaux de COSP (section 3.3.4) consiste donc à générer une grande quantité d'observations synthétiques à une résolution spatiale très inférieure à la résolution du modèle. Une fois les observations simulées à l'échelle "sous-maille", le simulateur détecte les nuages opaques et fins à l'échelle sous-maille, puis calcule les fractions nuageuses opaques et fines à l'échelle de la maille du modèle (~1°). Dans COSP, c'est le module SCOPS (Klein and Jakob, 1999) qui convertit les grandeurs nuageuses du modèle à l'échelle sous-maille. Les grandeurs nuageuses sous-maille doivent nécessairement respecter de multiples contraintes, en premier lieu les valeurs moyennes sur la

maille imposées par le modèle, mais il est néanmoins possible de générer une grande diversité d'observations sous-maille respectant ces contraintes. Un paramètre qui a une forte influence sur les observations sous-maille générées est le choix d'hypothèse d'« overlap » (ou de recouvrement vertical) sélectionnée pour le modèle (figure 4.12). Ce choix détermine comment SCOPS va redistribuer spatialement l'unique profil de propriétés nuageuses fourni par le modèle dans une maille sur un grand nombre de profils séparés sous-maille. Différentes hypothèses de recouvrement pourraient éventuellement mener à différentes valeurs de Copaque, Cthin, ou Zopaque dans la maille, qui pourraient ne pas être représentatifs de la distribution réelle des nuages opaques créée par le modèle. Il est par exemple concevable que SCOPS, en redistribuant des couches d'opacité faible dans le profil modèle, crée sporadiquement des colonnes sous-mailles d'opacités élevées, qui domineraient de manière artificielle les variables nuageuses en sortie du simulateur.

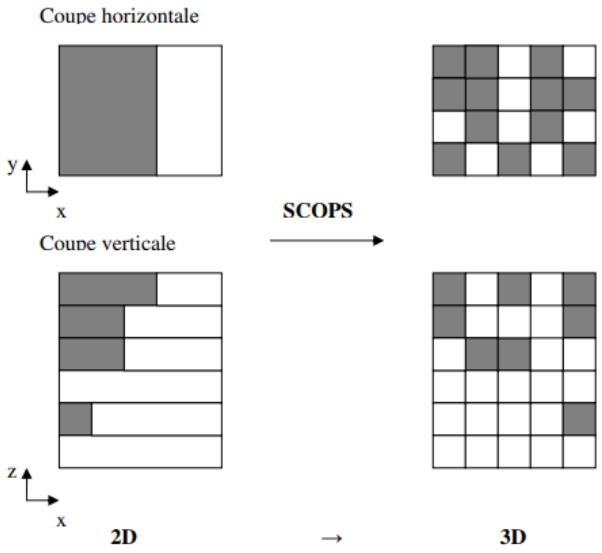

Figure 4.12 : Schéma de l'effet du module sous-maille SCOPS : une grille du modèle avant l'utilisation de SCOPS (gauche) et après son utilisation (droite). La partie grise correspond aux nuages et la blanche au ciel clair. Adapté de Konsta, 2010.

Ici nous nous intéressons en priorité à l'impact du choix d'hypothèse de recouvrement sur les altitudes d'opacité (Zopaque) très élevées trouvées par IPSL-CM6 notamment en convection faible. Pour évaluer l'impact du simulateur lidar sur cette distribution restituée du Zopaque, on regarde en premier lieu comment IPSL-CM6 simule les nuages sans le simulateur lidar (figure 4.13). Pour cela, nous utilisons la couverture en nuages d'altitude faible, moyenne et élevée directement sortie par le modèle. La relation entre la couverture en nuages d'altitude élevée et ω_{500} (figure 4.13.a) est de la même forme que la relation Zopaque/ω_{500} dans IPSL-CM6 : la proportion de nuages hauts (nuages présents dans une couche atmosphérique élevé de pression < 440 hPa, définis dans Chepfer et al., 2010) dans le modèle augmente de ~10% à plus de 60% lorsqu'on passe d'un régime subsident à un régime ascendant. De la même manière, la relation entre la nébulosité en nuages d'altitudes moyennes et ω_{500} (figure 4.13.b) est proche de la relation Zopaque/ω_{500} dans CESM1 (Fig. 4.7.a) : la nébulosité en nuages moyens augmente plus l'ascendance se renforce, de manière presque linéaire. Pour la nébulosité en nuages élevés et moyens, la distribution montre que la nébulosité est la plus importante pour ω_{500}<+20 hPa/d. La distribution de la nébulosité en nuages bas (figure 4.13.c) est relativement équivalente pour ω_{500}<+20 hPa/d et ω_{500}>+20 hPa/d. Nous ne pouvons pas faire ce même travail pour CESM1 car les sorties CESM1 sans simulateur lidar en notre possession ne fournissent pas les variables sur les propriétés nuageuses.

Nous ne pouvons pas conclure en regardant la figure 4.13 pourquoi IPSL-CM6 simule des nuages opaques si hauts en faible ascendance. Il faut maintenant que l'on investigue sur la façon dont le simulateur COSP distribue les nuages opaques et notamment suivant l'hypothèse de recouvrement décrite dans le paragraphe précédent.

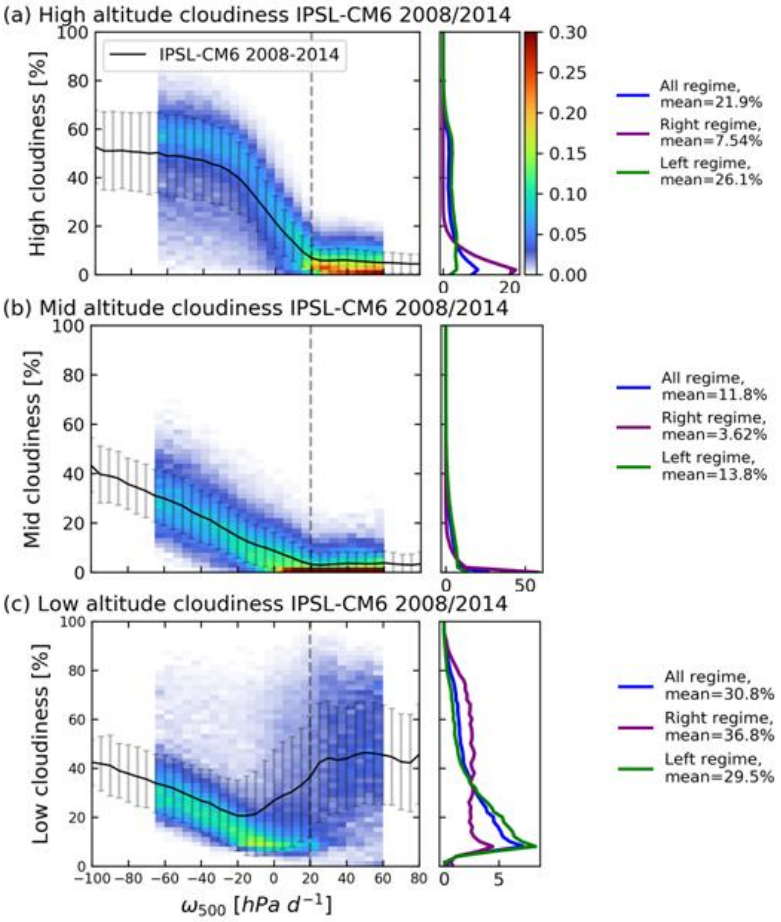

Figure 4.13 : Histogramme normalisé montrant la distribution de la couverture en nuages d'altitude (a) élevée [%], (b) moyenne [%] et (c) faible [%] et la PDF de ω_{500} [hPa/d pour le modèle IPSL-CM6. Les plages de ω_{500} contenant moins de 1500 occurrences absolues pour CESM1 et IPSL-CM6 sont masquées (blanc). La courbe noire en pointillé représente la distribution sur la période 2008-2014 selon les simulations IPSL-CM6. Les barres d'erreur indiquent l'écart type sur 7 ans. Les PDFs de la couverture en nuages d'altitude (a) élevée, (b) moyenne et (c) faible sont située à droite de chaque histogramme normalisé. La résolution des données est de 2°x2°x1 mois.

Dans un deuxième temps, pour évaluer l'impact du choix de l'hypothèse d'overlap sur le Zopaque en sortie de simulateur lidar, on considère un mois de couverture nuageuse simulée par IPSL-CM6 (une carte par jour), et dans ces cartes on neutralise les profils opaques avant de faire tourner le simulateur lidar. Pour cela, on impose des limites maximales à l'épaisseur optique modèle (τ) intégrée sur la verticale : pour les profils dont l'épaisseur optique intégrée dépasse la limite choisie, on force artificiellement la nébulosité (variable modèle Total Cloud Amount ou TCA) à 0 c'est-à-dire qu'on ne garde que les nuages fins. On effectue la même opération mais en neutralisant les profils dont l'épaisseur optique intégrée est inférieure à une limite choisie, on ne garde que les nuages opaques.

Le tableau 5 présente le Copaque moyen dans 5 configurations. Dans la configuration de référence, on considère tous les profils fournis par IPSL-CM6, et on obtient une couverture moyenne

en nuages opaques de 22.67%. Dans les configurations 1 et 2, on élimine tous les nuages dans les profils identifiés comme opaque quand l'intégrale de leur épaisseur optique τ>3 (configuration 1) et où τ>5 (configuration 2). Dans ces configurations, malgré l'absence de profils opaques, le simulateur lidar crée tout de même des nuages opaques (Copaque > 0), en raison de l'aspect sous-maille piloté par SCOPS évoqué plus haut, mais les couvertures en nuages opaques ainsi créées sont extrêmement faibles (0.1 et 0.25%). Dans les dernières configurations 4 et 5, on élimine tous les nuages dans les profils identifiés comme non-opaques quand l'intégrale de l'épaisseur optique τ<3 (configuration 4) et où τ<5 (configuration 5). Dans ces configurations, le simulateur lidar génère des couvertures en nuages opaques légèrement plus faibles (22.57% et 22.4%) que celle de la configuration de référence (22.67%), en raison de l'absence dans les configurations 4 et 5 des nuages opaques "créés" par SCOPS dans les profils non-opaques et présents dans la configuration de référence.

	Configuration de ref : tous profils	Configuration 1 : aucune colonne opaque τ >3	Configuration 2 : aucune colonne opaque τ >5	Configuration 3 : aucune colonne fine τ <3	Configuration 4 : aucune colonne fine τ <5
$Copáque$	22.67%	0.1%	0.25%	22.57%	22.4%

Tableau 5 : Valeur du Copaque (moyenne sur tout le mois simulé) pour chaque scenario considéré.

Il ressort de ces résultats que parmi les 22.67% de couverture en nuages opaques générés par COSP dans la configuration de référence, entre 0.1 et 0.25% sont introduits par le générateur sous-maille SCOPS, le reste représentant directement l'importance des nuages opaques dans les sorties IPSL-CM6.

Pour finir, nous regardons comment la distribution du Zopaque (figure 4.14) varie parmi les 5 configurations considérées ci-dessus.

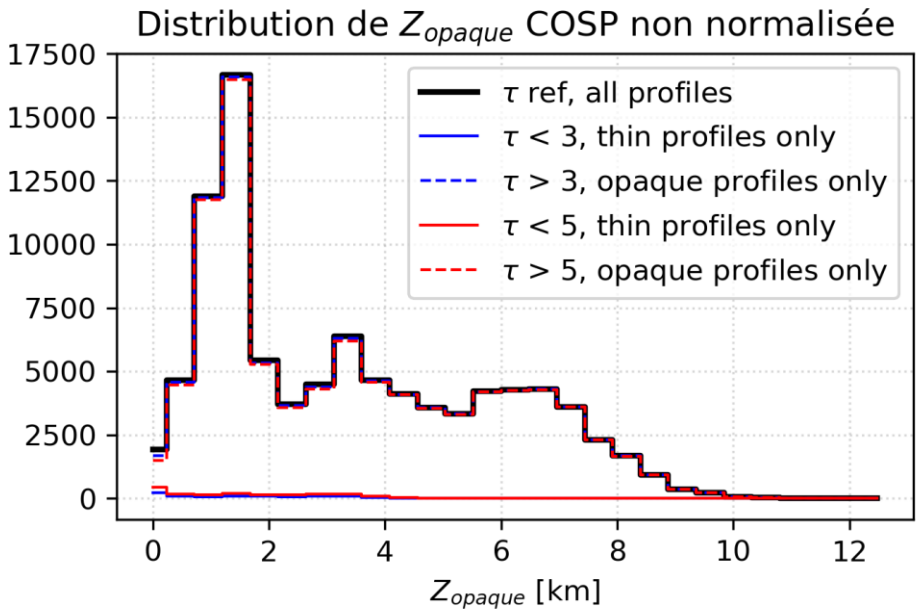

Figure 4.14 : Distribution du Zopaque non normalisée pour le mois de mars 1980. La variable Zopaque, à la résolution du modèle IPSL-CM6 (1.27°x2.5°), est compatible avec COSP. La courbe noire représente le scénario de référence, la bleue le scénario 1, la rouge le scénario 2, la bleue pointillée le scénario 3 et la rouge pointillée le scénario 4.

En absence de profils opaques dans les simulations modèle (courbes pleines), COSP crée très peu d'altitudes d'opacité, et seulement à des altitudes très basses (<1km, petites bosses des courbes bleues et rouges pleines). Dans la simulation de référence, les nuages opaques introduits par SCOSP mènent à une légère augmentation de l'importance des altitudes d'opacité inférieures à 4km, et aucun changement aux altitudes plus élevées. Cela implique que les quelques nuages opaques introduits par SCOPS sont géométriquement très épais, n'étant capables de mener à l'extinction totale du faisceau lidar qu'aux altitudes très basses.

Nos résultats suggèrent que le module sous-maille SCOPS du simulateur COSP n'introduit qu'une minorité de nuages opaques dans les profils non-opaques (entre 0.1 et 0.25%) comparé à la couverture en nuages opaques directement pilotée par le modèle (~22.4 à 22.57%). Ces résultats nous poussent à conclure que le choix d''hypothèse d'overlap fait dans COSP ne joue que de manière anecdotique sur la représentation des nuages opaques générée par COSP d'après les sorties IPSL-CM6, et que cette représentation est fidèle aux simulations du modèle.

4.4 Conclusions

Ce chapitre avait deux objectifs. Le premier était d'établir un lien entre la circulation atmosphérique et les propriétés des nuages opaques (altitude et couverture) dans le climat actuel sur la base de 7 années d'observations. Nous avons montré que les zones d'ascendances sont corrélées avec des zones d'altitudes des nuages opaques élevées (>3km) et des zones de couverture de nuages opaques fortes (>40%) comme l'ITCZ, la SPCZ et la Warm pool. Les zones de subsidences sont corrélées avec des zones d'altitudes des nuages opaques basses (<3km) et des zones de couverture de nuages opaques faibles (<40%) comme la PESZ, excepté au niveau des zones de stratocumulus (<1km) (régions de subsidence au large des côtes ouest de l'Afrique). Pour tout ω_{500} <20 hPa/d (ascendance et faible subsidence), l'altitude et la couverture des nuages opaques augmentent, dans les observations GOCCP, à mesure que l'ascendance se renforce. Pour tout ω_{500} >20 hPa/d (forte subsidence), l'altitude des nuages opaques est stable (0-2km) et leur couverture augmente à mesure que la subsidence se renforce. Il est possible que cet accroissement de la couverture soit lié à une présence accrue des shallowcumulus dans le jeu de données au fur et à mesure que le ω_{500} devient important en subsidences fortes.

Notre deuxième objectif était d'étudier le lien entre dynamique atmosphérique, propriétés nuageuses opaques et effets radiatifs des nuages dans les simulations actuelles à partir de 2 modèles climatiques. La répartition géographique de ω_{500} reste similaire aux réanalyses ERA5 pour les 2 modèles. CESM1 sous-estime l'altitude des nuages opaques (-0.46 km) et surestime la couverture des nuages opaques (+3.1%) en moyenne dans les tropiques tandis qu'IPSL-CM6 surestime l'altitude des nuages opaques (+1.48km) et la couverture des nuages opaques (+7.7%) en moyenne dans les tropiques. En étudiant la relation entre la dynamique atmosphérique et les propriétés nuageuses opaques, il apparait que CESM1 surestime l'altitude des nuages opaques pour tout ω_{500}<-50 hPa/d et le sous-estime ailleurs tandis qu'IPSL-CM6 surestime l'altitude des nuages opaques partout, surtout en faible ascendance (+4km, figure 4.14.a). CESM1 surestime la couverture des nuages opaques lorsque l'ascendance se renforce (la couverture des nuages opaques ~40% surestimé) et IPSL-CM6 surestime la couverture des nuages opaques en forte ascendance et subsidence. Contrairement à la couverture en nuages fins qui est sous-estimé énormément dans les 2 modèles (figure 4.14.b). Les nuages opaques contribuent le plus au CRE dans le climat actuel (87% pour IPSL-CM6 et 78% pour CESM1). La façon dont les deux modèles simulent la couverture en nuage opaques a un impact sur la

façon dont ils simulent tous les CRE et donc a un impact sur le bilan radiatif dans le climat présent. Néanmoins, seule la façon dont l'altitude des nuages opaques est simulée a un impact sur la façon dont le CRE LW, c'est-à-dire l'effet de serre, est simulé dans le climat présent. Les différences notables entre les modèles : IPSL-CM6 simule des nuages opaques plus haut en faible ascendance comparé aux observations et CESM1 simule une couverture des nuages opaques ~40% plus forte que les observations. En testant la sensibilité du simulateur COSP, nous avons trouvé que COSP n'est pas responsable des nuages très hauts que met IPSL-CM6 notamment en faible ascendance. En effet, COSP ne crée pas de nuages opaques dans les profils non-opaques (0.1% pour $\tau<3$ et 0.25% pour $\tau<5$). IPSL-CM6 met des nuages opaques très hauts en faible ascendance de lui-même.

Maintenant que nous avons étudié comment les modèles simulent les propriétés des nuages opaques dans le climat présent (2008-2014), nous allons voir comment les modèles prévoient l'évolution de ces propriétés des nuages opaques dans le climat futur (2089-2095).

5 Dynamique atmosphérique et propriétés des nuages opaques dans les Tropiques : climat futur

Ce chapitre a deux objectifs. Tout d'abord, nous étudierons les changements géographiques (section 5.1), dans les propriétés nuageuses (sections 5.2 et 5.3) et radiatives (section 5.4) des nuages opaques dans le futur (2089-2095). Ensuite, nous analyserons l'origine dynamique et thermodynamique des changements des propriétés nuageuses opaques (section 5.5). Toutes les figures présentes dans ce chapitre sont dans les tropiques [30°N-30°S] au-dessus des océans uniquement.

De manière générale, les modèles prévoient des changements dans la distribution des régimes dynamiques (Figure 5.1). IPSL-CM6 prévoit une augmentation significative des faibles ascendances, pour $-30<\omega_{500}<0$ hPa/d (+8% des points), dont il surestimait déjà la fréquence en climat actuel comparé aux réanalyses et à CESM1. IPSL-CM6 prévoit plus de points aussi en faible subsidence ($0<\omega_{500}<20$ hPa/d, +6% des points) mais prévoit une baisse de points ascendants pour $\omega_{500}<-30$ hPa/d (-8% des points). CESM1 prévoit plus de points ascendants (+3%) et légèrement plus de points subsidents (+1%) là où il surestime déjà le ω_{500} (pour $-50 < \omega_{500} < 0$ hPa/d et pour $\omega_{500}= +20$ hPa/d).

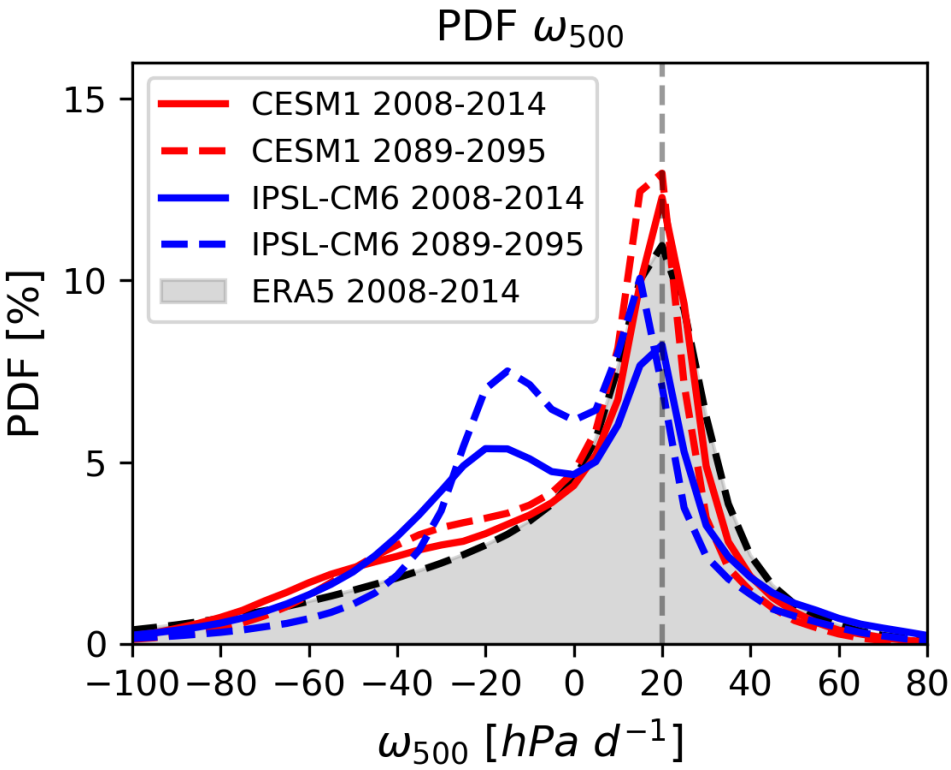

Figure 5.1 : Distributions des vitesses verticales à 500 hPa (ω_{500}). La période des rénalyses et des simulations du climat présent est 2008-2014. La période des prédictions du climat futur est 2089-2095. L'ombre grise représente les réanalyses ERA5, les courbes pleines représentent les simulations présentes et les courbes pointillées représente les prédictions futures (rouge pour CESM1; bleu pour IPSL-CM6).

De manière générale, la distribution de ω_{500} pour les deux modèles dans le climat présent se resserre vers 0 hPa/d dans le climat futur. Ceci est cohérent avec la prévision du ralentissement de la cellule de Hadley et de la circulation générale dans les tropiques : les vents ascendants et descendants faiblissent (section 2.2.3). Il y a moins de mouvements descendants (ω_{500}>30 hPa/d) et plus de mouvements ascendants (ω_{500} <30 hPa/d). Le pic de ω_{500}~+20 hPa/d d'IPSL-CM6 en climat présent se décale vers ascendances plus faibles dans le futur, il atterrit à ω_{500}~+15 hPa/d. Pour CESM1, au contraire, le pic de ω_{500}~+20 hPa/d reste fixe dans le futur mais le nombre de points de ω_{500}~+20 hPa/d augmente légèrement (+1% des points).

5.1 Changements dans l'organisation géographique des propriétés des nuages opaques et des régimes dynamiques

L'organisation géographique de ω_{500} reste essentiellement la même dans le futur (Figs. 5.2.a pour CESM1 et b pour IPSL-CM6). Les prédictions de CESM1 et IPSL-CM6 semblent dominées par l'affaiblissement généralisé de l'ascendance (rouge 5, Figs. 5.2.c et d) et de la subsidence (bleu 2, Figs. 5.2.c et d) déjà évoqué plus haut (Section 2.2.3).

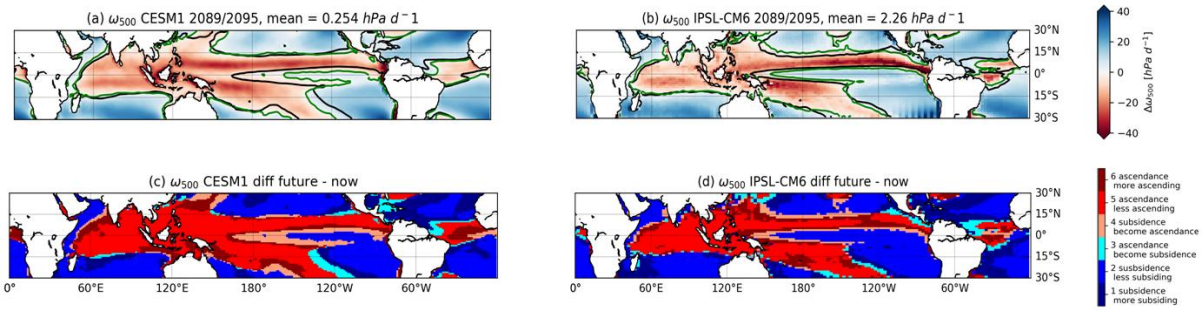

Figure 5.2 : Cartes (a et b) de la vitesse verticale du vent à 500hPa (ω_{500}) à partir de prédictions du climat futur dans CESM1 (colonne de gauche) et IPSL-CM6 (colonne de droite). Les lignes noires en a et b indiquent l'isocontour ω_{500} = 0 hPa/d dans les conditions climatiques actuelles et les lignes vertes indiquent l'isocontour ω_{500} = 0 hPa/d dans les conditions climatiques futures. Cartes (c, d) de différences entre les prédictions climatiques futures (2089-2095) et actuelles (2008-2014) de ω_{500}. La référence est le climat actuel.

La figure 5.3 représente des cartes de différences entre le climat futur et le climat actuel pour CESM1 (colonne de gauche) et IPSL-CM6 (colonne de droite) pour le Zopaque (ligne du haut) et le Copaque (ligne du bas). **CESM1. Zopaque.** CESM1 prévoit que, dans un climat plus chaud, les nuages opaques seront plus bas dans la Warm Pool (-2km, Figure 5.3.a) mais plus élevés dans la zone ascendante du Pacifique Sud-ouest (+ 1km, Figure 5.3.a) et dans l'est de la PESZ (+2km, Figure 5.3.a). Ces changements se compensent pour aboutir à un changement moyen pratiquement nul de l'altitude des nuages opaques dans CESM en climat plus chaud. La figure 5.4 représente le Zopaque moyenné uniquement en ascendance pour CESM1 dans le climat actuel (figure 5.4.a) et dans le climat futur (figure 5.4.c) et pour IPSL-CM6 dans le climat actuel (figure 5.4.b) et dans le climat futur (figure 5.4.d). On voit une grande différence entre les cartes dues au fait que les deux modèles ne simulent pas la dynamique atmosphérique de la même manière. En régime ascendant uniquement, CESM1 prévoit une très faible élévation moyenne de Zopaque (+60m, différence entre moyenne figure 5.4.a et moyenne figure 5.4.c). **Copaque.** CESM1 prévoit qu'il y aura moins de nuages opaques presque partout (Figure 5.3.c), entrainant une baisse moyenne de 2% de la couverture opaque dans les tropiques, sauf dans la zone des stratocumulus (+20%, Figure 5.3.g) sur la côte ouest de l'Amérique du Sud.

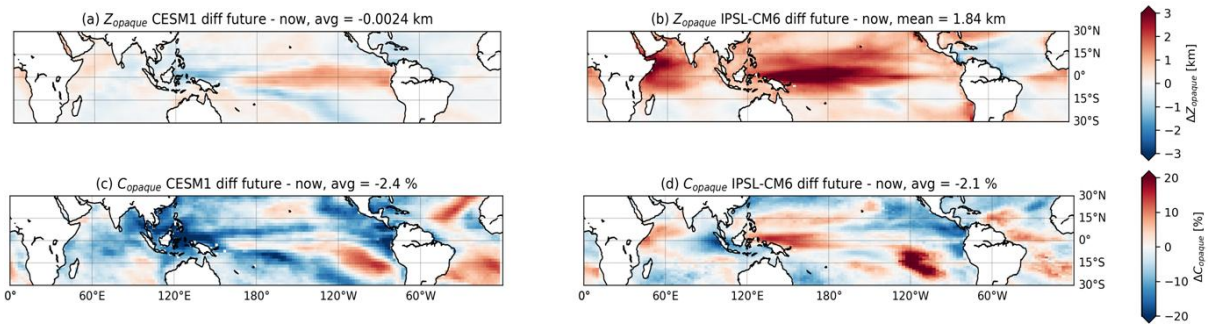

Figure 5.3 : Cartes de différences entre les prédictions climatiques futures (2089-2095) et actuelles (2008-2014) de (a,b) l'altitude des nuages opaques (Zopaque) et (c, d) de la couverture des nuages opaques (Copaque) dans CESM1 (colonne de gauche) et IPSL-CM6 (colonne de droite). Le climat actuel est la référence.

IPSL-CM6. Zopaque. Dans un contraste saisissant, IPSL-CM6 prévoit que les nuages opaques s'élèveront presque partout, avec la plus forte élévation (+3 km) dans la région de subsidence du Pacifique équatorial occidental (Figure 5.3.b). Les exceptions sont la plupart de l'Atlantique Nord et certaines parties du Sud-Est du Pacifique, où IPSL-CM6 prévoit des nuages opaques plus bas. En régime ascendant uniquement, IPSL-CM6 prévoit une élévation beaucoup plus importante (+1.12 km, différence entre les moyennes des figures 5.4.b et 5.4.d). Cette dernière valeur est grande comparée à l'élévation de +700m qui se produirait suivant l'hypothèse de « Fixed Anvil Temperature » (Hartmann et Larson, 2002), considérant une augmentation moyenne de +4°C de la température entre le climat futur et actuel (RCP8.5), et une perte de 6°C par km d'élévation dans la troposphère tropicale. Cette hypothèse a été confirmée dans les observations CALIPSO (Saint-Lu et al., 2020). A l'inverse de IPSL-CM6, les prédictions de CESM1 (+60m) prévoient une élévation très faible comparée à cette hypothèse. **Copaque.** IPSL-CM6 prévoit également moins de nuages opaques presque partout, avec des exceptions plus marquées que celles de CESM1 dans le centre et le Sud du Pacifique et Atlantique (Figure 5.3.d). Ces changements se compensent pour aboutir à une diminution moyenne faible de la couverture opaque, qui chute de 2.1% en moyenne pour IPSL-CM6.

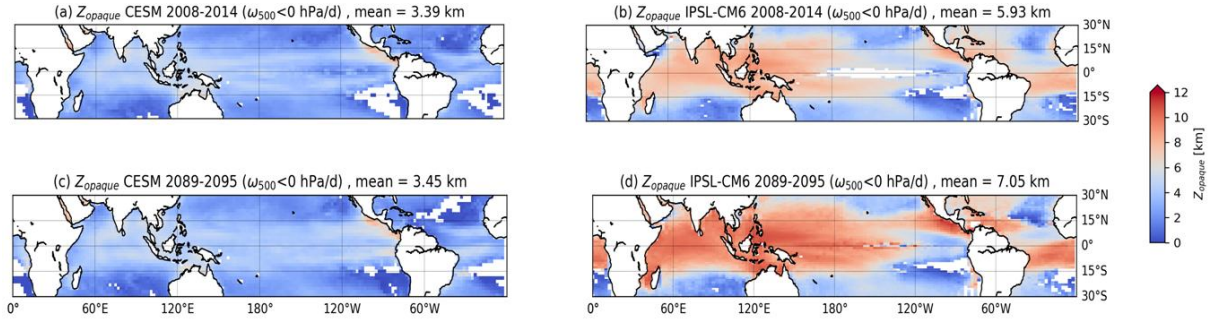

Figure 5.4 : Cartes de l'altitude des nuages opaques (Zopaque) pour les régions convectives uniquement (ω_{500}<0) pour (a et b) la période 2008-2014 et pour (c et d) la période 2089-2095 dans CESM1 (colonne de gauche) et IPSL-CM6 (colonne de droite).

Les deux modèles s'accordent sur l'affaiblissement de la circulation de Hadley/Walker, qui domine leurs prédictions de dynamique atmosphérique. Les deux modèles sont d'accord également sur une forte élévation de l'altitude des nuages opaques dans la région de la PESZ et sur une diminution de leur altitude dans l'Atlantique Nord. Ils sont en désaccord sur l'évolution de l'altitude des nuages opaques presque partout ailleurs. On note aussi une augmentation de la couverture des

nuages opaques à l'Est de la PESZ tandis que CESM1 y prévoit une baisse. Les plus fortes élévations de nuages opaques prévues par les deux modèles se situent dans le Pacifique le long de l'équateur, le long de la trajectoire d'El Nino (on y reviendra dans le chapitre suivant). Si on considère les valeurs moyennes, CESM1 prévoit une légère baisse de Copaque et un Zopaque presque inchangé, alors qu'IPSL-CM6 prévoit une élévation forte de Zopaque et un changement faible du même ordre de grandeur que Copaque.

5.2 Changements des propriétés nuageuses opaques et de l'effet radiatif des nuages par régime dynamique

La figure 5.5 résume la manière dont les modèles simulent dans le climat actuel, et prévoient dans le climat futur, la distribution des nuages opaques, de leur altitude et de leurs effets radiatifs, en moyenne dans trois régimes dynamiques : ω_{500} =+20/+70 hPa/d, ω_{500} =-5/+20 hPa/d et ω_{500} =-100/-5 hPa/d. Chaque groupe contient environ 30% des points (figure 5.5.a).

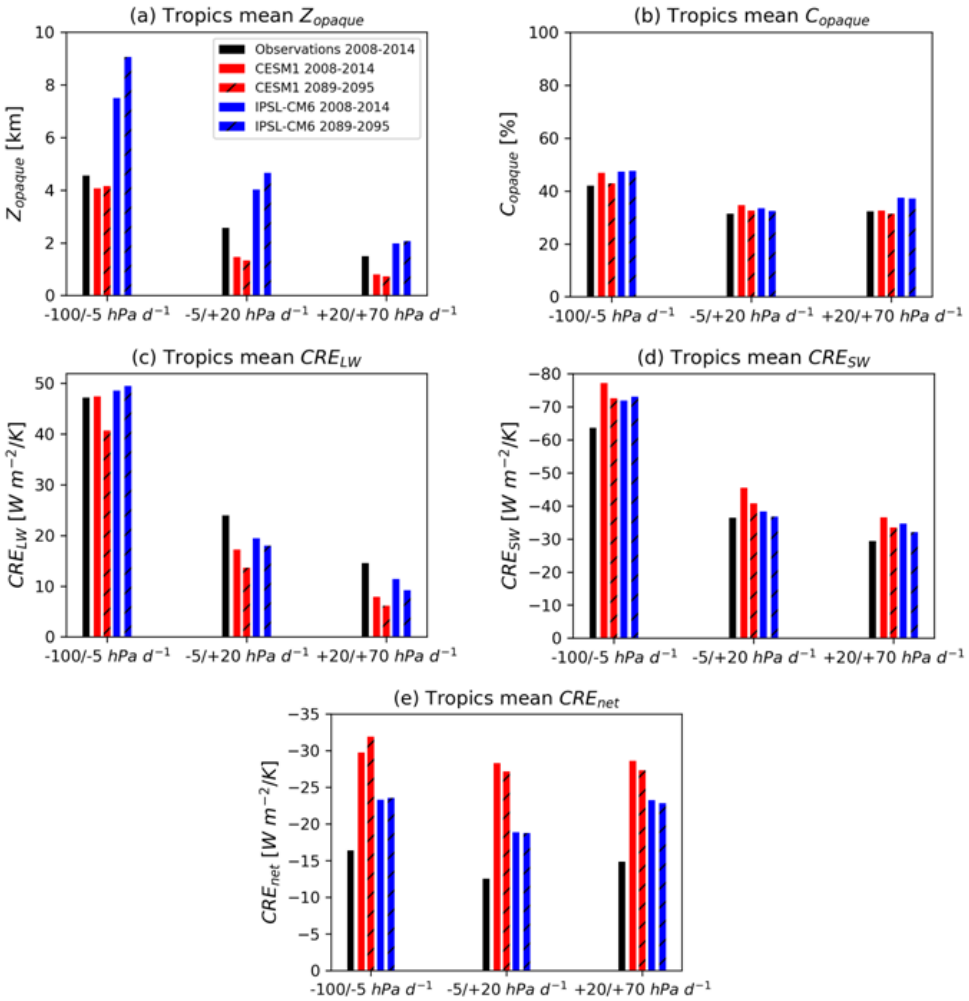

Figure 5.5 : Valeurs moyennes de (a) Zopaque, (b) Copaque, (c) CRE LW, (d) CRE SW et (e) CRE net pour ω_{500} = -100/-5 hPa/d (à gauche de chaque graphique), pour ω_{500} = = -5/+20 hPa/d (centre) et pour ω_{500} = +20/+70 hPa/d (à droite). Les réanalyses (en noir) de ω_{500} proviennent d'ERA5, les observations (en noir) de Zopaque et Copaque proviennent de CALIPSO-GOCCP (2008-2014) et les observations de CRE proviennent de CERES-EBAF (2008-2014). Les simulations proviennent de CESM1 (rouge) et IPSL-CM6 (bleu) moyennés sur la période 2008-2014 (barres pleines) et sur la période 2089-2095 (barres en pointillés).

Zopaque/Copaque. On rappelle qu'en climat actuel (section 4.2.2), CESM1 sous-estime Zopaque partout (le plus en subsidence) tandis qu'IPSL-CM6 surestime Zopaque partout (le plus en ascendance, Figure 5.5.b). Les deux modèles surestiment la couverture de nuages opaques (Figure 5.5.c). Dans le climat futur, CESM1 prévoit une élévation de Zopaque pour ω_{500}<-5 hPa/d et une baisse de Zopaque pour ω_{500}>-5 hPa/d, tandis qu'IPSL-CM6 prévoit une élévation de Zopaque partout (Figure 5.5.b). Pour Copaque, CESM1 prévoit une diminution partout dans le futur, tandis qu'IPSL-CM6 ne prévoit quasiment aucun changement (Figure 5.5.c).

CRE. En climat actuel (section 4.2.3), les deux modèles simulent assez bien le CRELW (Figure 5.5.c) en ascendance (ω_{500}<-5 hPa/d) par rapport aux observations, mais ils le sous-estiment ailleurs. Dans le futur, les deux modèles prévoient une diminution du CRELW partout, sauf en ascendance (ω_{500}<-5 hPa/d) où IPSL-CM6 prévoit une augmentation. En climat actuel, les deux modèles surestiment le CRESW (Figure 5.5.d) partout par rapport aux observations. À l'avenir, CESM1 prévoit un CRESW plus faible dans tous les régimes, cohérent avec la diminution prévue de la couverture nuageuse opaque (Figure 5.5.c). IPSL-CM6 prévoit qu'à l'avenir le CRESW se renforcera pour ω_{500}<-5 hPa/d et s'affaiblira ailleurs : compatible avec des nuages plus opaques pour ω_{500}<-5 hPa/d, mais pas cohérent avec des nuages plus opaques pour ω_{500}>-5 hPa/d. Les deux modèles surestiment beaucoup le CREnet par rapport aux observations (Figure 5.5.f). À l'avenir, CESM1 prévoit un CREnet plus fort pour ω_{500}<-5 hPa/d mais un CREnet plus faible ailleurs, tandis qu'IPSL-CM6 ne prévoit aucun changement du CREnet global quel que soit le régime.

Liens propriétés nuages et CRE. Pour CESM1, les changements de Copaque dans tous les régimes dominent l'évolution future du CRELW, du CRESW et du CREnet. Pour IPSL-CM6, il n'y a que très peu de changements dans Copaque ou CREnet quel que soit le régime. Le plus notable est l'élévation de Zopaque en ascendance et en faible subsidence mais cette augmentation n'est pas assez forte pour faire monter le CRELW en ascendance (ω_{500} < -5 hPa/d). On notera que les changements prévus sont généralement inférieurs au biais actuel.

5.3 Changements dans la distribution des propriétés des nuages opaques vs les régimes dynamiques

Nous examinons maintenant comment la relation entre ω_{500} et Zopaque/Copaque évolue dans le futur. Les deux régimes dynamiques identifiés dans les observations et les simulations de modèles, de chaque côté de 20 hPa/d (sect. 4.2), apparaissent également dans les prédictions futures (figure 5.6, ligne verticale en pointillés).

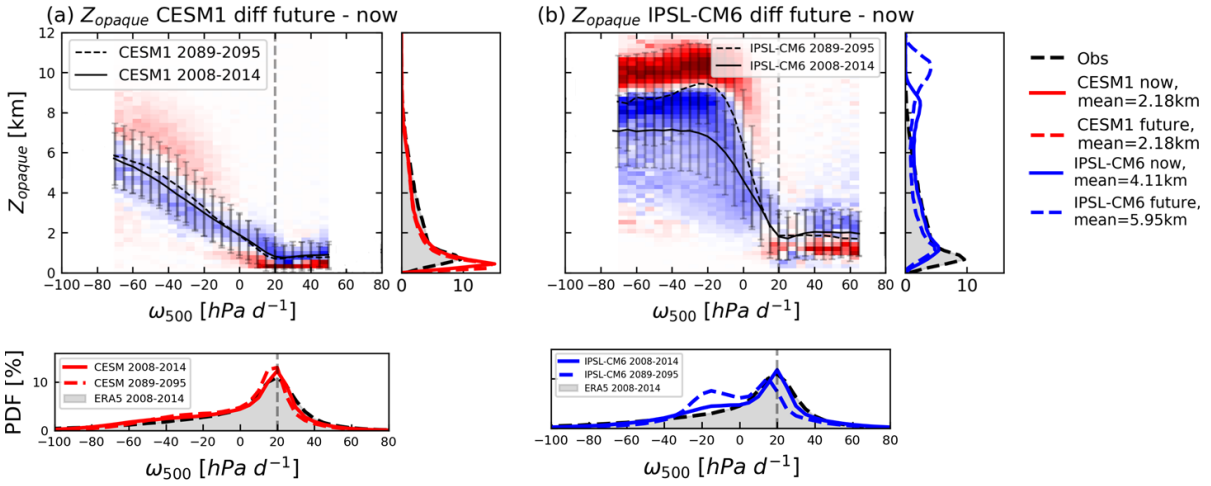

Figure 5.6 : Différences entre les histogrammes normalisés futurs et actuels de Zopaque pour (a) CESM1 et (b) IPSL-CM6. Les ω_{500} à moins de 3000 occurrences sont masqués. Dans les PDF, les ombres grises représentent les distributions selon les observations GOCCP (propriétés nuageuses) et les réanalyses ERA5 (ω_{500}) sur la période 2008-2014. Les traits pleins représentent la période 2008-2014 et les pointillés la période 2089-2095. La résolution des données est de 2°x2°x1 mois.

Dans cette section, nous mettons en regard les changements des propriétés nuageuses opaques (Figure 5.6) et les changements prévus dans ω_{500} (Figure 5.2) afin de mieux comprendre les cartes des changements dans les propriétés des nuages (Figure 5.3).

5.3.1 Zopaque

Si la distribution du ω_{500} restait constante sur toute la ceinture tropicale, CESM1 prévoit que Zopaque s'élèverait en ascendance et s'abaisserait en subsidence (courbes moyennes en tirets sur la Figure 5.6.a). Dans ce cas de figure, c'est le changement de la distribution du Zopaque pour un ω_{500} donné qui piloterait l'évolution du Zopaque. Si, à l'inverse, la distribution de Zopaque restait constante pour un ω_{500} donné, c'est le changement de la distribution du ω_{500} lui-même qui piloterait l'évolution du Zopaque. Or, CESM1 prévoit un affaiblissement de la circulation de Hadley/Walker : les ω_{500} (positifs et négatifs) évolueront tous les deux vers zéro. Avec une distribution de Zopaque constante pour un ω_{500} donné, un affaiblissement des ω_{500} ferait évoluer les Zopaque vers les valeurs qu'ils occupent aujourd'hui autour de ω_{500} =+20 hPa/d : Zopaque ~ 1-3km. On assisterait donc à une hausse du Zopaque en subsidence et une baisse du Zopaque en ascendance. Cependant, les distributions de Zopaque et de ω_{500} changent toutes les deux, c'est donc la combinaison de leurs effets parfois opposés qui pilotera l'évolution finale du Zopaque à l'échelle locale.

CESM1. Fortes subsidences. Puisque dans les régions dominées par une forte subsidence (ω_{500} > 20hPa/d), les distributions de Zopaque sont stables avec ω_{500} (régime de droite sur les figures 4.7.a et 5.6.a), tout changement de Zopaque sera induit par un changement de sa distribution pour un ω_{500} donné (bleu et rouge dans le régime de droite de la figure 5.6.a), conduisant à une élévation de Zopaque dans la plupart des zones de subsidence affaiblies (bleu 2 sur la figure 5.3.a). Dans de telles régions, les changements thermodynamiques (relation Zopaque/ω_{500}) ont peu d'effet sur le Zopaque, mais les changements dynamiques (ω_{500}) pilotent le changement de Zopaque. **Faible subsidence / ascendance.** En revanche, dans les régions dominées par une faible subsidence ou par de l'ascendance (ω_{500} <20hPa/d), les distributions de Zopaque dépendent fortement du ω_{500} moyen : les Zopaques sont distribués à des altitudes plus élevées pour les ω_{500} négatifs dans les simulations du climat actuel et les prédictions du climat futur (régime de gauche sur la figure 4.10.a et 5.6.a). **Ascendance affaiblie.** Par conséquent, un affaiblissement de l'ascendance entraînerait une

diminution de Zopaque dans le futur si la relation Zopaque/ω_{500} restait constante. Cette relation, cependant, ne reste pas constante : elle évolue vers un Zopaque plus haut pour ω_{500}<0 (Figure 5.6.a). En région d'ascendance affaiblie, le Zopaque sera donc affecté par deux tendances opposées : une baisse liée au changement de dynamique (déplacement horizontal sur la figure 5.6.a) et une élévation liée au changement de la distribution du Zopaque (déplacement vertical sur la figure 5.6.a). Ceci explique comment il est possible d'observer une montée du Zopaque moyen en ascendance affaiblie (Figure 5.6.a), et des baisses locales du Zopaque en ascendance constante (Figure 5.3.e). Les régions d'ascendance affaiblie (rouge 5 sur la figure 5.2.c) verront une baisse de Zopaque si les changements ω_{500} (dynamique) sont plus importants que les changements dans la relation Zopaque/ω_{500} (thermodynamique). C'est le cas de la Warm Pool ou de la SPCZ (Figure 5.3.e). Dans ces régions, l'évolution de Zopaque est dominée par des changements dynamiques, et les changements thermodynamiques sont secondaires. Les régions d'ascendance affaiblie prévue pourraient voir une élévation de Zopaque si les changements dans la relation Zopaque/ω_{500} sont plus importants que les changements du ω_{500} dans la région. De telles régions semblent rares sur la figure 5.3.e. Il semble donc que, dans CESM1, l'évolution du Zopaque soit pilotée de manière prioritaire par les changements thermodynamiques en région de subsidence forte (montée), par les changements dynamiques en régions d'ascendance (baisse).

IPSL-CM6. La distribution de Zopaque/ω_{500} pour IPSL-CM6 dans le climat actuel (Figure 4.7.b) et futur (Figure 5.6.b) comprend deux modes. **Faible subsidence / ascendance.** En présence de mouvements verticaux faibles (ω_{500} < ±15hPa/d), la distribution du Zopaque fluctue énormément avec le ω_{500}. Cette gamme est très fréquente dans les Tropiques. Dans des régions affectées par de tels mouvements faibles, les changements de ω_{500} influeront fortement sur le Zopaque. On trouve ces régions en bordure des zones de forte ascendance ou subsidence, ou dans les zones de transition (ascendance vers subsidence ou subsidence vers ascendance). Par exemple, sur les bords de la zone du Pacifique Équatorial central (Figures 5.3.b et d), ω_{500} s'approche suffisamment de +20 hPa/d pour déclencher une forte hausse de Zopaque. De tels changements dans Zopaque sont pilotés par des changements de la distribution de vents verticaux, donc dynamiques. **Fortes subsidences et ascendances.** En présence de mouvements verticaux marqués (ω_{500}>20hPa/d), la distribution du Zopaque est stable avec le ω_{500}, et tout changement de dynamique aura donc peu d'influence sur l'évolution du Zopaque. Par conséquent, les changements de ω_{500} prévus par IPSL-CM6 auront peu d'influence sur le Zopaque prévu en région de fortes ascendances ou fortes subsidences. Les régions d'ascendances fortes, où un affaiblissement de l'ascendance est prévu (rouge 5 sur la Figure 5.3.d), seront plutôt affectées par le changement de la relation Zopaque/ω_{500} (Figure 5.6.b), qui prévoit une élévation importante (+ 1.9 km en moyenne pour tout ω_{500}<0 hPa/d, qui ne suit pas l'hypothèse de la FAT (+700m) évoqué dans la section 5.1) : on peut voir ce comportement par exemple au-dessus de la Warm Pool. Ces changements sont pilotés par des changements thermodynamiques. En région d'ascendance modérée, si le ω_{500} moyen devient plus faible que -15 hPa/d, l'effet thermodynamique devient plus faible que l'effet dynamique, et le Zopaque peut alors diminuer. C'est le seul cas de figure capable d'amener une diminution du Zopaque dans les prédictions d'IPSL-CM6, et il piloté par des changements dynamiques. Hormis ce cas de figure des régions d'ascendance modérée, les changements dynamiques et thermodynamiques d'IPSL-CM6 conduisent en majorité à des élévations du Zopaque.

Conclusion. Les deux modèles prévoient une élévation des nuages opaques pour ω_{500}<0, mais dans les deux modèles l'affaiblissement des vents verticaux à travers les Tropiques prend

parfois le pas sur cette élévation, et peut conduire à une diminution de Zopaque. Les changements de Zopaque dans CESM1 semblent être pilotés par des changements dynamiques pour tout ω_{500}. Les changements de Zopaque pour IPSL-CM6 semblent principalement être pilotés par des changements thermodynamiques, sauf dans les régions de faible ascendance et subsidence où les changements dynamiques dominent. Ce qui motive les changements de Zopaque dépend donc de la forme de la distribution conjointe Zopaque-ω_{500} dans le modèle.

5.3.2 Copaque

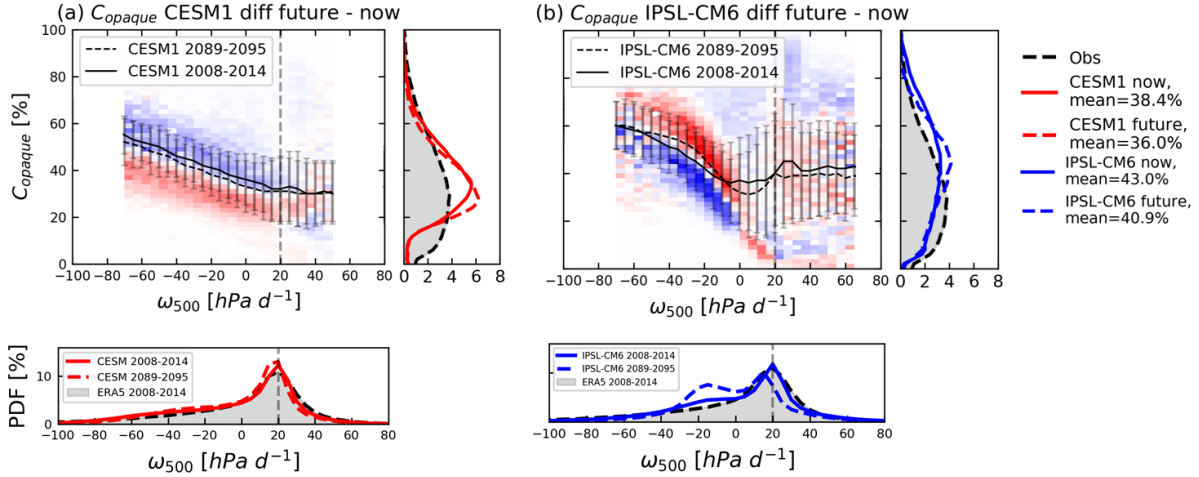

Figure 5.7 : Comme Figure 5.6 pour la couverture en nuages opaques.

CESM1. Les changements de Copaque dans une région donnée peuvent s'expliquer de la même façon que pour le Zopaque. **Tous régimes dynamiques.** Pour tous les régimes dynamiques, les distributions de Copaque dépendent fortement du ω_{500} moyen : les Copaques sont distribués à des valeurs plus faibles pour les ω_{500} positifs et négatifs dans les simulations du climat actuel et les prédictions du climat futur (régime de droite sur les figures 4.7.c et 5.7.c). **Ascendance affaiblie.** Par conséquent, un affaiblissement de l'ascendance entraînerait une diminution de Copaque dans le futur si la relation Copaque/ω_{500} restait constante. Cette relation ne reste pas constante mais elle évolue vers un Copaque plus faible pour tout ω_{500} (Figure 5.7.a). En région d'ascendance affaiblie, le Copaque sera donc affecté par la même tendance : une baisse liée au changement dynamique (déplacement horizontal sur la figure 5.7.a) et au changement thermodynamique (déplacement vertical sur la figure 5.7.a). Ceci est vrai pour les régions d'ascendances telles que la Warm Pool, l'ITCZ et la SPCZ (Figure 5.3.e). L'évolution du Copaque est donc pilotée par des changements thermodynamiques et des changements dynamiques pour tous régimes dynamiques.

IPSL-CM6. Tout comme pour CESM1, les changements de Copaque d'IPSL-CM6 s'expliquent de la même façon. **Subsidences.** En présence de mouvements verticaux marqués (ω_{500}>0hPa/day), la distribution du Copaque est stable avec le ω_{500}, et tout changement de dynamique aura donc peu d'influence sur l'évolution du Copaque. **Ascendances.** En revanche, dans les régions dominées par de l'ascendance (ω_{500}<0hPa/d), les distributions de Copaque dépendent fortement du ω_{500} moyen : les Copaques sont distribués à des valeurs plus faibles pour les ω_{500} négatifs dans les simulations du climat actuel et les prédictions du climat futur (régime de gauche sur les figures 4.7.d et 5.7.c). **Ascendance affaiblie.** Par conséquent, un affaiblissement de l'ascendance entraînerait une diminution de Copaque dans le futur si la relation Copaque/ω_{500} restait constante. Cette relation ne reste pas constante mais elle évolue vers un Copaque plus faible pour tout ω_{500} (Figure 5.7.b). En

région d'ascendance affaiblie, le Copaque sera donc affecté par la même tendance : une baisse liée au changement dynamique (déplacement horizontal sur la figure 5.7.d) et au changement thermodynamique (déplacement vertical sur la figure 5.7.d). Ceci est vrai pour les régions d'ascendances telles que la Warm Pool, l'ITCZ et la SPCZ (Figure 5.3.f). L'évolution du Copaque est donc pilotée par des changements thermodynamiques et des changements dynamiques dans les régions d'ascendances (diminution).

Conclusions. En résumé, les deux modèles prévoient une diminution de la couverture des nuages opaques pour tout ω_{500} fixe. Les changements de Copaque, pour CESM1, peuvent être pilotés par des changements dynamiques et par des changements thermodynamiques partout. Pour IPSL-CM6, les changements de Copaque peuvent aussi être pilotés par des changements dynamiques et par des changements thermodynamiques mais uniquement dans les régions d'ascendances.

On résume par quel procédé les changements des propriétés nuageuses opaques sont dominées dans le tableau 6.

	Dominé par des changements	
	Dynamiques	Thermodynamiques
Zopaque CESM1	Partout	
Zopaque IPSL-CM6	Ascendance faible et Subsidence faible	Ascendance forte et Subsidence forte
Copaque CESM1	Partout	Partout
Copaque IPSL-CM6	Ascendance	Ascendance

Tableau 6: Changements des propriétés nuageuses opaques dominées par des changements thermodynamique/dynamique

5.3.3 Nuages fins

Les deux modèles prévoient que l'évolution de la couverture des nuages fins (Cthin) ne va pratiquement pas changer (figure 5.8), sauf pour IPSL-CM6 où Cthin va légèrement augmenter, surtout pour $0<\omega_{500}<-20$ hPa/d (+3%, figure 5.8.b). On peut en conclure que l'évolution des nuages fins ne va pas affecter l'évolution du CREnet dans le futur, cela confirme que leur impact climatique restera faible dans le climat futur selon les prédictions des deux modèles considérés.

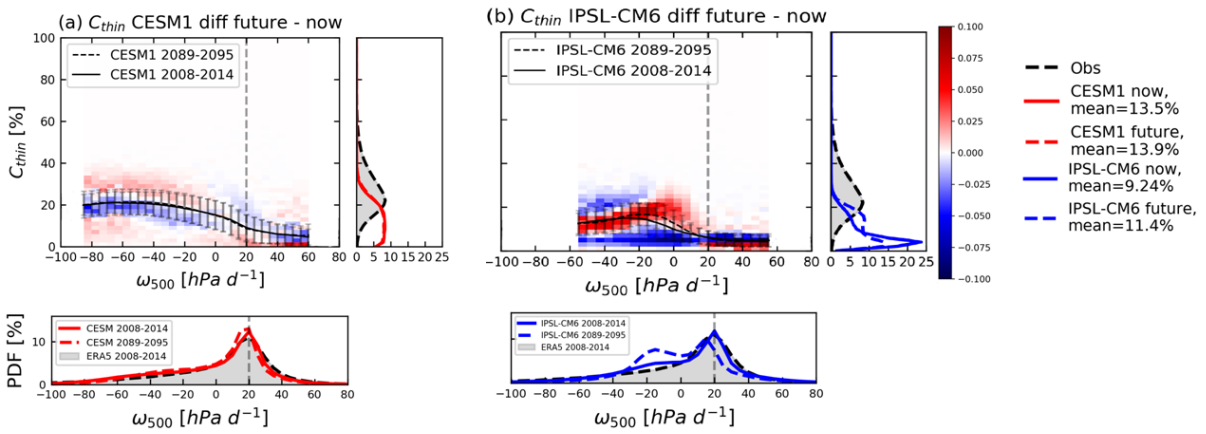

Figure 5.8 : Différences entre les histogrammes normalisés futurs et actuels de la couverture des nuages fins (Cthin) pour (a) CESM1 et (b) IPSL-CM6. Les ω_{500} à moins de 3000 occurrences sont masquées. Dans les PDF, les ombres grises représentent les distributions selon les observations GOCCP (propriétés nuageuses) et les réanalyses ERA5 (ω_{500}) sur la période 2008-2014. Les traits pleins représentent la période 2008-2014 et les pointillés la période 2089-2095. La résolution des données est de 2°x2°x1 mois.

5.4 Changements dans la distribution de l'effet radiatif des nuages

5.4.1 Changements du ciel clair et des nuages fins

Impact du changement de ciel clair sur le CRE. Le changement du CRE total est dû d'une part au changement de l'impact radiatif des nuages lié à leurs propriétés (altitude, couverture) et d'autre part au changement des propriétés radiatives du ciel clair (sans nuage, sect. 2.2.5). Pour quantifier le changement des propriétés radiatives du ciel clair, nous calculons le changement futur du flux TOA montant clear-sky par rapport au changement du flux TOA montant all-sky, et calculons le rapport de la valeur moyenne du flux TOA montant clear-sky par le flux TOA montant all-sky (figure 5.9). Nous trouvons que le changement futur du flux TOA montant clear-sky représente de 5 (pour IPSL-CM6) à 12% (pour CESM1) du changement du flux TOA montant all-sky. Les changements d'OLR en ciel clair représentent donc une faible partie (moins de 10% en général) des changements de flux à venir et affecteront donc peu les changements de CRE associés. Nous pouvons supposer que l'évolution du CRE est principalement liée aux changements dans les nuages.

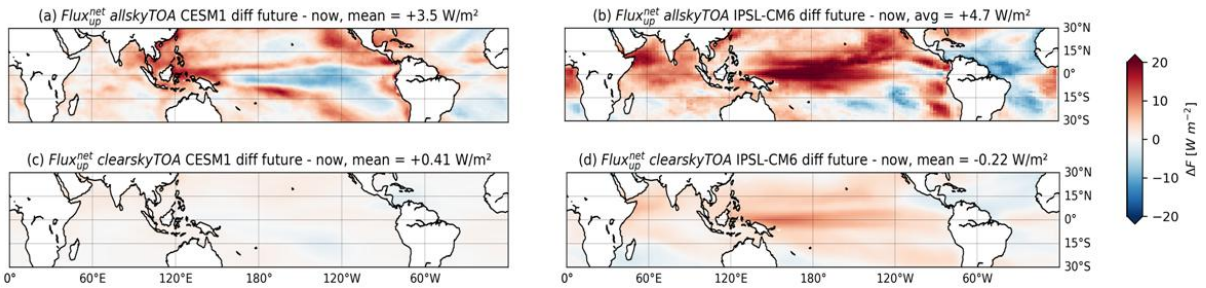

Figure 5.9 : Cartes des différences entre conditions futures (2089-2095) et actuelles (2008-2014) de (a et c) flux net montant sous condition réelle (allsky) et de (b et d) flux net montant sous condition de ciel clair (clearsky) pour CESM1 (colonne de gauche) et IPSL-CM6 (colonne de droite).

Contribution des nuages opaques et fins. Dans cette étude, nous nous concentrons sur les nuages opaques uniquement, comme dans la discussion sur le climat présent (section 4.3.3). Pour justifier que notre choix de se focaliser sur les nuages opaques reste valide dans les prédictions du climat futur, on calcule quels nuages (opaques ou fins) contribuent le plus au CRE dans le futur

(figure 5.10). Comme dans la section 4.2.3, nous avons constaté que les nuages opaques contribuent pour 87% (CESM1) et 86% (IPSL- CM6) du CRE dans le climat futur.

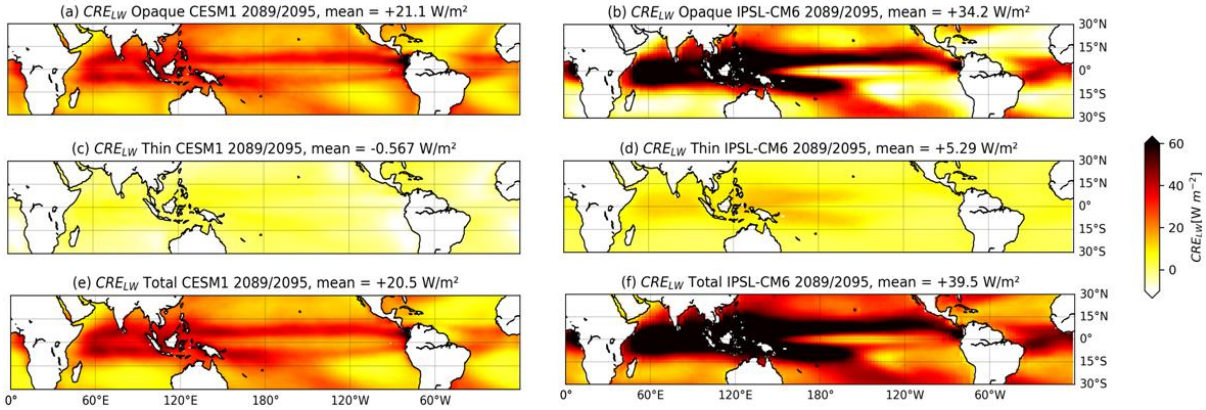

Figure 5.10 : Cartes (a et b) de la contribution des nuages opaques au CRE, (c et d) de la contribution des nuages fins au CRE et (e et f) du CRE total pour les prédictions futures (2089-2095) de CESM1 (colonne de gauche) et IPSL-CM6 (colonne de droite). Les moyennes globales sont mentionnées dans le titre.

La figure 5.11 permet de mieux quantifier la contribution en nuages opaques et fins dans le futur pour CESM1 et IPSL-CM6. Par exemple en considérant les zones de stratocumulus au large des côtes africaine et sud-américaine, les nuages fins vont contribuer à l'évolution du CRE de 21 % (79 % pour les nuages opaques) pour CESM1 et de 8 % (92 % pour les nuages opaques) pour IPSL-CM6. Dans n'importe quelles régions, les nuages opaques vont contribuer le plus à l'évolution du CRE dans le climat futur. Comme dans la section 4.2.3 dans le climat présent, nous limitons volontairement la discussion des sections qui suivent aux nuages opaques dans le climat futur.

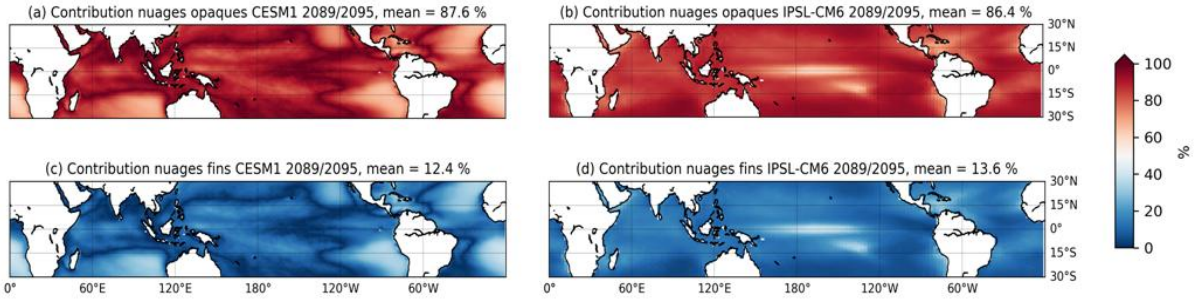

Figure 5.11 : Cartes (a et b) de la contribution des nuages opaques au CRE, (c et d) de la contribution des nuages fins au CRE pour les prédictions futures (2089-2095) de CESM1 (colonne de gauche) et IPSL-CM6 (colonne de droite). Les moyennes globales sont mentionnées dans le titre.

Dans le tableau 7, nous résumons la contribution des nuages opaques et fins sur le CRE en conditions actuelles et futures.

		Présent (2008-2014)	Futur (2089-2095)
CESM1	opaques	78%	87%
	fins	22%	13%
IPSL-CM6	opaques	87%	86%
	fins	13%	14%

Tableau 7 : Contribution nuages opaques et fins dans le présent (2008-2014) et dans le futur (2089-2095) pour CESM1 et IPSL-CM6.

5.4.2 Effets radiatifs des nuages opaques et changements dynamiques

La figure 5.12 montre l'évolution en climat futur des distributions de CRELW, CRESW et CREtotal (lignes 1, 2 et 3) avec le ω_{500} pour CESM1 (colonne de gauche) et IPSL-CM6 (colonne de droite). Comme nous l'avons remarqué dans la discussion des propriétés nuageuses (Sect. 5.4), ce n'est pas parce que la distribution d'un CRE avec le ω_{500} se déplace entièrement dans une direction que le CRE moyen sera affecté de la même manière. L'évolution finale du CRE dépend de l'évolution conjointe de la distribution du ω_{500}.

Dans l'interprétation qui suit des changements de CRE, nous partons des principes expliqués dans la section 2.1.5 résumés dans le tableau 8.

Elévation du Zopaque	Intensification du CRELW>0
Baisse du Zopaque	Baisse du CRELW>0
Augmentation du Copaque	Intensification du CRELW>0 et du CRESW<0
Baisse du Copaque	Baisse du CRELW>0 et du CRESW<0

Tableau 8 : Résumé des changements des propriétés nuageuses et de leurs impacts sur le CRE.

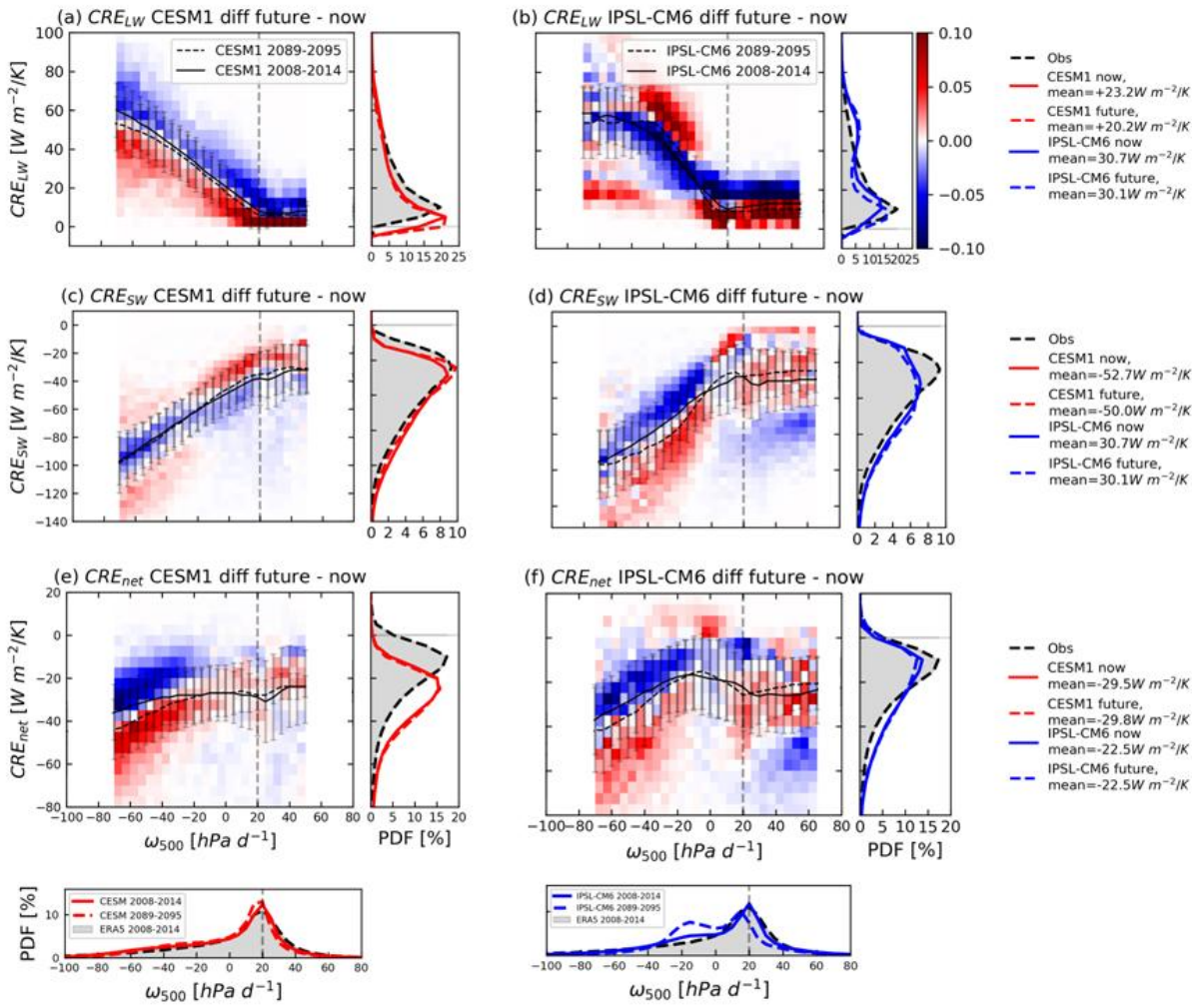

Figure 5.12 : Différences entre les histogrammes normalisés futurs et actuels de (a et b) CRE LW [W/m²], (c et d) CRE SW [W/m²] et (e et f) CRE net [W/m²] pour CESM1 (colonne de gauche) et IPSL-CM6 (colonne de droite). Les ω_{500} à moins de 5000 occurrences pour CESM1 et moins de 2000 pour IPSL-CM6 sont masquées. Dans les PDF, les ombres grises représentent les distributions selon les observations CERES (CRE) et les réanalyses ERA5 (ω_{500}) sur la période 2008-2014. Les traits pleins représentent la période 2008-2014 et les pointillés la période 2089-2095. La résolution des données est de 2°x2°x1 mois.

CRELW. CESM1. Le futur CRELW diminuera légèrement dans tous les régimes selon CESM1 (Figure 5.12.a). Ceci est cohérent avec la diminution prévue de Copaque (Figure 5.7.c), mais pas avec la hausse légère prévue de Zopaque (Figure 5.6.a). L'évolution du Zopaque va à l'encontre de l'évolution du CRELW. Ainsi, c'est l'évolution du Copaque qui pilote l'évolution à la baisse du CRELW pour CESM1. **IPSL-CM6.** IPSL-CM6 prédit une augmentation du CRELW en ascendance modérée (-50 <ω_{500}< 0 hPa/d, Figure 5.12.b), cohérente avec son augmentation prédite de Zopaque et Copaque. IPSL-CM6 prédit, en moyenne, une diminution du CRELW dans la subsidence, cohérente avec la diminution prédite de Copaque (Zopaque ne change quasiment pas). Cette diminution domine l'évolution de la PDF du CRELW dans les prédictions d'IPSL-CM6 (côté droit de la figure 5.12.b). L'évolution prévue du Copaque est donc, dans chaque cas, cohérente avec les changements prévus du CRELW. Les changements prévus du Zopaque limitent cette évolution pour CESM1, et l'accélèrent en ascendance modéré pour IPSL-CM6.

CRESW. CESM1. Le CRESW ne change pas dans tous les régimes selon CESM1 (Figure 5.13.c). **IPSL-CM6.** IPSL-CM6 prédit un CRESW légèrement plus négatif en ascendance/subsidence modérée

(Figure 5.12.d), cohérent avec l'augmentation prédite pour Copaque (Figure 5.7.d). L'inverse est vrai à la droite de la limite ω_{500} = +20 hPa/d, où IPSL-CM6 prédit un CRESW moins négatif, lié à une diminution de Copaque.

CREnet. Le futur CREnet évoluera globalement peu selon les deux modèles (Figures 5.11.e et f), dans les régimes les plus fréquents (-25hPa/d à 25hPa/d) qui restent constants. En ascendance modérée à forte (ω_{500}<-25hPa/d), le futur CREnet sera plus fortement négatif selon les deux modèles. **CESM1.** Pour CESM1, cela est dû à la baisse prévue pour le CRELW qui, en forte ascendance, n'est pas compensée par une augmentation du CRESW. Comme indiqué ci-dessus, dans ce cas, les changements de Copaque pilotent l'évolution du CRELW, donc la diminution de Copaque prédite par CESM1 est responsable du changement de CREnet en forte ascendance (Figure 5.12.e). **IPSL-CM6.** Pour IPSL-CM6, l'évolution est due à un CRESW plus négatif, tiré par l'augmentation prévue pour Copaque. En subsidence modérée à forte (ω_{500}>25hPa/d), les deux modèles ne prédisent pratiquement aucun changement du futur CREnet (Figure 5.12.e et f).

[Conclusions] CESM1/Ascendance. Pour l'avenir, CESM1 fait monter Zopaque (augmentation du CRELW, plus de réchauffement) et diminue Copaque (diminution du CRESW, moins de refroidissement et diminution du CRELW, moins de réchauffement). Étant donné que CESM1 prédit en parallèle un CREnet plus négatif (plus de refroidissement), seul l'effet de Copaque sur le CRELW est cohérent avec ce changement, et les changements de Copaque pilotent l'évolution du CREnet dans CESM1. Dans le climat actuel, CESM1 connait des biais importants de Copaque~40% (PDF à droite de la figure 4.7.c). **IPSL-CM6/Ascendance.** Pour l'avenir, IPSL-CM6 augmente le Zopaque (augmentation du CRELW, plus de réchauffement) et le Copaque (CRESW devient plus négatif, plus de refroidissement). Etant donné qu'IPSL-CM6 prédit un CREnet légèrement plus négatif, les changements de Copaque pilotent l'évolution du CREnet via son impact sur le CRE SW. **CESM1 et IPSL-CM6/Subsidence.** Les deux modèles ne prédisent pas de changement dans le CREnet dans le futur.

5.5 Origines dynamiques et thermodynamiques des changements des propriétés nuageuses opaques

La section précédente propose que, pour CESM1, le changement de l'altitude des nuages opaques dans les régions de forte subsidence pilote l'évolution du CRE LW et du CRE net dans le futur. Le changement de la couverture des nuages opaques dans tous les Tropiques pilote l'évolution du CRE LW, SW et net dans le futur. Pour le modèle IPSL-CM6, c'est le changement de la couverture des nuages opaques dans les régions de forte ascendance et de faible ascendance/subsidence qui pilote l'évolution du CRE SW et net dans le futur.

Dans cette section, nous essayons d'évaluer, pour chaque variable, si les changements simulés sont dus à des changements dans la seule distribution de ω_{500} (changements dynamiques), ou à des changements dans la distribution de la variable pour un ω_{500} donné (changements thermodynamiques). On suppose que l'on peut négliger les effets thermodynamiques des nuages sur le ω_{500}. Pour ce faire, nous considérons ce qui suit :

- La PDF de Zopaque est équivalente au produit de la PDF de ω_{500} et de la distribution conjointe Zopaque-ω_{500}.

- En multipliant la PDF de ω_{500} actuelle par la future distribution conjointe Zopaque-ω_{500}, on obtient 1) la future PDF de Zopaque attribuable au seul changement de la distribution conjointe Zopaque-ω_{500}.
- En multipliant la PDF future de ω_{500} par la distribution conjointe Zopaque-ω_{500} actuelle, on obtient 2) la future PDF de Zopaque attribuable au changement de la seule distribution de ω_{500} (voir Figure 5.12).

Soustraire chacune de ces deux PDF à la PDF de Zopaque dans le climat actuel quantifie le changement de la PDF de Zopaque dû 1) au changement de la distribution de ω_{500} seul, ou 2) au changement de la distribution conjointe Zopaque-ω_{500} seul. Cette approche est transposable aux prédictions de Copaque. Nous avons appliqué cette méthodologie à chaque propriété de nuage et effet radiatif. La figure 5.13 montre les PDFs de Zopaque (Figures 5.13.a et b) et de Copaque (Figures 5.13.c et d) obtenues en appliquant cette méthode aux prédictions de CESM1 (gauche) et IPSL-CM6 (droite).

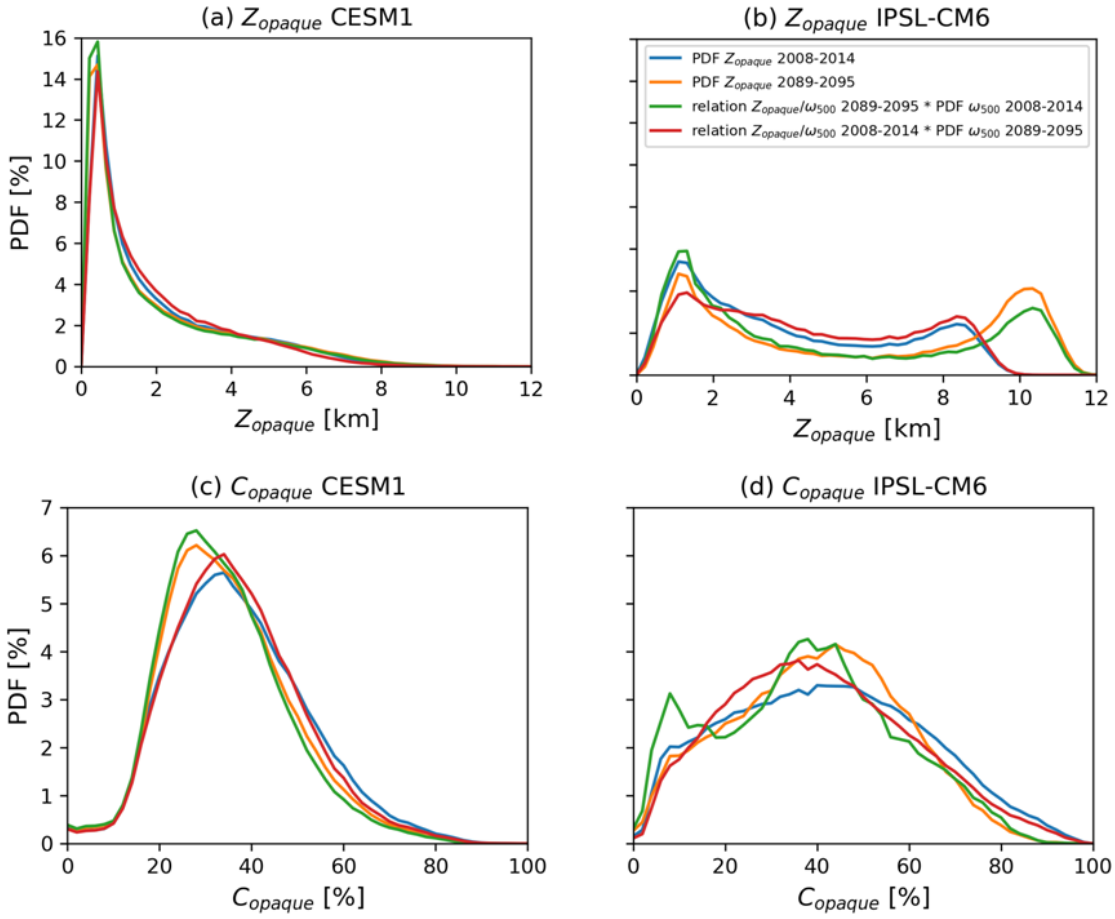

Figure 5.13 : Distributions de Zopaque dans le climat actuel (bleu), dans le climat futur (orange), en raison du changement de distribution de ω_{500} uniquement (rouge), en raison du changement de la relation Zopaque/ω_{500} uniquement (vert) dans (a) CESM1 et (b) IPSL-CM6.

L'élévation importante des nuages hauts dans IPSL-CM6 (de 8-10km à 10-12km) est directement imputable aux changements dans la distribution conjointe Zopaque/ω_{500} (Figure 5.13.b), donc à des variations thermodynamiques, et très peu à voir avec les changements dynamiques de circulation atmosphérique.

Les nombres obtenus sont rapportés dans le tableau 9, qui montre le changement total prévu entre les PDFs des propriétés des nuages et l'effet radiatif dû (1) uniquement au changement de la distribution de ω_{500}, et (2) dû uniquement au changement de la relation entre la variable considérée et ω_{500}. Le tableau 9 suggère que globalement, pour la plupart des variables, les changements dans la relation entre les conditions dynamiques et la variable (changements thermodynamiques) pilotent son changement dans le climat futur, les changements de ω_{500} (changements dynamiques) étant secondaires. Les exceptions sont la couverture nuageuse opaque et les changements de SW et de CRE total prédits par IPSL-CM6, qui semblent être principalement pilotés par des changements dans la distribution de la dynamique atmosphérique. Ce sont cependant les propriétés qui changent le moins entre les conditions climatiques actuelles et futures.

		Changement dans la distribution des variables		
		Dû au changement de ω_{500} seulement	Dû au changement de relation seulement	Dû au changement de ω_{500} et de relation
	Zopaque	9%	**15%**	14%
	Copaque	6%	**20%**	14%
CESM1	CRE LW	11%	**23%**	14%
	CRE SW	12%	**21%**	9%
	CRE net	4%	**6%**	7%
	Zopaque	18%	47%	**60%**
	Copaque	**19%**	14%	18%
IPSL-CM6	CRE LW	15%	**27%**	25%
	CRE SW	**14%**	11%	8%
	CRE net	**10%**	6%	8%

Tableau 9 : Changement dans la distribution des propriétés des nuages opaques et du CRE dû aux changements dans la distribution de ω_{500} uniquement, et dû aux changements dans la relation entre la propriété et le ω_{500} uniquement. Les valeurs en gras sont le plus grand coefficient de corrélation pour chaque variable. Les pourcentages indiqués décrivent la différence de la distribution de départ et de la distribution finale.

Dans la section 5.4, nous avons commencé à discuter si ce sont les changements dynamiques ou thermodynamiques qui pilotent les changements de Zopaque/Copaque en précisant dans quelles régions les changements de dynamique et de thermodynamique dominent. Nous avons repris la méthode ci-dessus en l'appliquant à des régions individuelles des tropiques pour obtenir la figure 5.15.

La figure 5.14 montre les zones où le changement des propriétés nuageuses opaque est piloté en priorité par des changements de la dynamique atmosphérique (en rouge) et par des changements thermodynamiques (en bleu). Pour les deux modèles, la thermodynamique pilote principalement dans toutes les régions le changement de Zopaque et Copaque. **CESM1.** Pour CESM1, la dynamique pilote le changement de Zopaque et Copaque qu'à l'est de la Warm Pool et de la SCPZ (figure 5.14.a et c). La dynamique pilote aussi le changement de Zopaque dans la PESZ (figure 5.14.a). **IPSL-CM6.** Pour IPSL-CM6, la thermodynamique pilote le changement de Zopaque dans presque toutes les régions sauf le long de l'ITCZ à l'est de la Warm Pool (figure 5.14.b). Les conclusions sont équivalentes pour le changement de Copaque sauf dans la Warm Pool où la dynamique pilote le changement de Copaque (figure 5.14.d).

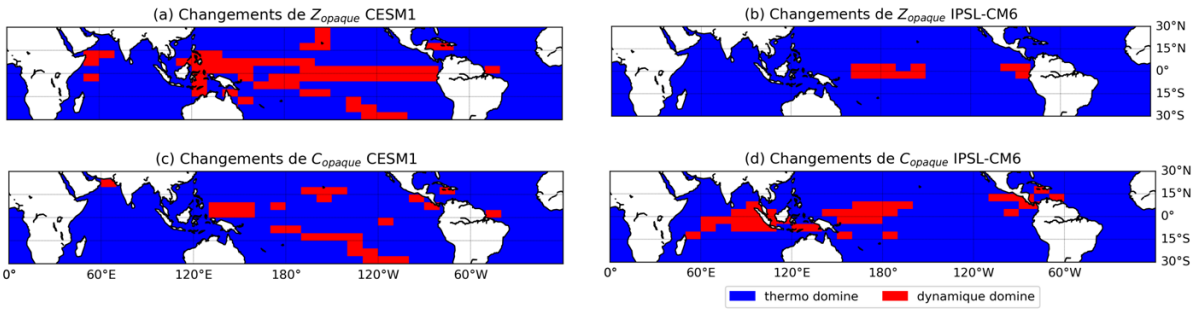

Figure 5.14 : Cartes de domination de changements thermodynamiques (en bleu) ou de la dynamique (en rouge) dans les Tropiques [30°S-30°N] dans les changements de l'altitude des nuages opaques pour (a) et (b) IPSL-CM6 et dans les changements de la couverture des nuages opaques pour (c) et (d). La colonne de gauche représente CESM1 et la colonne de droite IPSL-CM6.

De manière générale, les changements thermodynamiques pilotent les changements dans les propriétés des nuages opaques. La figure 5.15 représente la fraction des cellules des cartes de la figure 5.14 où la dynamique domine. De manière générale, les changements dans la dynamique ont peu d'importance dans les tropiques, mais leur importance dans le pilotage des changements nuageux est tout de même plus élevée autour de l'équateur (par rapport aux latitudes subtropicales) et dans le Pacifique plutôt que dans l'Atlantique. Ce résultat est commun aux deux modèles.

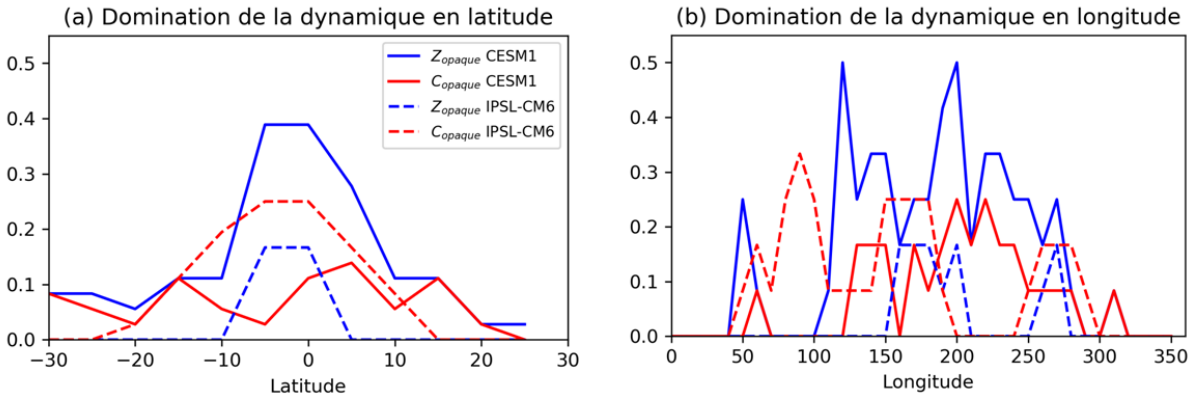

Figure 5.15 : PDF de la domination de la dynamique suivant (a) une coupe latitudinale et (b) longitudinale. La courbe bleue représente Zopaque et la courbe rouge Copaque (courbe pleine pour CESM1 et courbe pointillée pour IPSL-CM6).

5.6 Conclusions

Ce chapitre avait deux objectifs. Notre premier objectif était d'examiner les changements dans l'organisation géographique des propriétés des nuages opaques et des régimes dynamiques (section 4.2). Les deux modèles, dans le climat futur, prévoient un affaiblissement de la circulation de Hadley, conformément à de nombreuses études antérieures (par exemple, Vecchi et Soden, 2006; Su et al., 2014). En moyenne dans les tropiques, les deux modèles prédisent une légère baisse de la couverture en nuages opaques. CESM1 prévoit aucun changement de l'altitude des nuages opaques tandis qu'IPSL-CM6 prédit une forte augmentation (~+2km). Nous avons analysé les changements des propriétés nuageuses opaques et de l'effet radiatif des nuages par régime. Pour CESM1, les changements de Copaque dans tous les régimes dominent l'évolution future de tous les CRE. Pour IPSL-CM6, il n'y a que très peu de changements dans Copaque ou CREnet quel que soit le régime. Mais nos conclusions seront robustes dans les régions ascendantes telles que la Warm Pool, la SPCZ

et l'ITCZ dans les deux modèles. Nous avons étudié les changements dans la distribution des propriétés des nuages opaques par rapport aux régimes dynamiques. Dans CESM1, les changements de Zopaque semblent être pilotés par des changements dynamiques en ascendance et en faible subsidence, et par des changements thermodynamiques en forte subsidence. Les changements de Copaque semblent être pilotés par des changements dynamiques et par des changements thermodynamiques partout. Dans IPSL-CM6, les changements de Zopaque semblent principalement être pilotés par des changements thermodynamiques, sauf dans les régions de faible ascendance et subsidence où les changements dynamiques dominent. Les changements de Copaque peuvent aussi être pilotés par des changements dynamiques et par des changements thermodynamiques mais uniquement dans les régions d'ascendances. Nous avons étudié les changements dans la distribution de l'effet radiatif des nuages par rapport aux régimes dynamiques. Pour CESM1, les changements de Copaque pilotent l'évolution du CREnet uniquement en ascendance. Dans le climat actuel, CESM1 connait des biais importants de Copaque~40%. Pour IPSL-CM6, ce sont aussi les changements de Copaque qui pilotent l'évolution du CREnet via son impact sur le CRESW.

Notre deuxième objectif était d'analyser l'origine dynamique et thermodynamique des changements des propriétés nuageuses opaques. Pour CESM1, ce sont les changements dynamiques qui semblent pilotés les changements de Zopaque en ascendance et en faible subsidence, et les changements thermodynamiques en forte subsidence. Les changements de Copaque semblent être pilotés par des changements dynamiques et par des changements thermodynamiques dans tous les tropiques. Pour IPSL-CM6, les changements de Zopaque semblent principalement être pilotés par des changements thermodynamiques, sauf dans les régions de faible ascendance et subsidence où les changements dynamiques dominent. Les changements de Copaque semblent, tout comme dans CESM1, être pilotés par des changements dynamiques et par des changements thermodynamiques uniquement en ascendance pour IPSL-CM6.

En fin de compte, nous constatons que seule l'altitude des nuages opaques pour IPSL-CM6, variable affectée par les biais du modèle dans les conditions climatiques actuelles, change de manière significative dans les conditions climatiques futures, d'une manière susceptible d'affecter le CRE et les rétroactions des nuages. Nos résultats suggèrent que la représentation dans chaque modèle de l'altitude des nuages opaques dans le climat actuel, y compris sa relation avec la dynamique atmosphérique, a un fort impact sur les prédictions de rétroaction des nuages du modèle.

Nous allons maintenant voir comment se comportent l'altitude et la couverture des nuages opaques au cours du 21e siècle (2008-2095), et explorer l'impact de la variabilité naturelle sur ces changements.

6 Tendances des nuages opaques dans les Tropiques pendant le siècle prochain, et impact d'événements climatiques naturels

Dans les chapitres précédents, nous avons vu le lien entre la dynamique atmosphérique et les propriétés des nuages opaques (altitude et couverture) dans les observations et réanalyses, ainsi que dans les simulations du climat actuel et futur. Nous avons également décrit leurs impacts sur l'effet radiatif des nuages. Pour cela, nous avons documenté les différences entre 6 années de la fin du 21e siècle (2089-2095) et 6 années du début du 21e siècle (2008-2014). Dans ce chapitre, nous allons tout d'abord documenter l'évolution des propriétés nuageuses opaques (altitude et couverture) entre 2008 et 2095, voir comment elles vont évoluer au cours du siècle, puis dans un deuxième temps étudier l'impact d'événements climatiques naturels (comme El Nino - oscillation australe) sur ces variations. Notre but dans cette dernière partie est de faire ressortir le plus vite possible des séries simulées et observées des tendances nuageuses connectées au forçage anthropique.

6.1 Evolution des propriétés des nuages opaques pendant le 21e siècle

Tout d'abord, nous allons étudier l'évolution temporelle de la couverture en nuages opaques. Ensuite, nous allons étudier l'évolution spatiale puis temporelle de l'altitude des nuages opaques hauts. Comme dans les chapitres 4 et 5, nos résultats seront pris entre 30°S et 30°N uniquement au-dessus des océans.

6.1.1 Couverture en nuages opaques

La figure 6.1 décrit l'évolution entre 2008 et 2095 de l'anomalie de la couverture en nuages opaques en moyenne sur les tropiques. L'anomalie de Copaque est calculée par rapport à la moyenne du Copaque entre 2008 et 2014.

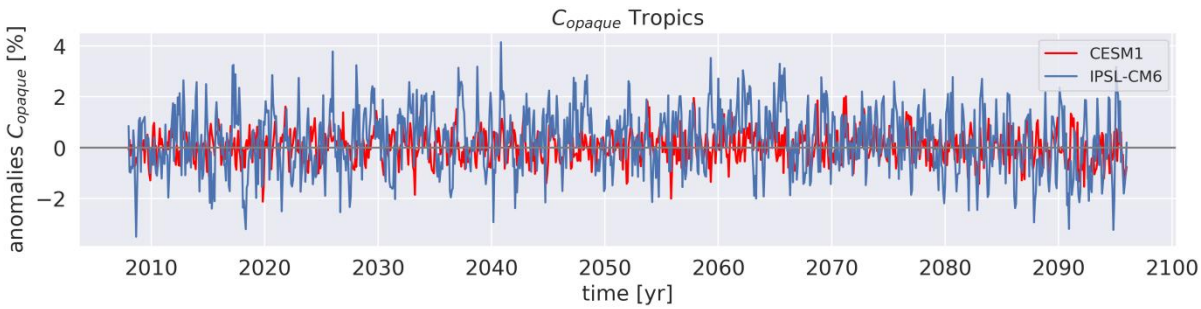

Figure 6.1 : Série temporelle de l'anomalie de Copaque entre 2008 et 2095. L'anomalie de Copaque est calculée en enlevant la moyenne du Copaque entre 2008 et 2014 sur la moyenne du Copaque entre 2008 et 2095. La courbe rouge représente CESM1 et la courbe bleue représente IPSL-CM6. Les données sont moyennées mensuellement.

Les prédictions d'anomalie de Copaque de CESM1 varient légèrement sur 100 ans (entre -2% et +2%) tandis que celles d'IPSL-CM6 varie beaucoup plus (±5%). L'évolution moyenne de l'anomalie de Copaque pour les 2 modèles ne se détache pas. On remarque une légère baisse de la série pour CESM1 vers 2070 mais il est difficile de voir quand la série sort du bruit.

Afin de montrer plus clairement à partir de combien de temps de mesure nous pourrons dire qu'il y a une tendance, nous avons suivi méthodologie de Chepfer et al., 2018. Cette méthodologie consiste à tracer pour chaque point de la série la tendance de Copaque entre le début de la série (2008) et le temps où nous cherchons une tendance. De la série temporelle d'anomalie de Copaque (figure 6.1), nous pouvons extraire le sous-ensemble de 2008 au temps t. Nous appliquons une régression linéaire sur ce sous-ensemble pour obtenir la tendance linéaire montrée par la série temporelle au temps t. La figure 6.2 illustre l'évolution de cette tendance linéaire en fonction de la durée de la série temporelle. Le signe de la tendance peut varier en fonction de la longueur de l'enregistrement que l'on choisit. En prenant un temps inférieur à 5 ans, la tendance varie énormément : elle oscille très fortement entre 2008 et 2018 (figure 6.2). Plus le temps de l'enregistrement est long (à terme ici t=87 ans), plus la tendance va se stabiliser pour nous donner une valeur de la tendance avec une forte confiance. On suppose qu'une tendance positive ou négative devient robuste à 95% de confiance un mois donné lorsque la tendance nulle (=0) ne figure plus dans l'intervalle défini par la valeur de la tendance ± 2 fois l'écart-type de la tendance entre le mois donné et la fin de la série -- i.e. sur la figure 6.2 lorsque la zone en couleur ombrée ne croise plus la tendance nulle. L'écart-type est calculé de la même manière que dans Chepfer et al., 2018 qui s'inspirait de Weatherhead et al. (1998). Dans le cas présent la tendance finit par se stabiliser autour de -0.03%/an pour CESM1 et autour de -0.01%/an pour IPSL-CM6.

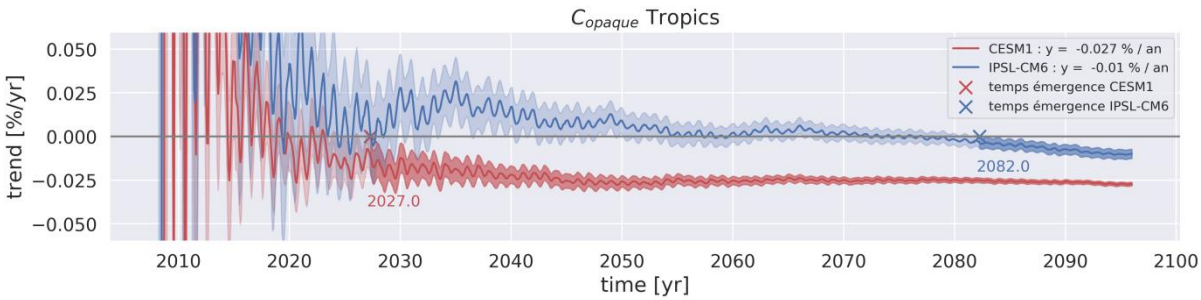

Figure 6.2 : Tendance de Copaque depuis le début de la série (2008) et jusqu'à l'année considérée (2095). La date en rouge représente le temps d'émergence pour CESM1 et la date en bleue représente le temps d'émergence pour IPSL-CM6. La courbe rouge représente CESM1 et la courbe bleue représente IPSL-CM6. Les zones ombragées représentent 2 * l'écart-type autour de la tendance moyenne. La "vraie" tendance a 95% de chance de se situer à l'intérieur de la zone ombrée. Les données sont moyennées mensuellement.

CESM1 prévoit une tendance robuste du Copaque fiable à 95% légèrement négative et stable à partir de 2027 : c'est ce que l'on appellera le *temps d'émergence* (Hawkins et Sutton, 2012). IPSL-CM6 trouve une tendance négative et stable à partir de 2082. Ces prédictions de modèles nous disent qu'on pourra prendre des observations comparables, en dériver des tendances, et vérifier si un modèle est le plus proche de la réalité. Les deux modèles sont d'accord pour dire qu'une très légère diminution du Copaque est attendue dans le futur, qui devrait être rapidement détectable dans les observations d'après CESM1 (2027), beaucoup plus tard d'après IPSL-CM6 (2082).

Les tendances prévues pour Copaque restent relativement faibles. Nous allons voir si le Zopaque va évoluer de façon importante dans le futur comme nous avons pu trouver dans le chapitre 5.

6.1.2 Altitude des nuages opaques

Pour évaluer l'évolution du Zopaque, il ne faut pas simplement regarder la valeur moyenne du Zopaque sur tous les Tropiques car cela reviendrait à mélanger des zones dominées par des nuages très hauts (convection) et des zones dominées par des nuages très bas (subsidence). Nous décomposons donc le Zopaque en 2 catégories : les nuages opaques bas (<3km) et hauts (>3km). Le choix d'étudier séparément l'altitude des nuages opaques bas et des nuages opaques hauts vient du fait que, d'après la figure 4.1, les zones de subsidence sont assimilées à des zones où les nuages opaques sont bas, décrivant des nuages de type shallowcumulus ou stratocumulus tandis que les zones d'ascendance sont assimilées à des zones où les nuages opaques sont hauts, décrivant plutôt le sommet de systèmes convectifs.

Avant de s'intéresser à l'évolution temporelle de Zopaque, nous regardons d'abord son évolution spatiale. Pour cela, nous regardons l'évolution des nuages opaques bas (<3km) dans le futur (figure 6.3) pour les deux modèles.

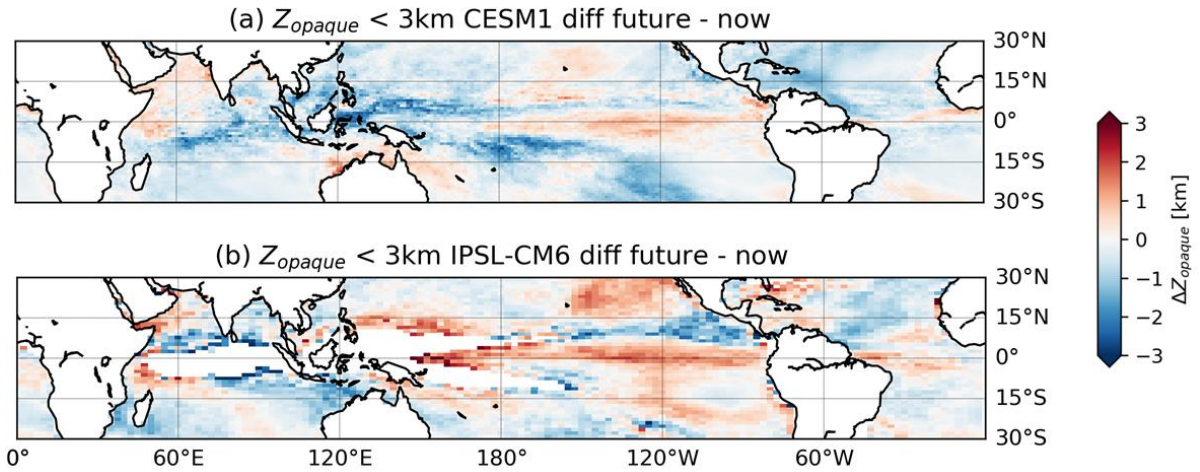

Figure 6.3 : Cartes des différences entre les conditions climatiques futures (2089-2095) et actuelles (2008-2014) de l'altitude des nuages opaques bas (Zopaque<3km) pour (a) CESM1 et (b) IPSL-CM6.

Les 2 modèles sont en accord : ils prédisent tous deux une très légère baisse de l'altitude des nuages opaques bas (-0.067 km pour CESM1 et -0.012 km pour IPSL-CM6). CESM1 prévoit des nuages opaques bas légèrement plus haut dans la PESZ (~+0.5km, figure 6.3.a) tandis qu'il prévoit des nuages opaques bas plus bas dans les régions d'ascendances telles que la Warm pool et l'ITCZ (~+1km, figure 6.3.a). On ne remarque quasiment pas de changement dans le futur au niveau de la Warm pool pour IPSL-CM6 (les boîtes vides dans cette région signifient une absence totale de faibles Zopaques) mais il prévoit des nuages opaques bas plus hauts au niveau de la PESZ (~+1km, figure 6.3.b). Les changements moyens prévus par les deux modèles un siècle dans le futur sont proches de ou inférieurs à la précision maximale sur la distribution verticale des nuages qu'on peut espérer atteindre avec un lidar spatial (30m, section 3.1.2) : on aura du mal à détecter les variations prévues. Ces changements moyens sont donc en pratique négligeables. Cependant, les changements en certaines régions pourraient être mesurables comme, par exemple, dans la PESZ.

La figure 6.4.a décrit l'évolution entre 2008 et 2095 de l'anomalie de l'altitude des nuages opaques bas (< 3km) en moyenne sur les tropiques.

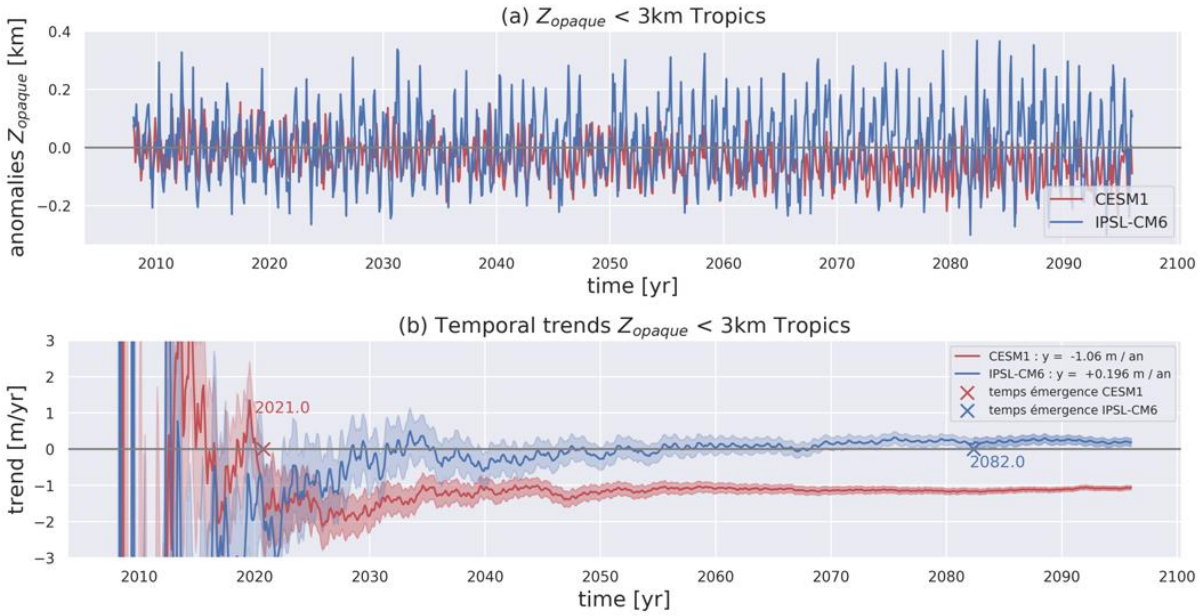

Figure 6.4 : (a) Série temporelle de l'anomalie de Zopaque<3km entre 2008 et 2095. (b) Tendance de Zopaque<3km depuis le début de la série (2008) et jusqu'à l'année considérée (2095). La date en rouge représente le temps d'émergence pour CESM1 et la date en bleue représente le temps d'émergence pour IPSL-CM6. La courbe rouge représente CESM1 et la courbe bleue représente IPSL-CM6. Les données sont moyennées mensuellement.

Pour CESM1, l'évolution de l'anomalie de l'altitude des nuages opaques bas (Figure 6.4.a) diminue légèrement sur 100 ans de manière visible (-0.1km). Pour IPSL-CM6, par contre, l'évolution de la tendance de l'altitude des nuages opaques bas varie entre ±0.2km avec de gros changements sur certaines années : par exemple, une forte baisse est visible en 2028 (-0.25km) et de fortes augmentations (+0.35km) sont visibles vers 2081-2082. Aucune tendance long-terme ne semble ressortir clairement de la série. Pour mieux comprendre ce qui se passe, nous regardons comment la tendance de l'altitude des nuages opaques bas évolue sur 100 ans (figure 6.4.b). On voit que les modèles prédisent une tendance opposée (-100m sur 100 ans pour CESM1 et +19m sur 100 ans pour IPSL-CM6). Pour CESM1, on aura une tendance négative robuste à 90% à partir de 2021. On devrait donc pouvoir observer une tendance négative du Zopaque bas dans les observations GOCCP (ce que l'on ne trouve pas puisqu'on trouve une tendance positive de +0.05m/an). Pour IPSL-CM6, il est difficile de conclure puisque la tendance reste très proche du domaine de validité (la zone ombrée orange est très proche du zéro). Si on regarde ce qu'il se passe vers 2028, on peut voir une forte fluctuation de la tendance.

Une baisse de ≈100m du Zopaque, dans CESM1, pour les nuages opaques bas signifie que les nuages bas en subsidence ou en shallow convection pourraient être moins étendus verticalement : cela pourrait être lié à une baisse de l'intensité des mouvements verticaux dans les zones dominées par la convection faible ou la subsidence dans le futur, qui pourrait mener à une couche limite plus fine. On note que le changement est très faible voire inexistant pour IPSL-CM6.

Ensuite, nous nous intéressons à l'évolution spatiale du Zopaque haut. Suite aux résultats des chapitres précédents, nous nous attendons à des changements importants et des tendances

identifiables pour les nuages opaques hauts. Pour cela, nous regardons l'évolution des nuages opaques hauts (>3km) dans le futur (figure 6.5) pour les deux modèles.

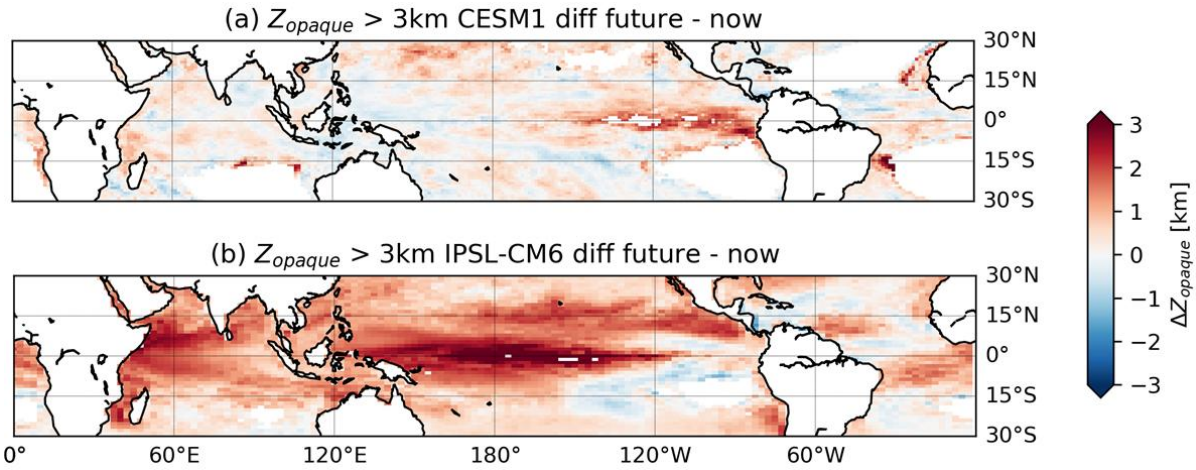

Figure 6.5 : Même figure que la figure 6.3 pour Zopaque>3km.

De manière générale, les deux modèles prédisent des nuages opaques haut plus haut dans le futur (+0.11km pour CESM1 et +0.96km pour IPSL-CM6). CESM1 prédit des nuages opaques légèrement plus bas dans le futur au-dessus de la Warm pool (plus bas d'environ 1 km, figure 6.5.a) et des nuages opaques hauts légèrement plus hauts dans les régions d'ascendance telles que l'ITCZ et la SCPZ et dans la région de subsidence de la PESZ (~+1km, figure 6.5.a). Tandis qu'IPSL-CM6 prédit une très forte augmentation des nuages opaques haut dans la PESZ ainsi que le long de l'ITCZ (+3km, figure 6.3.b) là où il simule des nuages opaques bas, il prédit des nuages opaques hauts plus haut partout sauf au niveau de la zone de stratocumulus sur la côte ouest de l'Amérique latine (Mexique et Pérou) et de l'Afrique (Angola / Namibie).

La figure 6.6.a décrit l'évolution entre 2008 et 2095 de l'anomalie de l'altitude des nuages opaques hauts (> 3km) en moyenne sur les tropiques.

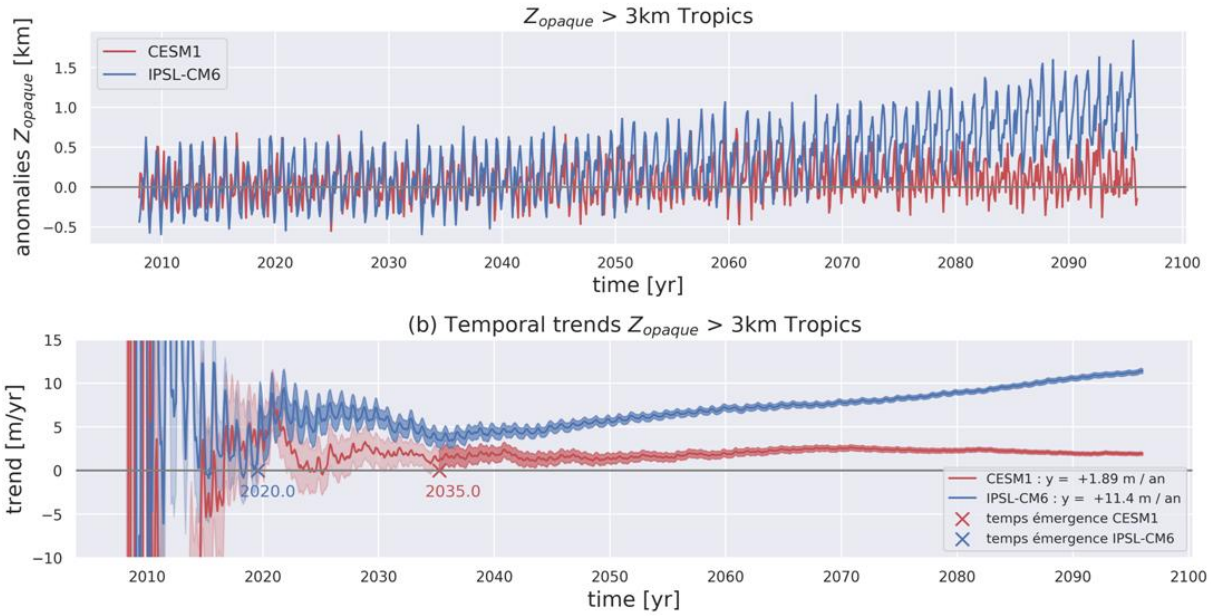

Figure 6.6 : Même figure que la figure 6.4 pour Zopaque>3km.

Les prédictions d'anomalie de Zopaque de CESM1 varie très légèrement sur 100 ans (entre +0.5 km et -0.5km) tandis que celles d'IPSL-CM6 varie beaucoup. L'évolution moyenne de l'anomalie de Zopaque haut se décroche vers 2070 pour IPSL-CM6 pour osciller autour de 0.5-1km mais que dans certaines régions, l'augmentation du Zopaque est bien plus fortes comme le montre la carte précédente (+3km dans l'ITCZ/PESZ). Les deux séries se séparent visiblement vers 2070 sur la figure 6.6.a mais la figure 6.6.b nous montre qu'on peut, en réalité, séparer les tendances des deux modèles beaucoup plus tôt : les tendances de CESM1 et d'IPSL-CM6 commencent à se séparer nettement vers 2040.

A l'aide de la figure 6.6.b, on voit que CESM1 prévoit une tendance robuste du Zopaque fiable à 90% positive et stable à partir de 2035. IPSL-CM6 trouve une tendance positive et robuste à partir de 2020, qui continue à augmenter régulièrement pendant tout le siècle (i.e. la tendance à la hausse s'accélère avec le temps). En 2020, nous n'avons pas encore remarqué de tendance dans les séries de Zopaque issues des observations GOCCP.

Une élévation du Zopaque dans les nuages opaques hauts pour les modèles est cohérente avec l'élévation du Zopaque pour $\omega_{500}<0$ trouvé dans la section 5.3.1. D'après la figure 5.3, la plus forte élévation du Zopaque se situe dans la zone de subsidence de la PESZ. Si l'on souhaite identifier une tendance identifiable le plus rapidement possible parmi les prédictions modèles considérées dans cette thèse, il faut regarder ce qu'il se passe dans cette région particulière. On choisit une région où l'élévation de Zopaque est forte [3°S-3°N/140°O-160°E].

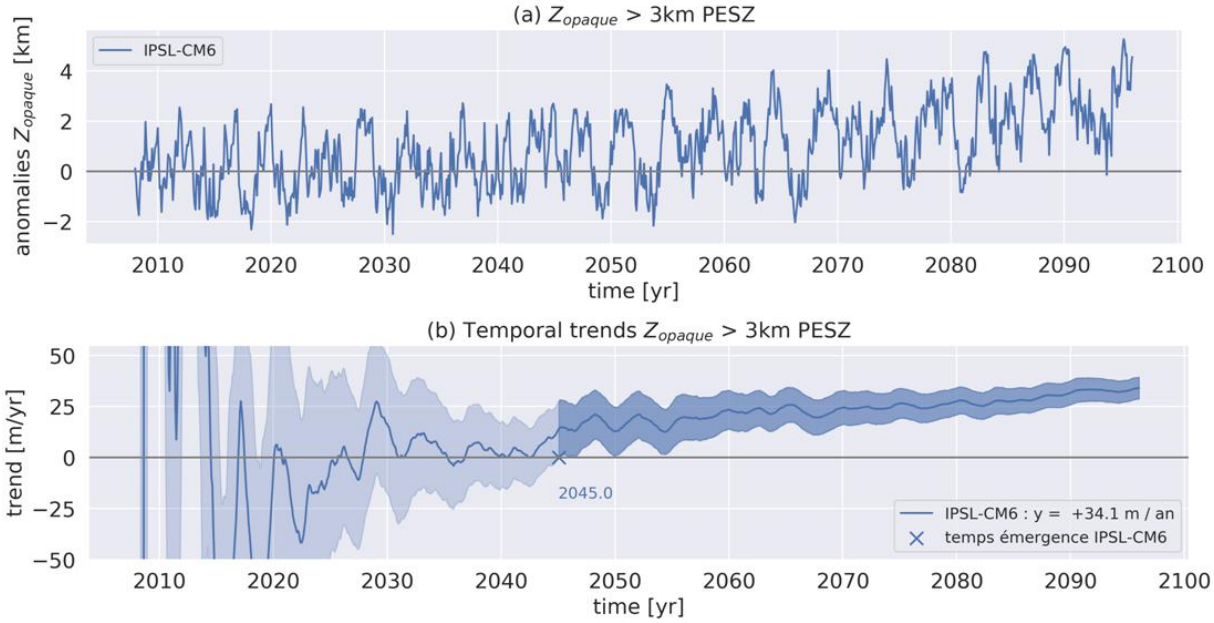

Figure 6.7 : Même figure que les figures 6.6 pour la PESZ [3°S-3°N/140°O-160°E] pour IPSL-CM6 uniquement.

Les prédictions d'anomalie de Zopaque d'IPSL-CM6 varient beaucoup (±1.5km). L'évolution moyenne de l'anomalie de Zopaque haut augmente dans le futur pour osciller jusqu'à environ 3km. La figure 6.7.b nous montre qu'on peut identifier une tendance dans les prédictions d'IPSL-CM6 vers 2045.

IPSL-CM6 prévoit une tendance positive et stable à 95% de fiabilité à partir de 2045 (figure 6.7.b), qui continue à augmenter régulièrement pendant tout le siècle (+34m/an ce qui équivaut à

3km/siècle). La tendance de cette région est la plus forte tendance vue pour l'instant pour Zopaque : on dépasse +30m/an. Cette tendance semble se stabiliser vers 2100, et s'explique sans doute par un élargissement de la zone PESZ concernée par la hausse décrite dans la figure 6.7. La tendance fluctue énormément suivant certaines années (Figure 6.7.a). Ces fluctuations expliquent pourquoi l'écart-type de la tendance (zone ombrée Figure 6.7.b) est si large comparé à celle beaucoup plus petite de la figure 6.6.b, ce qui explique pourquoi le temps d'émergence est si loin dans le futur. On peut se demander si la variabilité naturelle affecte ces fluctuations et retarde le temps d'émergence. Dans les Tropiques et notamment dans la PESZ, le phénomène climatique ENSO (El Niño – Southern Oscillation) joue un rôle important sur les fluctuations à court terme des propriétés atmosphériques et nuageuses. Il semble par conséquent essentiel de quantifier l'importance de l'effet d'ENSO sur les prédictions de l'évolution des propriétés nuageuses, afin d'estimer si ce phénomène est responsable d'un retard du temps d'émergence.

6.2 Impact de la variabilité naturelle : évolutions des propriétés nuageuses opaques lors d'un évènement El Niño

Dans cette section, nous cherchons à évaluer l'impact potentiel d'événements ENSO sur les séries temporelles des propriétés nuageuses opaques dans lesquelles on a cherché des temps d'émergence dans la section précédente. Tout d'abord, nous expliquerons le phénomène ENSO (section 6.2.1). Ensuite, nous regarderons comment les propriétés des nuages opaques (altitude et couverture) se comportent durant un évènement ENSO à l'aide des observations GOCCP et des réanalyses ERA5 (section 6.2.2). Dans la section 6.2.3, on s'intéressera à la façon dont les modèles représentent les nuages opaques pendant un évènement ENSO pour évaluer l'importance de ce type d'événement climatique sur les prédictions des nuages opaques en sortie de modèles et sur les temps d'émergence associés.

6.2.1 Phénomène El Niño – Southern Oscillation

Mécanisme. Le phénomène El Niño - Oscillation australe (ENSO) résulte du couplage entre l'atmosphère et l'océan dans le Pacifique tropical à des échelles de temps interannuelles. Il peut moduler la circulation atmosphérique au-delà du Pacifique tropical par le biais de téléconnexions, des anomalies climatiques liées entre elles à de grandes distances. Parmi les téléconnexions, on peut citer celle reliant la pression au niveau de la mer à Tahiti et Darwin, en Australie, définissant l'oscillation australe, que l'on verra dans la suite. El Niño et La Niña, composantes océaniques du phénomène ENSO, correspondent aux deux phases opposées du phénomène ENSO. **El Niño.** Lors d'un épisode El Niño, la circulation atmosphérique tropicale s'affaiblit, conduisant en surface à un affaiblissement des alizés (figure 6.8), lequel est associé à une réponse dynamique de l'océan par le biais d'ondes océaniques équatoriales qui entraînent une augmentation de la SST dans l'Est du Pacifique Équatorial. Ce réchauffement de la SST associé à El Niño s'accompagne de changements de pression atmosphérique de part et d'autre du Pacifique, produisant une oscillation de pression entre le Pacifique et la région Indo-Australienne connue sous le nom d'Oscillation Australe (McPhaden et al., 2006). El Niño, phase négative de l'Oscillation Australe, se produit tous les 2 à 7 ans et peut durer jusqu'à 18 mois. En général, El Niño atteint un maximum d'intensité (SST très chaude, phénomènes météorologiques intenses) entre novembre et janvier, puis s'affaiblit pendant les six premiers mois de l'année suivante. Les anomalies de SST associées à El Niño modifient la convection tropicale et ont de forts impacts sur le climat, sont responsables de changements globaux de température et de précipitations (Ropelewski & Halpert, 1987; Tippett & Barnston, 2008). Lors d'un évènement El Niño,

les côtes du Pérou sont fortement touchées par des précipitations en lien avec l'augmentation de la SST moyenne qui favorise ainsi la convection dans des régions habituellement soumises à de la subsidence. A contrario, l'Indonésie ou l'Australie sont sujettes à des fortes chaleurs, accompagnées d'une tendance à la sécheresse. **La Niña.** A l'opposé, le phénomène La Niña correspond à un refroidissement des eaux de surface dans l'Est du Pacifique Équatorial, i.e. la phase positive de l'Oscillation australe. Durant un évènement La Nina, le nombre de cyclones augmente dans l'ouest du Pacifique. L'Afrique de l'est et l'est de l'Amérique du sud seront toucher par des sécheresses alors que de fortes précipitations seront présentes en Afrique australe.

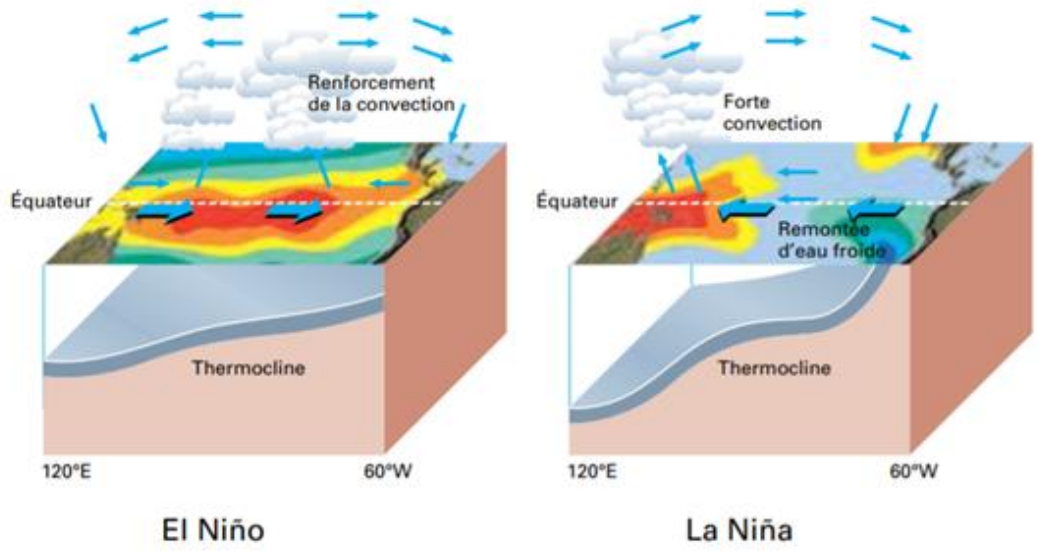

Figure 6.8 : Régimes caractéristiques de circulation pendant des épisodes El Nino et La Nina. Source: Organisation Mondiale de la Météorologie

Indices El Nino. On utilise souvent l'indice d'oscillation australe (SOI, Southern Oscillation Index), calculé à partir de la différence de pression mesurée entre une station située à Darwin et une autre située à Tahiti, pour mesurer la force des événements El Niño et La Niña (Chen, 1982). Des valeurs SOI négatives indiquent un événement El Niño tandis que des valeurs positives indiquent un événement La Niña. D'autres indices existent pour mesurer l'intensité des différents aspects d'un phénomène El Nino, tels que des indices calculés à partir de différence de la SST (Trenberth et Stepaniak, 2001) : El Niño 1+2, El Niño 3, El Niño 4, El Niño 3.4, JMA (Japan Meteorological Agency), Trans-Niño Index (TNI). Ces indices pris individuellement permettent de rendre compte de l'évolution d'un phénomène El Niño sur l'ensemble de la bande équatoriale, mais chacun d'entre eux est lié à une région donnée et dépend donc du type d'événement El Niño. Ils ne sont par ailleurs pas indépendants.

El Nino et les modèles de climat. La plupart des modèles climatiques prédisent un réchauffement de la SST plus rapide dans l'est du Pacifique que dans l'ouest (Karemperidou et al., 2016). De nombreuses études se sont concentrées sur l'évolution future du phénomène couplé ENSO, et sa représentation dans les modèles s'est améliorée (voir Fredriksen et al. ,2020) pour une évaluation des modèles CMIP6 par rapport aux modèles CMIP3 et CMIP5), mais malgré tout il n'y a toujours pas de consensus clair sur son évolution (voir par exemple la diversité des prédictions dans Collins et al., 2010; Yeh et al., 2012; Taschetto et al., 2014; Cai et al., 2015a; Berner et al., 2020).

Récemment Cai et al. (2018),sur la base des modèles CMIP5, ont montré qu'il existe un consensus sur les projections d'ENSO dans un climat plus chaud, à conditions de ne considérer les modèles capable de simuler de manière réaliste la diversité d'ENSO, c'est-à-dire à la fois l'existence de deux types d'événements (événements du Pacifique Est et du Pacifique Central) mais aussi l'asymétrie d'ENSO (le fait que les événements du Pacifique Est soit plus fort que les événements du Pacifique Central et les événements La Niña). Cai et al. (2021) confirment ce résultat sur la base des modèles CMIP6, et montrent que les modèles CMIP5 et CMIP6 qui simulent le mieux la diversité d´ENSO sont ceux aussi qui projettent une augmentation de la fréquence et l'intensité des deux types d'événements. Ces changements dans le futur sont associés à l'augmentation de la fréquence des événements extrêmes en précipitation dans l'est du Pacifique (région NINO3) avec des conséquences sociétales importantes pour des pays comme l'Equateur et le Pérou. D'autres études (Stevenson et al., 2012; Cai et al., 2015b) ont également suggéré une augmentation avec le réchauffement climatique de la fréquence des événements extrêmes La Niña, ce qui est cohérent avec l'augmentation de la fréquence des événements El Niño forts du Pacifique Est -- lesquels sont généralement suivis d'un événement La Niña .

Types d'El Nino. En effet, il existe différents types d'El Nino, caractérisés par leur amplitude (fort/extrême versus modéré/faible) et par la localisation de leur maximum d'intensité (Pacifique Central versus Pacifique Est). Historiquement, El Niño a d'abord été décrit comme un phénomène qui se développait dans l'Est du Pacifique tropical (Rasmussen et Carpenter, 1982). El Niño est lié à la dynamique ondulatoire océanique qui fait que la thermocline s'approfondit sous l'effet des ondes océaniques de Kelvin générées dans le Pacifique ouest et central durant la phase d'initiation d'El Niño : les ondes de Kelvin se propagent d´ouest en est et modifient la température où la thermocline est la plus proche de la surface (à l´est du Pacifique).

Seuls les événements du Pacifique Est peuvent conduire à des événements extrêmes (i.e. de fortes anomalies de SST) et sont caractérisés par une dynamique océanique et atmosphérique non-linéaire. En moyenne, la température de l'océan en un lieu ne varie pas sur une grande échelle de temps (plusieurs années). Dans le cas d'un évènement du Pacifique Est, une dynamique océanique et atmosphérique non-linéaire va impliquer un réchauffement non-linéaire dans le bilan thermique du Pacifique tropical (la température de l'océan du Pacifique tropical va varier sur une échelle de temps interannuelle), ce qui explique leur caractère extrême (Jin et al., 2003). Cependant, des événements El Niño se développent aussi dans le centre du Pacifique équatorial sans que l'Est du Pacifique subisse des variations de SST (figure 6.9). Ces événements initialement appelé El Niño "Modoki" (Ashok et al., 2007) sont caractérisés par des anomalies de température moins fortes que les événements El Niño du Pacifique Est, mais comme ils se développent dans la Warm Pool, où se trouve la branche ascendante de la circulation de Walker, ils peuvent tout de même produire des événements climatologiques extrêmes dans des régions éloignées du Pacifique tropical par le biais de téléconnexions atmosphériques. La différence de dynamique entre un évènement se développant dans l'est du Pacifique et un évènement « Modoki » implique qu'il est nécessaire d'utiliser deux indices distincts pour décrire leurs variabilités. Trenberth et Stepaniak (2001) proposent ainsi d'utiliser les indices Niño 3.4 (évènements de l'est du Pacifique) et TNI (évènements du centre du Pacifique) pour décrire le caractère et l'évolution des événements ENSO. Néanmoins, ces deux indices ne sont pas statistiquement indépendants. Pour avoir une meilleure interprétation des variables climatiques sur des échelles de temps interannuelles, de nombreuses méthodes statistiques ont été utilisées. La méthode la plus utilisée est celle de la fonction orthogonale empirique (EOF). Il

s'agit de réduire la dimensionnalité des données en fournissant une description de la variabilité temporelle et spatiale d'une série de données en termes de fonctions orthogonales (ou modes EOF), dont les premières expliquent généralement la majeure partie de la variance et peuvent être reliés à des mécanismes physiques. Par exemple, Ashok et al. (2007) ont proposé d'utiliser les deux premiers modes EOF des anomalies SST du Pacifique tropical, étroitement liés respectivement à l'indice Niño 3.4 et au TNI. Le premier mode EOF permet de caractériser la variabilité du Pacifique ouest. Le deuxième mode EOF ne permet pas de caractériser la variabilité du pacifique Est, et caractérise plutôt les événements El Niño Modoki.

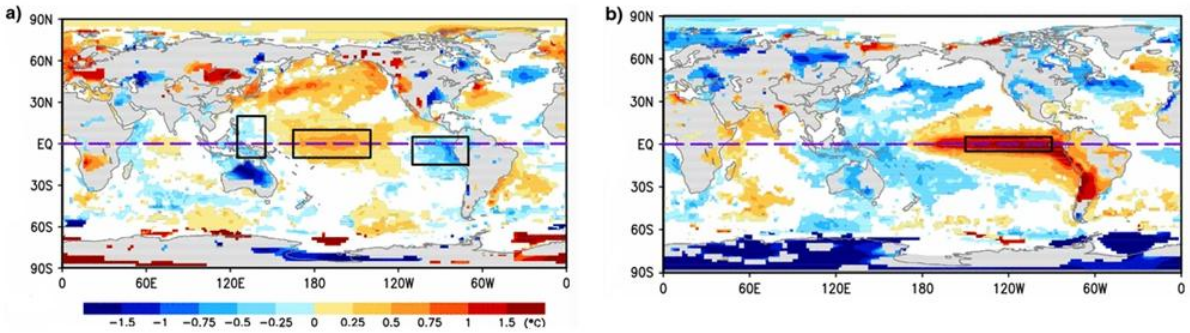

Figure 6.9 : Anomalies de SST traduisant des situations (a) d'El Nino Modoki et (b) d'El Nino classique sur la période 1979–2004. Le rouge représente une anomalie chaude de la température de surface de la mer (SST) et le bleu représente une anomalie froide de la SST. Les carrés noirs indiquent les régions caractérisant un réchauffement ou un refroidissent de la SST. El Niño Modoki est associé à un fort réchauffement de la SST dans le Pacifique tropical central et à un refroidissement dans l'ouest et l'est du Pacifique tropical. El Nino classique est associé à un très fort réchauffement de la SST dans l'est du Pacifique tropical. Adapté de Weng et al., 2007.

Indices E et C. Takahashi et al., 2011 ont proposé 2 nouveaux indices E et C qui rendent compte respectivement des événements chauds extrêmes dans l'est du Pacifique (EP) et des événements froids/modérés chauds dans le Pacifique équatorial central (CP). Le tableau 10 résume les propriétés principales des événements EP et CP.

	Emplacement de l'anomalie max de SST	Types d'El Niño
Evènements EP	Est Pacifique Tropical	El Niño chauds extrêmes
Evènements CP	Centre Pacifique Tropical	El Niño froids/ modérés chauds, El Niño « Modoki », La Niña

Tableau 10 : Propriétés de chaque type d'El Niño

Ces 2 indices, définis dans Takahashi et al., 2011, sont, contrairement aux autres déjà évoqués, indépendants par construction (c'est-à-dire non corrélés), et sont dérivés de la série temporelle des deux premiers modes des composantes principales ("PC" pour Principal Components) de l'analyse EOF de la SST. Les deux premiers modes EOF expliquent une portion significative de la variance des anomalies de SST dans le Pacifique tropical. En opérant une rotation de 45° des PC1 et 2, comme Takahashi et al. (2011), nous avons obtenu les indices E(t) et C(t) capables de mettre en évidence 2 régimes distincts de variabilité : régimes extrême chaud et régime froid/modéré chaud (figure 6.10).

$$E(t) = \frac{PC1-PC2}{\sqrt{2}} \text{ et } C(t) = \frac{PC1+PC2}{\sqrt{2}} \quad \textbf{(6.1)}$$

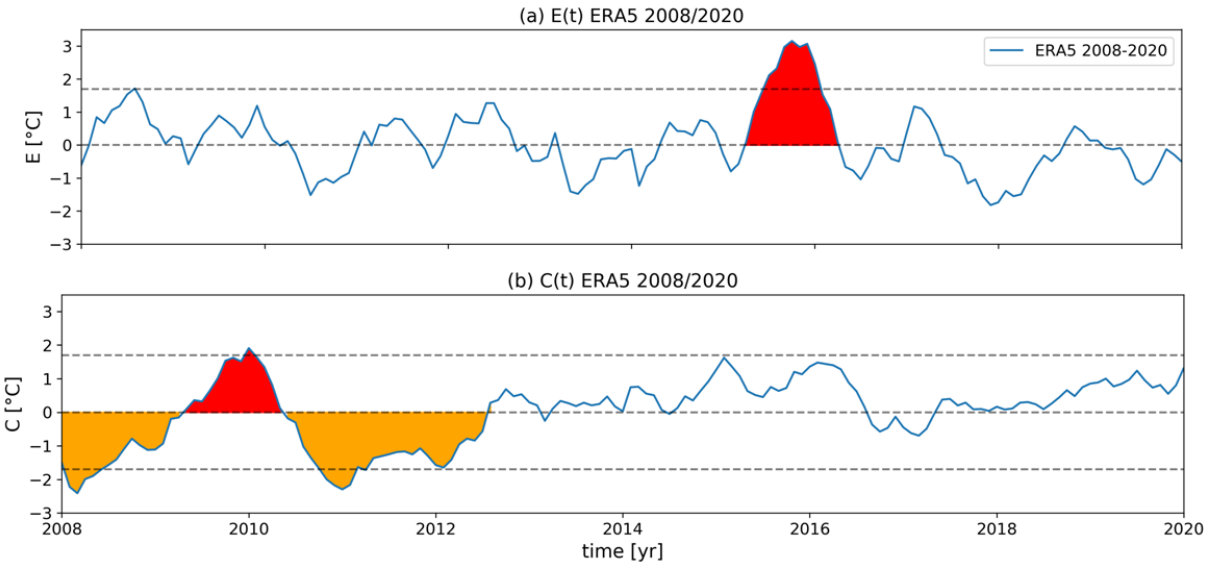

Figure 6.10 : Série temporelle des indices (a) E(t) et (b) C(t). Les données sont issues des rénalayses ERA5 pour la période 2008-2020 entre 11°N-11°S au-dessus des océans uniquement. Nous avons choisi une limite de +1.7°C pour l'indice E(t) pour représenter un évènement El Niño chaud extrême et pour l'indice C(t) pour représenter un évènement El Niño froid/modéré chaud. La limite de -1.7°C pour C(t) représente les évènements La Niña.

Nous remarquons, sur la figure 6.10.a, un seul évènement EP (2015-2016), avec une très forte valeur de $E(t)$ (=3°C). Sur la figure 6.10.b, nous observons 3 évènements CP (un évènement El niño froid/modéré chaud en 2009-2011 et deux évènements La Niña en2008-2009 et 2011-2012). Les résultats que nous montrons ici couvrent la période 2008-2020, durant laquelle nous nous intéressons au seul événement EP : avril 2015-juin 2016. On note que $E(t)$ et $C(t)$ étant des anomalies de SST, ces indices sont exprimés en °C.

Ces indices sont associés à des modes spatiaux de variabilité (« patterns ») qui définissent les régions d'influences des deux types d'événement ("modes" E et C). Ces patterns spatiaux sont obtenus en projetant en chaque région les séries temporelles d'anomalies de SST sur celles des indices E et C. Ainsi on peut recomposer les anomalies de SST à partir des deux modes de la façon suivante :

$$\Delta SST(t,x,y) = E(x,y) \times E(t) + C(x,y) \times C(t) \quad \textbf{(6.2)}$$

Les coefficients E(t) et C(t) sont obtenus en faisant une rotation de 45° sur les PCs (équation 6.1). En faisant une régression bilinéaire de l'anomalie de SST en chaque point (x,y) sur les deux séries temporelles $E(t)$ et $C(t)$, nous obtenons les coefficients $E(x,y)$ et $C(x,y)$ (figure 6.11). La régression entre les séries mensuelles d'anomalie de SST et le coefficient $E(t)$, correspondant au coefficient $E(x,y)$,est maximale dans l'Est du Pacifique Équatorial (à l'est de 120°W) et le long de la côte du Pérou. La régression entre les séries mensuelles d'anomalie de SST et le coefficient $C(t)$, correspondant au coefficient $C(x,y)$,est maximale dans le Pacifique Équatorial Central. Ces résultats sont cohérents avec ceux trouvés dans Takahashi et al., 2011, pour la période 1870-2010, basés sur les anomalies de SST issues des données du Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface

Temperature (HadISST). On note que $E(x,y)$ et $C(x,y)$ sont sans unités ($\Delta SST(en°C) = E(x,y) \times E(t, en°C)$).

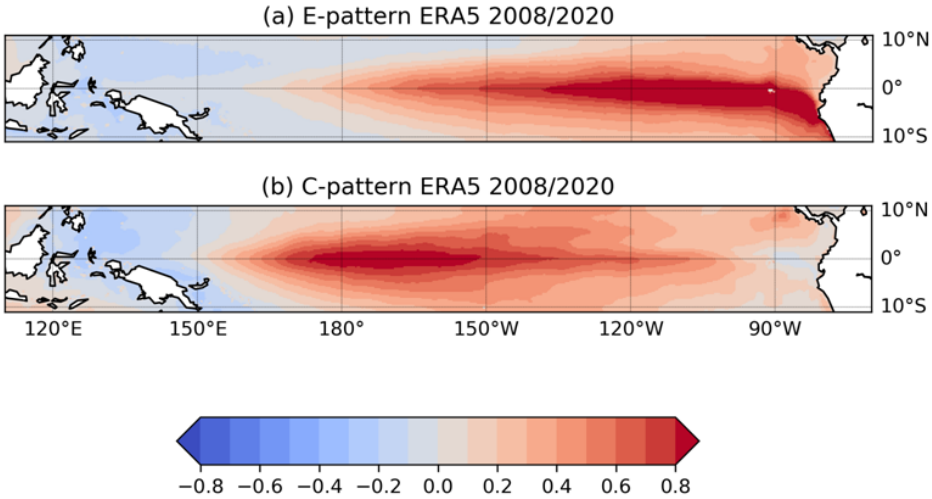

Figure 6.11 : Cartes des coefficients de régression linéaire entre les anomalies de SST issues des réanalyses ERA5 pour la période 2008-2020 sur (a) l'indice E(t) et (b) l'indice C(t).

Comme exprimé dans l'introduction de cette section, nous cherchons à évaluer l'importance d'événements ENSO sur les séries temporelles des propriétés nuageuses opaques dans lesquelles on a cherché des temps d'émergence. Nous allons regarder dans la section suivante, comment l'altitude et la couverture des nuages opaques se comportent lors d'un évènement EP en particulier. En effet, les évènements EP vont augmenter d'ici la fin du 21e siècle (Cai et al., 2014) et étant donné qu'ils représentent les évènements extrêmes, ce sont ceux qui auront le plus d'impact sur le climat mondial. Contrairement à la première moitié du chapitre qui s'intéresse aux tendances long-terme, nous allons nous intéresser aux variations à court-terme présentes dans les séries temporelles des propriétés nuageuses opaques, dans le but d'éliminer ces variations et de clarifier l'existence de la tendance long-terme.

6.2.2 Evolution des propriétés nuageuses durant un évènement EP : Observations

Dans cette partie, nous voulons mieux comprendre l'évolution des propriétés nuageuses qui nous ont intéressés dans cette thèse (l'altitude et la couverture des nuages opaques) durant un évènement EP. Nous nous intéresserons aux observations entre 2008 et 2020.

6.2.2.1 Altitude d'opacité des nuages

L'année 2015 a été marquée par un événement EP, avec un pic d'intensité durant le mois de septembre. Pour regarder comment le Zopaque se comporte durant cet événement, nous représentons l'anomalie de Zopaque moyenne sur la période mai-décembre 2015 par rapport aux autres périodes mai-décembre (figure 6.12).

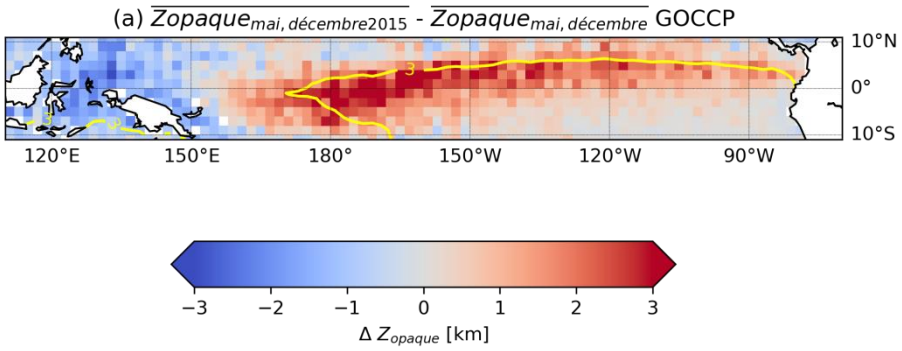

Figure 6.12 : Différence entre le Zopaque moyen pendant mai-décembre 2015, et le Zopaque moyen sur toutes les périodes mai-décembre de 2008 à 2020. Le contour jaune représente le Zopaque moyen en mai-décembre, situé à 3km.

La période de mai à décembre 2015 est marquée par une forte anomalie positive de Zopaque (+3km), qui démarre dans le centre du Pacifique (180°) et s'étend vers l'est tout le long de l'ITCZ dans l'hémisphère nord. Le contour jaune représentant le Zopaque moyen nous permet de situer l'ITCZ (on retrouve un Zopaque à 3km sur la figure 4.1). Au-dessus de la Warm Pool (là où le Zopaque est maximum, 7km, en moyenne sur 2008-2020), une forte anomalie négative de Zopaque (-2km) s'explique par le fait que la SST en cette région, très chaude en temps normal (>29°C), est relativement froide (<28°C) en période d'évènement EP. La SST est alors plus chaude dans l'Est du Pacifique.

Nous voulons maintenant, en prenant exemple sur l'équation 6.2, calculer les anomalies de Zopaque et de Copaque. Nous calculons des cartes mensuelles d'anomalies $\Delta Z_{opaque}(t,x,y)$ et $\Delta C_{opaque}(t,x,y)$, en retirant de chaque point de chaque carte mensuelle la moyenne temporelle de ce même point sur tous les mois similaires de la série. Comme dans Takahashi et al. (2011), nous faisons une moyenne glissante sur 3 mois sur ces anomalies de Zopaque et Copaque pour réduire le bruit à court terme. Ensuite, nous calculons en chaque point (x,y), la régression des $\Delta Z_{opaque}(t)$ et $\Delta C_{opaque}(t)$ sur $E(t)$ et $C(t)$.

$$\Delta Z_{opaque}(t,x,y) = \alpha_Z(x,y) \times E(t) + \beta_Z(x,y) \times C(t) \quad \textbf{(6.4)}$$

Notre but est de trouver à quel point il est possible d'exprimer, en chaque point (x,y), le ΔZopaque et le ΔCopaque à partir des informations contenues dans $E(t)$ et C(t), comme exprimé par les coefficients $\alpha_Z(x,y)$ et $\beta_Z(x,y)$. Dans les régions où $\alpha_Z(x,y)$ est fortement positif (rouge dans la Figure 6.13), un fort $E(t)$ va être corrélé à une forte anomalie positive de Zopaque. Dans les régions où $\alpha_Z(x,y)$ est proche de zéro (gris), un fort $E(t)$ n'entraînera que de faibles variations de Zopaque. Dans les régions où $\alpha_Z(x,y)$ est fortement négatif (bleu), il y aura une forte anomalie négative de Zopaque.

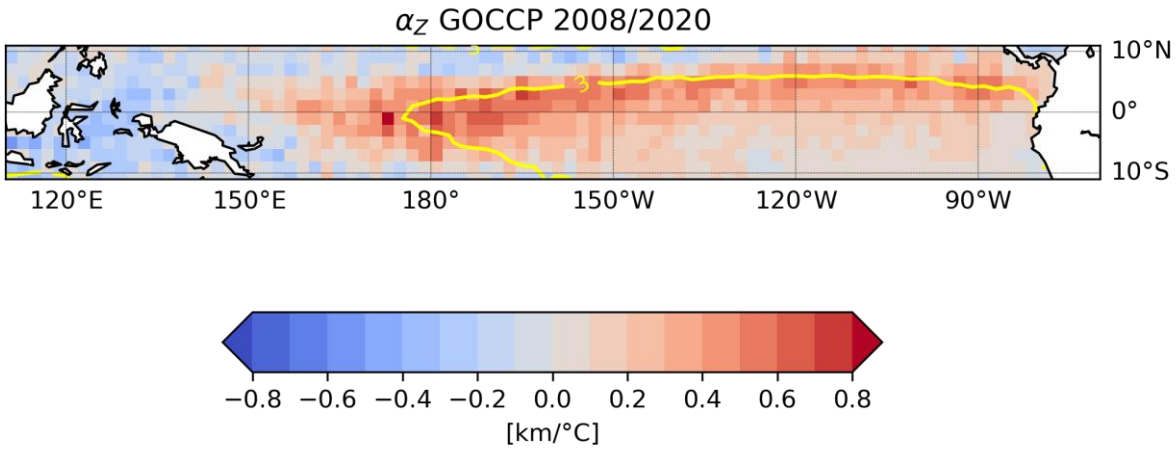

Figure 6.13 : Cartes de $\alpha_Z(x,y)$. Le contour jaune représente le Zopaque moyen sur la période 2008- 2020, situé à 3km.

Le pattern de $\alpha_Z(x,y)$, illustré sur la figure 6.13 et tiré du calcul point par point de la régression de ΔZopaque sur E sur toute la période 2008-2020, ressemble de très près au pattern de l'anomalie sur la période mai-septembre 2015 (figure 6.12). L'événement El Nino de 2015 étant le seul présent dans notre série d'observations (figure 6.10.a), nous pouvons conclure que la méthode que nous venons de décrire permet de faire ressortir de manière rigoureuse les anomalies d'une variable nuageuse liées à la présence d'un événement El Nino. En combinant la carte de $\alpha_Z(x,y)$ (Figure 6.13) avec la série temporelle $E(t)$ au mois t (figure 6.10.a), il est possible de reconstruire une carte de ΔZopaque au mois t (Equation 6.4). On note que les coefficients $\alpha_Z(x,y)$ et $\beta_Z(x,y)$ sont exprimés en km/°C ($\Delta Z_{opaque}(enkm) = \alpha_Z(x,y) \times E(t)(en°C)$). La méthode décrite pour la figure 6.13 peut être utilisé sur une période de temps plus longue puisqu'elle prend en compte tous les évènements EP présents dans la série temporelle E(t), qu'ils soient forts ou faibles.

L'organisation géographique de $\alpha_Z(x,y)$ que nous avons obtenue est similaire à celle des précipitations durant le pic d'El Nino 2015 décrite par McPhaden et al. (2020). Une anomalie positive de Zopaque sur les côtes péruviennes est détectée au même endroit où l'on détecte une anomalie positive de précipitations : cela soutient l'idée que des nuages opaques plus hauts sont corrélés à plus de précipitations. En moyenne sur la période 2008-2020, la région de la WP montre une forte corrélation négative entre E et ΔZopaque : lors d'un évènement EP, un fort E sera corrélé à une forte anomalie négative de Zopaque.

6.2.2.2 Evolution de $\alpha_Z(x,y)$ pendant un épisode El Nino

En suivant la méthode présentée ci-dessus, mais en décalant au préalable dans le temps les séries temporelles d'indice E(t) et les cartes de ΔZopaque(t,x,y), on obtient des cartes de régression avec quelques mois d'avance ou de retard sur la progression du coefficient E(t). Cette approche, appelée "lag-regression", permet de décrire comment le coefficient $\alpha_Z(x,y)$ reliant ΔZopaque et E(t) se comporte quelque mois avant et après un événement El Nino. La figure 6.14 représente l'évolution de la régression de $\alpha_Z(x,y)$ en considérant un décalage variable entre les différentes séries temporelles. Cette figure montre comment le lien entre E(t) et ΔZopaque évolue durant un cycle El Niño de type EP, tel que celui survenu en 2015 présent dans notre jeu de données.

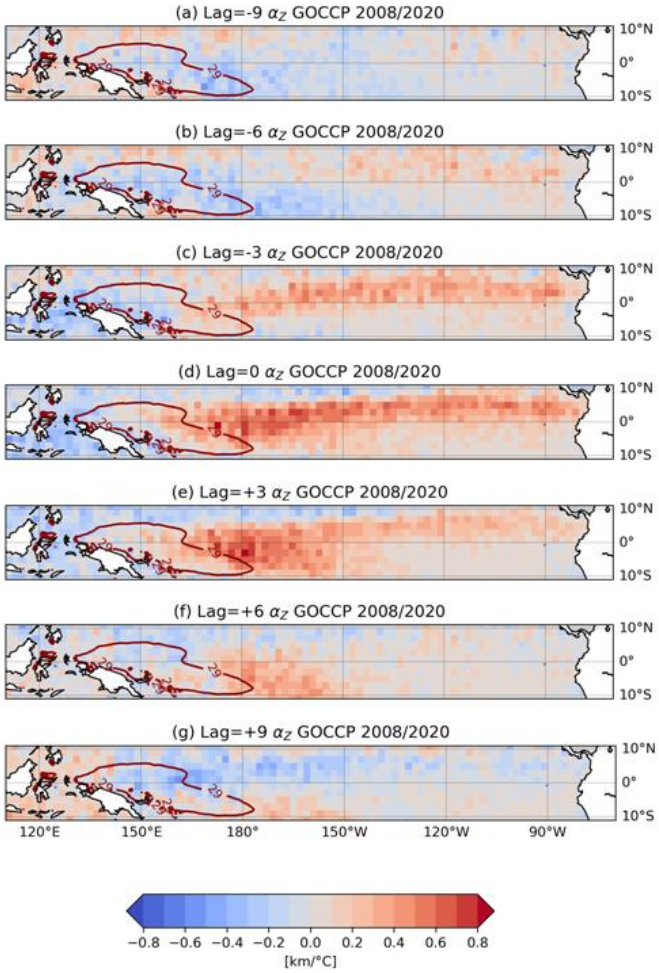

Figure 6.14 : Cartes de $\alpha_Z(x,y)$, issues de la régression bilinéaire de l'anomalie de Zopaque sur E(t), equation 6.4. Le contour rouge représente l'isotherme 29°C. Pour chaque carte, on introduit un délai temporel entre ΔZopaque(t,x,y) et E(t) : la figure 6.14.a considère le ΔZopaque 9 mois avant le ΔSST, la figure 6.14.d considère des anomalies simultanées (comme dans la figure 6.13), et la figure 6.14.g considère le ΔZopaque 9 mois après le ΔSST.

Étant donné qu'un seul événement EP est présent dans la série 2008-2018, la représentation donnée par ces cartes est équivalente principalement à l'évolution d'$\alpha_Z(x,y)$ durant cet événement, entre janvier 2015 et mai 2016. L'isotherme 29°C représente la limite de la WP. On voit que tout le long du processus de formation de l'évènement EP de 2015, l'altitude des nuages opaques diminue dans la WP 3 mois avant le pic de l'événement. On peut assimiler la baisse du Zopaque à une baisse de la convection et donc à une baisse de la SST. L'anomalie positive de Zopaque commence à se renforcer aux alentours de l'ITCZ 6 mois avant El Nino avec une très forte anomalie de Zopaque dans le Pacifique Équatorial Central au pic de l'événement et 3 mois après. Neuf mois après l'événement, le pattern de $\alpha_Z(x,y)$redevient comme 9 mois avant : une anomalie négative à l'est et au centre du Pacifique Équatorial Central avec une anomalie positive au-dessus de la WP. Il est intéressant de noter que l'anomalie la plus forte de Zopaque se situe à l'est de la WP et s'y maintient (lag=0 et lag=+3) alors que la zone de convection durant un événement EP s'étend plus à l'est.

6.2.2.3 Couverture des nuages opaques pendant un épisode El Niño

Le même exercice que dans la section précédente est considéré pour les cartes de régression de l'anomalie de Copaque sur l'indice $E(t)$ et $C(t)$. On utilise la formule suivante :

$$\Delta C_{opaque}(x,y,t) = \alpha_C(x,y) \times E(t) + \beta_C(x,y) \times C(t) \quad \textbf{(6.5)}$$

Le même exercice que dans la section 6.2.2.2 est considéré pour les cartes de $\alpha_C(x,y)$, issues de la régression bilinéaire de l'anomalie de Copaque sur E(t), (figure 6.15).

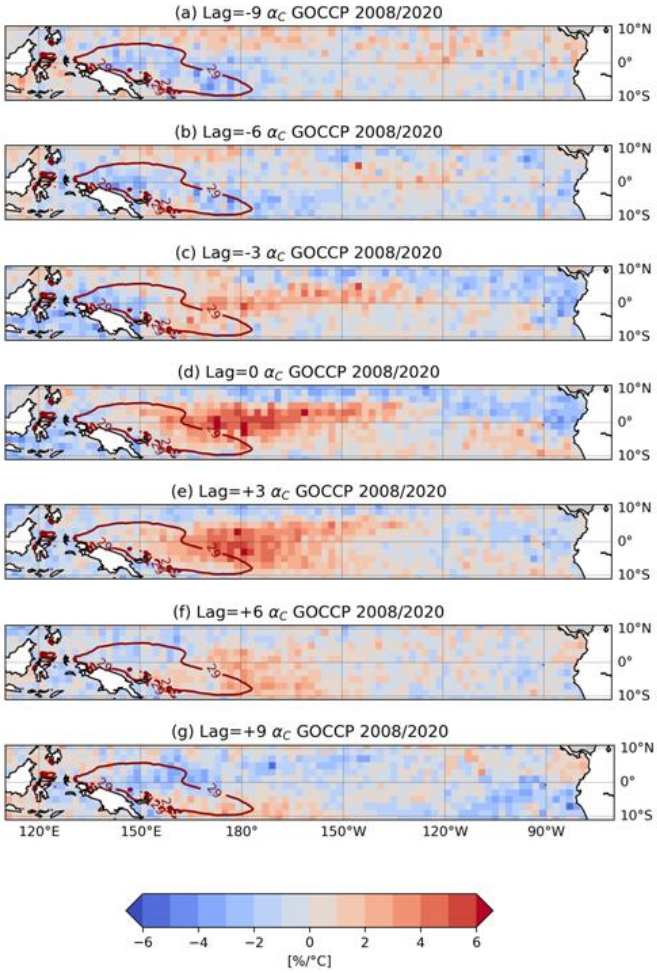

Figure 6.15 : Même figure que la figure 6.14 pour $\alpha_Z(x,y)$. Pour chaque carte, on introduit un délai entre l'anomalie de Copaque et l'anomalie de SST : la figure 6.16.a considère l'anomalie de Copaque 9 mois avant l'anomalie de SST, la figure 6.16.d considère les anomalies simultanées, et la figure 6.16.g considère l'anomalie de Copaque 9 mois après l'anomalie de SST.

La figure 6.15 représente l'évolution de la régression de $\alpha_C(x,y)$, en considérant un décalage temporel variable entre ΔCopaque et E(t). Trois mois avant El Nino, une anomalie positive de Copaque commence à se renforcer au centre du Pacifique Équatorial. Au pic de l'événement et 3 mois après, une très forte anomalie positive de Copaque est visible dans le Pacifique Équatorial Central. En période hors El Niño, de nombreux stratocumulus sont présents aux larges des côtes du Pérou : ils vont être remplacés par des nuages opaques convectifs 3 mois avant le pic d'El Nino (en raison de la forte anomalie positive de la SST à cet endroit-là). Au-dessus de la position du maximum de Copaque (isocontour au large des côtes du Pérou), on voit une forte corrélation positive entre l'indice E et l'anomalie de Copaque. Lors d'un évènement EP, un fort E sera corrélé à une forte anomalie positive de Copaque. Neuf mois avant et après l'événement, une anomalie négative est présente à l'est et au centre du Pacifique Équatorial Central. On observe une forte anomalie positive de Copaque à l'est de la WP en raison de l'anomalie de la SST froide présente au-dessus de cette

région durant un événement EP. En moyenne sur 2008-2020, le Copaque moyen peut se retrouver le long de l'ITCZ (tout comme le Zopaque sur la figure 6.13). Sur les côtes d'Amérique du Sud, on observe une anomalie de négative de Copaque au large de la Colombie mais une anomalie positive de Copaque au large des côtes préuviennes. Les coefficients $\alpha_C(x,y)$ et $\beta_C(x,y)$ sont exprimés en %/°C ($\Delta C_{opaque}(en\%) = \alpha_C(x,y) \times E(t)(en°C)$).

Durant l'événement El Niño de 2015, les nuages opaques deviennent plus nombreux et plus hauts dans le Pacifique Équatorial Central. On y voit une augmentation aussi sur les côtes du Pérou causant de fortes précipitations durant un événement El Nino. Lors d'un fort évènement EP, c'est-à-dire une forte valeur de E(t), l'altitude et la couverture des nuages opaques vont se comporter à l'opposé au large du Pérou. En effet, une forte valeur de E(t) sera corrélée à une forte anomalie négative de Zopaque mais à une forte anomalie positive de Copaque.

Sur la période 2008-2020, un seul événement El Niño est détectable : celui de 2015. Comme dit précédemment, seul cet évènement va être capté par l'analyse de régression, et les cartes de régression de $\alpha_Z(x,y)$ et $\alpha_C(x,y)$ seront représentatives de ce seul évènement. Nous voulons évaluer l'importance de ce type d'événement climatique sur les séries temporelles des propriétés nuageuses opaques dans lesquelles on a cherché des temps d'émergence. Nous allons voir comment les modèles représentent les nuages opaques pendant un El Nino. Cela nous renseignera si nous devons prendre en compte, dans notre approche décrite précédemment, de façon spécifique ou non, ce type d'évènement climatique naturel. Pour cela, nous allons faire le même travail que précédemment mais en utilisant les modèles CESM1 et IPSL-CM6 en considérant une période plus longue : 2006-2095.

6.2.3 Evolution des propriétés nuageuses durant un évènement El Niño : modèles climatiques

6.2.3.1 CESM1

Nous regardons d'abord la série temporelle de E(t) pour CESM1 sur la période 2006-2095 pour identifier le nombre d'évènements EP qu'il simule dans le climat présent et qu'il prévoit dans le climat futur (figure 6.16).

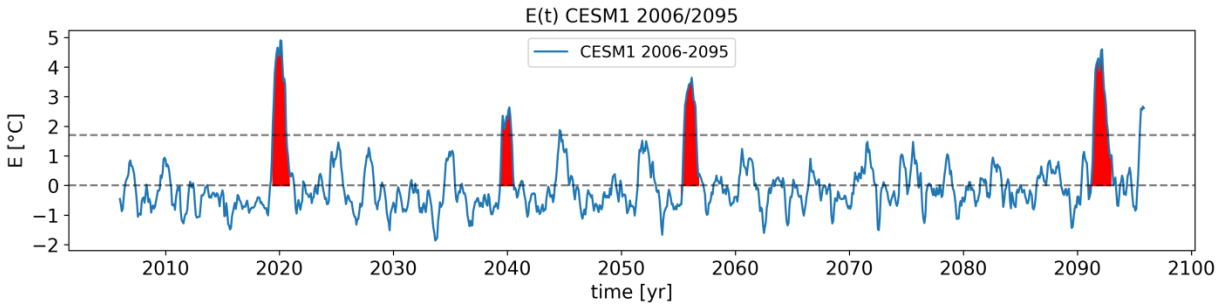

Figure 6.16 : Même figure que la figure 6.10.a pour CESM1 sur la période 2006-2095.

CESM1 simule un très fort El Niño en 2019-2020, avec une valeur de E(t)>4. Dans le futur, CESM1 prévoient 3 évènements EP (2039-2040, 2055-2056 et 2091-2093). Nous ne nous intéresserons pas ici à la fiabilité de ces prédictions, mais ces séries temporelles permettent de reconstruire l'évolution géographique et temporelle d'un épisode El Nino EP comme vu par CESM1. La figure 6.17 représente l'évolution des régressions de $\alpha_Z(x,y)$ et $\alpha_C(x,y)$ (équations 6.4 et 6.5) en

considérant un décalage temporel progressif entre les anomalies de propriétés nuageuses et de SST produites par CESM1 durant la période 2006-2095 :

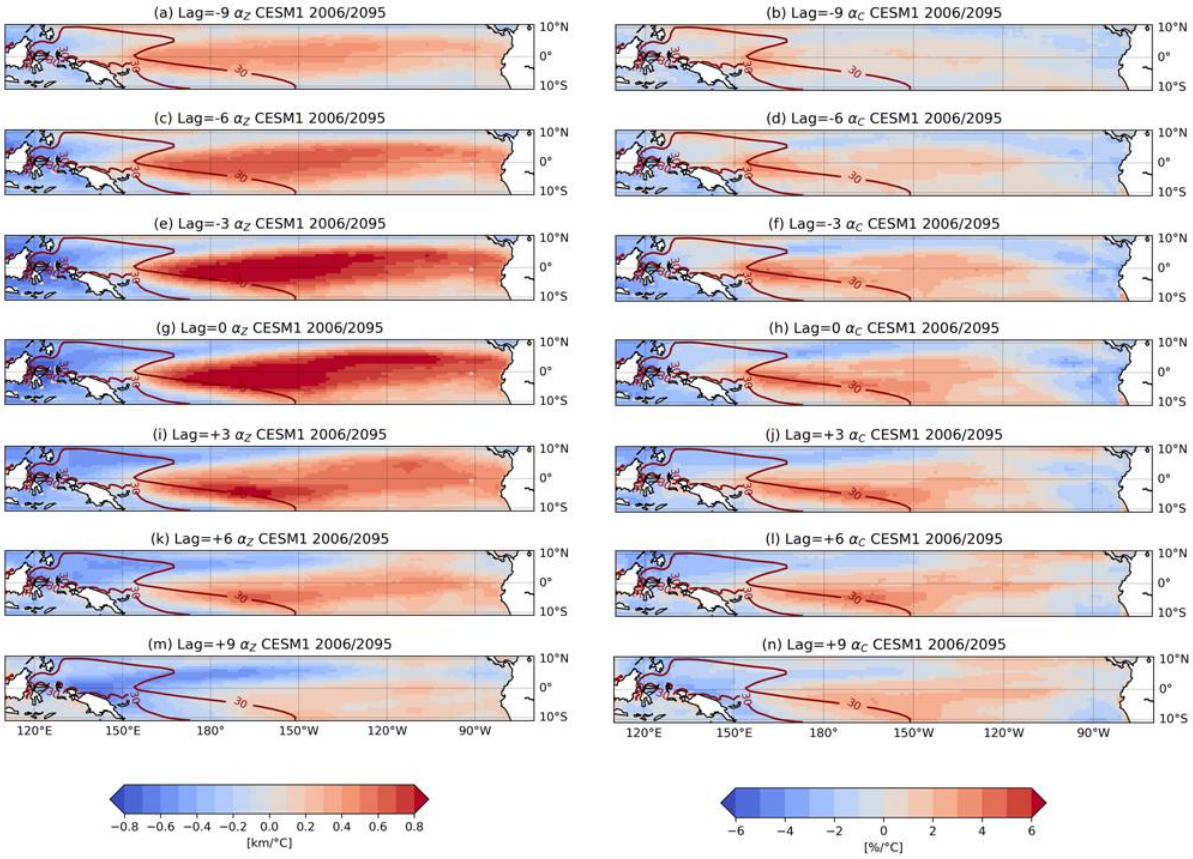

Figure 6.17 : Comme la figure 6.14 (colonne de gauche) et 6.15 (colonne de droite), en considérant les SST et propriétés nuageuses tirées de CESM1 sur la période 2006-2095. Le contour rouge représente l'isotherme 30°C, qui donne la limite de la WP.

Comparé aux observations, CESM1 simule, lors d'un évènement EP, une forte anomalie négative de Zopaque dans la WP bien plus tôt (9 mois avant l'anomalie de SST) que dans les observations (3 mois avant l'anomalie de SST, figure 6.14). L'anomalie négative reste présente jusqu'à 6 mois après l'anomalie de SST (3 mois après l'anomalie de SST pour les obs, figure 6.14). Une forte anomalie positive de Zopaque sera corrélée à une forte anomalie négative de la SST dans l'Est du Pacifique tout le long d'un évènement EP, avec un très fort renforcement 3 mois avant le pic d'intensité de l'évènement. Six mois avant l'anomalie de SST, on remarque une forte anomalie positive de Zopaque le long de l'équateur au niveau de l'ITCZ. Cette anomalie positive de Zopaque augmente 3 mois avant et pendant le pic de l'évènement. Elle reste présente jusqu'à 6 mois après le pic de l'évènement et semble se dissiper à la fin du processus. CESM1 reste cohérent avec les observations pour le pic de l'évènement et 3 mois après mais il simule une très forte anomalie positive de Zopaque 3 mois avant l'anomalie de SST alors que dans les observations, on remarque que l'anomalie positive de Zopaque commence tout juste à se former. Des études comme celle de McPhaden et al., 2015 ont montré qu'une anomalie positive de l'OLR se déplace de l'équateur vers l'ITCZ durant l'évènement El Niño de 1997. Ces résultats sont cohérents avec les nôtres puisque le Zopaque est étroitement lié au CRE LW (donc à l'OLR, section 2.1.5). En se focalisant sur la région de stratocumulus (en période hors El Niño) aux larges des côtes du Pérou, on remarque une forte anomalie positive de Zopaque. Cette anomalie est représentée au même endroit que l'anomalie

positive de précipitations décrite dans la section 6.2.2.2. Lorsque l'évènement EP se termine, les nuages opaques redeviennent plus bas dans le Pacifique Central et s'élèvent légèrement dans la WP.

En parallèle à ces anomalies de Zopaque, CESM1 simule une forte anomalie de Copaque s'étendant le long de l'équateur 3 mois avant jusqu'à 3 mois après le pic de l'évènement, comme pour le Zopaque. Au début de l'évènement, les nuages opaques sont nombreux dans l'Ouest du Pacifique. Plus l'évènement se renforce et plus l'anomalie positive de Copaque se renforce le long de l'équateur et notamment dans le Pacifique Central. Si nous comparons aux observations (figure 6.15), on remarque que CESM1 n'est pas en accord avec elles, notamment au début du processus et à la fin du processus dans l'Ouest du Pacifique. CESM1 simule des nuages opaques nombreux alors que, dans les observations, les nuages opaques sont relativement peu nombreux. Par ailleurs, CESM1 est cohérent avec les observations dans le Pacifique Est. Il simule des nuages opaques peu nombreux dans cette région.

6.2.3.2 IPSL-CM6

Comme pour CESM1, nous regardons d'abord la série temporelle de E(t) obtenue par l'analyse des anomalies de SST simulées par IPSL-CM6 sur la période 2006-2095 pour identifier les périodes affectées par des évènements EP dans les climats présent et futur (figure 6.18).

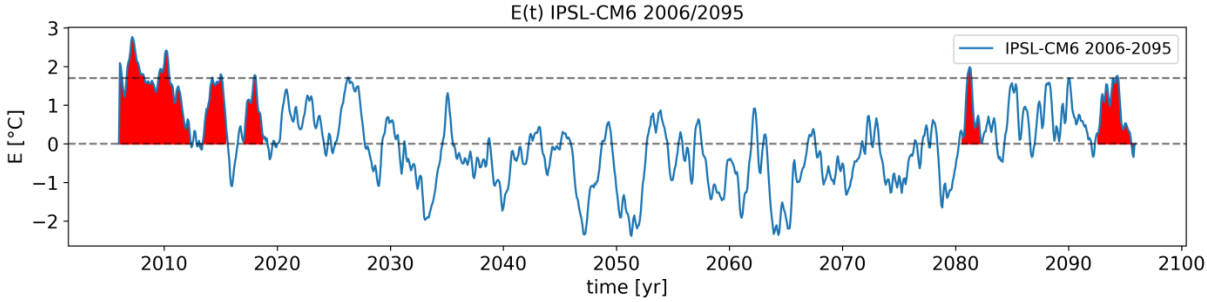

Figure 6.18 : Même figure que la figure 6.16 pour IPSL-CM6 sur la période 2006-2095.

IPSL-CM6 simule 3 évènements EP contigus entre 2006 et 2018. Dans le futur, il prévoit 2 évènements EP à la fin du 21e siècle (2080-2082 et 2093-2096). Comme pour CESM1, nous ne nous intéresserons pas à la fiabilité de ces prédictions mais seulement à comment ils nous permettent de documenter l'évolution spatiotemporelle des propriétés nuageuses pendant un épisode El Nino EP comme vue par IPSL-CM6. La différence de E(t) entre les deux modèles pourrait venir du fait qu'IPSL-CM6 manque de réalisme dans la simulation du comportement de l'océan. La figure 6.19 représente l'évolution des régressions de $\alpha_Z(x,y)$ et $\alpha_C(x,y)$ (équations 6.4 et 6.5) en considérant un décalage temporel progressif entre les anomalies de propriétés nuageuses et de SST produites par IPSL-CM6 durant la période 2006-2095.

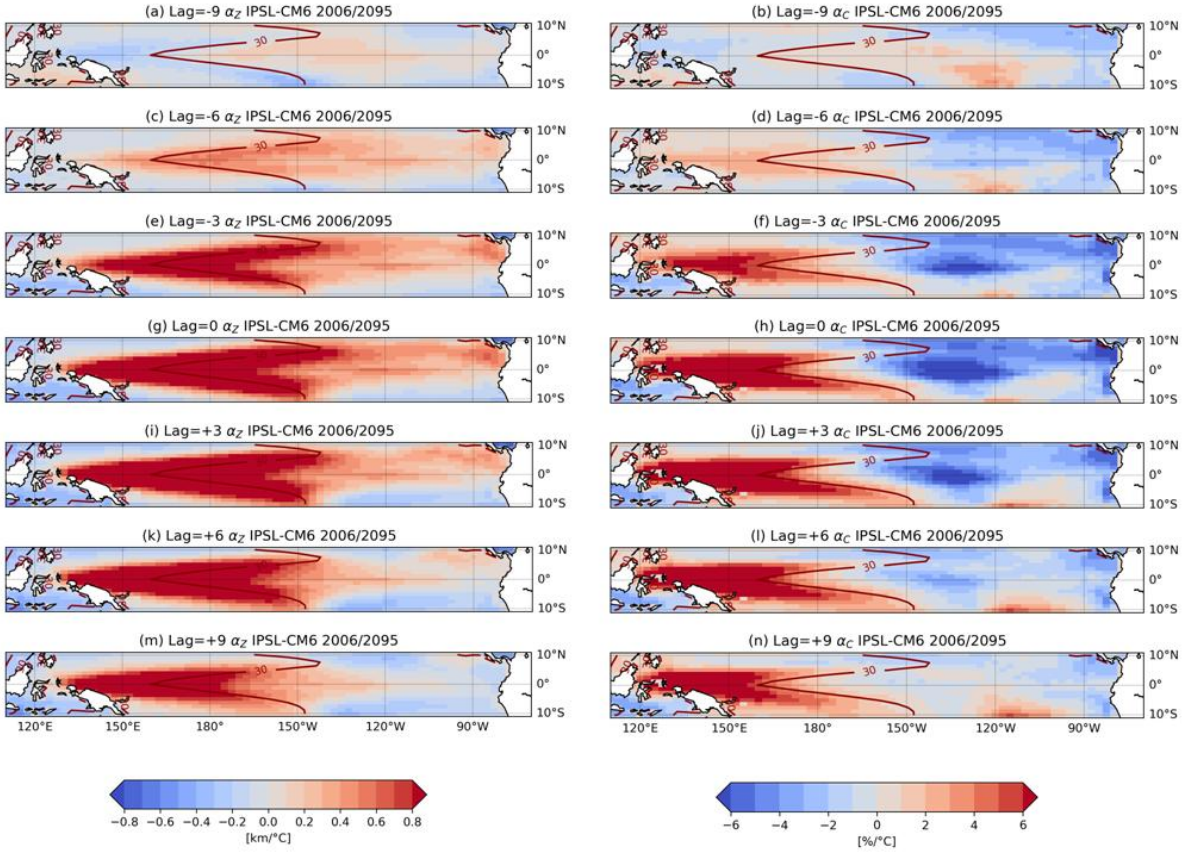

Figure 6.19 : Même figure que la figure 6.17 en considérant les SST et propriétés nuageuses tirées d'IPSL-CM6 sur la période 2006-2095

Quelques mois avant le déclenchement de l'événement EP (Figures 6.19a et b), IPSL-CM6 est plus cohérent avec les observations (figure 6.14) que CESM1 (figure 6.17, colonne de gauche). Il simule une anomalie négative de Zopaque dans l'Ouest du Pacifique. Néanmoins, il simule une anomalie positive de Zopaque dans la PESZ (figure 6.19.a), tout comme CESM1 (figure 6.17.a), là où les observations montrent une anomalie négative de Zopaque (figure 6.14.a). IPSL-CM6 simule rapidement une très forte anomalie positive du Zopaque dans la PESZ et la WP 3 mois avant le pic d'événement EP, et jusqu'à 9 mois après ce pic. Comparé à CESM1, l'anomalie positive de Zopaque se renforce dans le Pacifique Central et jusqu'au-dessus de la WP. La représentation de l'événement EP déduite d'IPSL-CM6 n'a que peu en commun avec celle dérivée des observations (où l'anomalie positive de Zopaque se dissipe rapidement après l'évènement). IPSL-CM6 simule une très forte anomalie positive de Zopaque qui s'étend légèrement vers l'équateur 6 mois avant jusqu'à 3 mois après le maximum d'anomalie de la SST, mais cette extension sur l'équateur se dissipe au 6e mois. Lorsque les anomalies de Zopaque et de SST sont simultanées, l'anomalie de Zopaque devient très positive dans la PESZ et la WP et continue de s'étendre à l'ouest de la WP 9 mois après l'anomalie de la SST. On remarque que comparé aux observations et à CESM1, l'anomalie positive de Zopaque ne s'étend pas autant le long de l'équateur mais s'étend dans l'hémisphère nord, dans le centre et l'est du Pacifique (figure 6.16.c, e, g et i).

En se focalisant sur le Copaque, on remarque qu'IPSL-CM6 commence à « découper » le Pacifique tropical en deux parties 6 mois avant l'anomalie de SST : une partie où l'anomalie de Copaque est très positive dans la WP et l'ouest du Pacifique et une partie où l'anomalie de Copaque

est négative à l'est du Pacifique. Tout comme pour le Zopaque, l'anomalie positive de Copaque se renforce dans la WP 3 mois avant l'anomalie de SST et persiste jusqu'à 9 mois après. On remarque que 9 mois après l'anomalie de SST, là où l'anomalie de Copaque était fortement négative, elle devient positive tout comme 9 mois avant l'anomalie de SST. IPSL-CM6 simule l'anomalie positive de Copaque bien plus à l'ouest que CESM1 (colonne de droite, figure 6.17) et que les observations (figure 6.15). Là où IPSL-CM6 est vraiment très différent de CESM1 et des observations est qu'il simule une anomalie très négative de Copaque vers 130°O 3 mois avant jusqu'à 3 mois après l'anomalie de SST. A la fin du processus, l'anomalie positive de Copaque semblait très légèrement se dissiper en dérivant dans les régions subtropicales dans CESM1 (figure 6.17.n) alors que le système revenait à la normale dans les observations (figure 6.15.g). IPSL-CM6 est complètement différent : il simule toujours une très forte anomalie positive de Copaque dans la WP (figure 6.19.n).

6.2.3.3 Synthèse des évolutions prévues par les modèles

La période dans laquelle les observations CALIPSO sont disponibles est biaisée car elle contient un seul événement extrême particulier, l'événement EP de 2015 (Figure 6.10.a), qui est un événement "mélangé" entre E et C (L'Heureux et al., 2017; Dewitte et Takahashi, 2019). En théorie un évènement EP est lié à un réchauffement de l'est du Pacifique et un évènement CP à un réchauffement du centre du Pacifique, or durant l'événement de 2015, le centre et l'est du Pacifique étaient tous deux plus chaud qu'en période normale. Par ailleurs, l'anomalie positive de SST de 2015 dans l'est du Pacifique n'était pas aussi forte que lors d'un évènement EP classique. Sur une période plus longue, un évènement EP classique ressemblera typiquement à la situation de la figure 9.b et de la figure 6.11.a : une forte anomalie positive de la SST à l'est du Pacifique. En s'appuyant sur les simulations et les prédictions des modèles sur de longues séries, nous remarquons que les modèles utilisés ne simulent pas de la même façon l'évolution des propriétés des nuages opaques durant un évènement EP. Ils présentent des différences entre eux et par rapport aux observations. Notre analyse suggère que l'ENSO influence les anomalies de Zopaque et Copaque dans des régions différentes suivant les modèles : pour CESM1, on remarque une augmentation significative de Zopaque dans l'est du Pacifique le long de l'équateur (qui n'est pas présente dans les observations et dans IPSL-CM6) et une anomalie positive de Copaque confinée dans le centre du Pacifique équatorial. Cela signifie que durant un cycle ENSO, l'altitude et la couverture des nuages opaques ne varient pas de manière co-localisée, traduisant des changements subtils de la variabilité de la structure verticale de la convection. Cela traduit, en fait, une sensibilité de Zopaque et Copaque à l'évolution des anomalies de SST durant ENSO sans doute liée aux caractéristiques de la stratification verticale moyenne de l'atmosphère : la stratification verticale moyenne et les profils verticaux de température et d'humidité changent d'est en ouest (Berg et al., 2002). Il en résultera une différence par exemple dans le maximum d'anomalie de vitesse verticale durant ENSO, qui n'est pas à la même altitude entre l'est et l'ouest, ce qui va influencer Zopaque et Copaque de manière différente. IPSL-CM6 simule une très forte anomalie positive de Zopaque dans la PESZ et la WP, une forte augmentation du Copaque dans la WP ainsi qu'une très forte anomalie négative du Copaque vers 130°O, que l'on ne voit pas dans les observations et dans CESM1. Cette forte augmentation du Zopaque dans la PESZ nous rappelle la forte tendance positive des nuages opaques hauts dans la PESZ (section 6.1.2, figure 6.7).

Avant de clore ce chapitre, nous revenons à la question que nous avons soulevée plus haut : les événements climatiques naturels comme El Nino dans les prédictions de modèle impactent-ils le temps d'émergence d'un signal anthropique ? Pour répondre à cette question, nous revisitons le

calcul de la tendance du Zopaque haut dans la PESZ dans IPSL-CM6 (Figure 6.7b) en lui enlevant les périodes affectées par un phénomène EP (c'est-à-dire les périodes où E(t)>1.7 dans la figure 6.18). Les résultats sont présentés dans la Figure 6.20.

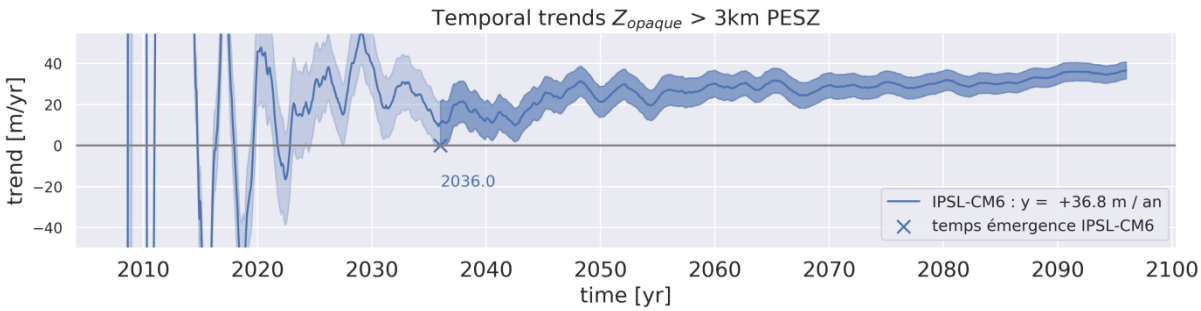

Figure 6.20 : Même figure que la figure 6.7 où on a enlevé les périodes affectées par les évènements EP (E(t)>1.7) que l'on a sélectionné à l'aide de la figure 6.18.

Le choix de la région est très important, car on y avait trouvé une tendance de fond très marquée. La variabilité forte de la série, cependant, retardait le temps d'émergence. En enlevant les évènements EP, nous avons retiré les fluctuations court-terme intenses, et donc l'écart-type de la série, autour de sa tendance de fond marquée (la zone ombrée sur la figure 6.20). En faisant cela, le temps d'émergence a avancé de 9 ans, passant de 2045 à 2036. Dans le cas présent, supprimer les perturbations liées aux événements El Nino EP dans les prédictions d'IPSL-CM6 a permis de faire mieux ressortir l'augmentation de fond du Zopaque haut lié au forçage anthropique.

6.3 Conclusions

Ce chapitre avait deux objectifs. Le premier était de documenter l'évolution des propriétés nuageuses opaques (altitude et couverture) entre 2008 et 2095. Les deux modèles sont d'accord pour dire qu'une très légère diminution de la couverture en nuages opaques est attendue dans le futur, qui devrait être rapidement détectable dans les observations d'après CESM1 (2027), mais beaucoup plus tard d'après IPSL-CM6 (2082). Concernant l'altitude des nuages opaques, nous l'avons séparée en 2 catégories : les nuages opaques bas (<3km), issus des zones de subsidence, décrivant des nuages de type shallowcumulus ou stratocumulus, et les nuages opaques hauts (>3km), corrélés à des zones d'ascendance, décrivant plutôt le sommet de systèmes convectifs. Pour les nuages opaques bas (Zopaque<3km), CESM1 prévoit une légère baisse du Zopaque en moyenne dans les tropiques (-100m d'ici la fin du 21e siècle). Le ralentissement de la circulation atmosphérique tropicale (section 2.2.3) pourrait impacter sur le développement vertical des nuages opaques bas en subsidence ou en shallow convection. IPSL-CM6 ne relève pratiquement aucun changement dans l'altitude des nuages opaques bas. Pour les nuages opaques hauts (Zopaque>3km), les deux modèles sont d'accord et prévoient une élévation du Zopaque, meme s'ils ne sont pas d'accord sur son amplitude (+100m pour CESM1 et +1km pour IPSL-CM6, en moyenne dans les tropiques). Certaines régions seront plus concernées par cette augmentation que d'autres. C'est le cas de la PESZ : IPSL-CM6 y prévoit une élévation des Zopaques hauts dépassant les +3km à la fin du 21e siècle. La tendance fluctue énormément suivant certaines années ce qui explique pourquoi son temps d'émergence est tout de même assez éloigné dans le futur (2045).

Le second objectif était d'étudier l'impact d'événements climatiques naturels tels qu'El Niño sur ces variations. Nous avons analysé l'évolution de l'altitude et de la couverture des nuages

opaques durant un évènement El Niño : du début jusqu'à la fin du processus (~18 mois). En étudiant la période 2008-2020 sur les observations, nous avons remarqué que nos résultats ne traduisent pas ce qu'il se passe lors d'un évènement EP classique. En effet, seul un évènement EP (2015-2016) a eu lieu dans cette période, et il a mêlé évènements EP et CP. En analysant de la même manière les anomalies de SST simulées par CESM1 et IPSL-CM6 sur de plus longues périodes, nous avons remarqué que leurs descriptions d'un événement El Nino sont très différentes entre eux et des observations. De manière générale, IPSL-CM6 fournit la représentation la plus éloignée de CESM1 et des observations : il simule une forte anomalie positive de Zopaque dans le Pacifique Ouest corrélée à une forte anomalie positive du Copaque. La différence la plus notable peut se voir dans l'est du Pacifique où IPSL-CM6 simule une très forte anomalie négative du Copaque (vers 130°O), que l'on ne voit ni dans les observations ni dans CESM1. En prenant une région où une forte tendance est à prévoir dans le futur, comme la PESZ dans IPSL-CM6, nous avons pu éliminer des fluctuations très intenses (figure 6.7.b) de la série d'anomalie du Zopaque. Cela nous a permis d'avancer le temps d'émergence et de montrer que la variabilité naturelle à un impact important sur l'évolution de l'altitude des nuages opaques.

7 Conclusions et perspectives

7.1 Résumé des chapitres précédents

Dans cette thèse, notre premier objectif était de documenter les distributions spatiotemporelles des propriétés des nuages opaques et des propriétés dynamique et thermodynamique de l'atmosphère dans les tropiques dérivées de mesures actives et de modèles climatiques ainsi que leurs évolutions d'ici la fin du 21e siècle. Nous allons tenter d'utiliser les résultats présentés dans les chapitres précédents pour répondre aux différentes questions que l'on s'est posées au départ.

Quel est le lien entre la circulation dynamique atmosphérique et les propriétés des nuages opaques (altitude et couverture) ? Dans les observations, nous avons montré que les régions dominées par l'ascendance (ω_{500} <0 hPa/d) sont corrélées à des régions où les nuages opaques sont hauts (Zopaque>3km) et nombreux (Copaque>40%). A l'inverse, les régions dominées par la subsidence (ω_{500} >0 hPa/d) sont corrélées à des régions où les nuages opaques sont bas (Zopaque<3km) et peu nombreux (Copaque<40%). En regardant la relation entre la dynamique atmosphérique et les propriétés des nuages opaques, nous avons pu séparer deux régimes distincts : ascendance et faible subsidence / forte subsidence, en prenant comme limite ω_{500} =+20 hPa/d. Pour tout ω_{500} <+20 hPa/d, l'altitude et la couverture des nuages opaques augmentent à mesure que l'ascendance se renforce. Pour tout ω_{500} >+20 hPa/d, l'altitude des nuages opaques est stable (0-2km) et leur couverture augmente à mesure que la subsidence se renforce.

Comment les modèles représentent cette relation dans leurs simulations du climat actuel ? Dans les simulations du climat présent, les deux modèles sont différents. Les biais importants entre les modèles : CESM1 simule une couverture intermédiaire en nuages opaques (~40%) plus fréquemment que les observations et IPSL-CM6 simule des nuages opaques plus hauts en faible ascendance comparé aux observations. Nous avons montré que ces différences ne semblent pas provenir du simulateur lidar utilisé en sortie de modèle mais sont bien directement présentes dans les prédictions des modèles de climat.

Les biais des modèles sur les propriétés nuageuses influencent-ils leurs biais sur l'impact radiatif des nuages en climat actuel ? Le biais sur tous les CREs (LW, SW et net), dans CESM1, est influencé par le biais sur la couverture en nuages opaques. CESM1 simule une couverture en nuages opaques intermédiaires plus fréquemment que dans les observations, ce qui va impacter leur effet radiatif de manière générale. Le biais sur le CRELW, dans IPSL-CM6, est uniquement influencé par le biais sur l'altitude des nuages opaques. IPSL-CM6 simule des nuages opaques très hauts en faible ascendance (+2km), le CRE LW va être très fortement impacté (+10 W/m²) ce qui va générer un effet de serre beaucoup plus important que ce qui se passe en réalité dans les observations.

Comment les propriétés des nuages opaques vont évoluer d'ici la fin du 21e siècle ? Les deux modèles prévoient des évolutions très différentes de l'altitude des nuages opaques d'ici la fin du 21eme siècle : en moyenne presque aucun changement pour CESM1, +2 km pour IPSL-CM6. Les plus grosses différences résident dans des régions spécifiques : CESM1 prévoit une baisse de 2km des nuages opaques dans la WP alors qu'IPSL-CM6 prévoit des nuages opaques au moins 3km plus hauts dans la PESZ et la WP. Les deux modèles sont en accord pour la prévision de la couverture des nuages

opaques en moyenne dans les tropiques dans le futur (-2% pour les deux modèles), mais des différences notables existent entre les régions : CESM1 prévoit moins de nuages opaques dans la WP (-20%) tandis qu'IPSL-CM6 en prévoit plus (+10%). Pour expliquer l'origine de ces changements des propriétés des nuages opaques, nous avons montré que ce sont les changements thermodynamiques qui pilotent principalement ces changements. Dans un contexte de ralentissement de la circulation de Hadley aux Tropiques (Su et al. 2014), nos résultats suggèrent que les changements dynamiques auront peu d'influence sur les propriétés des nuages opaques dans les tropiques, même si leur influence est un peu plus forte à l'équateur et dans le Pacifique.

Comment les biais dans la représentation des nuages dans les modèles en climat présent vont évoluer dans le climat futur ? Pour CESM1, le biais sur la couverture en nuages opaques intermédiaires ne change pratiquement pas dans le futur. Seul le biais sur l'altitude des nuages opaques dans IPSL-CM6, déjà très important en climat actuel, augmente de façon importante dans le futur (+2km). Ce changement est donc seul susceptible d'affecter le CRE : le CRELW augmente dans le futur (+13.5 W/m²) en faible ascendance mais il n'y a aucun changement du CREnet dans le futur.

Notre deuxième objectif était d'étudier la tendance de ces propriétés nuageuses opaques dans le futur et de regarder comment les nuages opaques se comporteront lors d'événements climatiques tels que le phénomène El Niño. Nous allons répondre aux différentes questions que l'on s'est posées.

Quel rôle la variabilité naturelle joue-t-elle face au forçage anthropique dans le siècle à venir? Pour la couverture des nuages opaques, les deux modèles ne relèvent pas de changements dans le futur. Pour l'étude de la tendance de l'altitude des nuages opaques, nous avons décidé de séparer l'altitude des nuages opaques en 2 catégories : les nuages opaques bas (<3km) et les nuages opaques hauts (>3km). Les résultats montrent que CESM1 prévoit une légère baisse des nuages opaques (-100m) mais IPSL-CM6 ne prévoit aucun changement. Les résultats les plus intéressants concernent les nuages opaques hauts. Les deux modèles prédisent une élévation des nuages opaques hauts (+100m pour CESM1 et +1km pour IPSL-CM6 en moyenne dans les tropiques) avec une très forte tendance (+3km) dans la PESZ pour IPSL-CM6. La tendance des nuages opaques hauts dans la PESZ connait des fluctuations court-terme très intenses : est-il possible d'éliminer ces fluctuations et donc d'accéder à la tendance de fond en éliminant les variations liées à certains événements climatiques ? Pour répondre, nous avons regardé comment les nuages opaques se comportent lors d'un évènement climatique naturel important dans les tropiques : ENSO.

Quels impacts un phénomène climatique naturel comme ENSO a-t-il sur les tendances prévues des propriétés nuageuses ? La période d'observation (2008-2020) dont l'on dispose fait état d'un seul évènement EP (2015), mélangeant à la fois un évènement EP et à la fois un évènement CP. En utilisant des périodes plus longues de CESM1 et IPSL-CM6 (2006-2095), nous avons pu comparer comment les nuages opaques évoluaient dans une situation El Nino. IPSL-CM6 semble être très éloigné des observations et de CESM1, notamment dans la région de la PESZ, là où on a pu détecter une très forte tendance positive de l'altitude des nuages opaques hauts (+3km d'ici la fin du 21e siècle). En retirant les évènements EP des prédictions IPSL-CM6, nous avons retiré les fluctuations court-terme très intenses créées par la variabilité naturelle. Le résultat est que le temps d'émergence est plus court (il passe de 2045 à 2036) : nous pouvons faire ressortir l'augmentation de fond de l'altitude des nuages opaques hauts lié uniquement au forçage anthropique.

7.2 Perspectives

Les résultats que nous avons obtenus et présentés dans ce document suggèrent des nouvelles pistes de recherche qu'il pourrait être judicieux de développer. Nous en présentons plusieurs ci-dessous.

Tout d'abord, nous avons cherché à quantifier (Chapitre 6) l'impact d'événements ENSO de type EP (les plus extrêmes) sur la variabilité des séries temporelles de propriétés nuageuses, et sur le temps d'émergence de tendances anthropiques dans les prédictions de modèles de climat. Il serait relativement simple et intéressant d'étendre cette étude aux phénomènes CP, qui comprennent les événements El Niño froids ou modérément chauds et les événements La Niña. L'approche que nous avons retenue pourrait être transposée sur l'étude de ces événements, afin de compléter nos résultats sur l'importance des événements ENSO sur l'évolution des propriétés nuageuses et la restitution des temps d'émergence dans le Pacifique tropical.

Dans un deuxième temps, il serait intéressant de considérer s'il est possible d'exploiter les propriétés nuageuses opaques (altitude et couverture) comme des "contraintes émergentes" sur les prédictions des modèles de climat considérés (Caldwell et al, 2018). Le principe d'une contrainte émergente est de documenter la corrélation sur des échelles de temps courtes entre les variations de grandeurs mesurables et observables, dérivées de mesures existantes, et dont l'une est directement influencée par le changement climatique en cours. Les mêmes corrélations peuvent être étudiées dans des sorties de modèles climatiques, sur des échelles de temps plus longues, sur lesquelles l'influence anthropique se fait sentir. La comparaison des corrélations issues de modèles avec celles issues d'observations permet de hiérarchiser la fiabilité des prédictions de modèle. Suivre cette approche a notamment permis de réduire l'incertitude sur l'ECS (Eyring et al., 2019). Dans le cas qui nous occupe, il est possible de comparer la corrélation entre anomalie mensuelle moyenne de Zopaque et indice E(t) (figure 7.1.a) dans les observations et les simulations CESM1 et IPSL-CM6 dans le climat présent, le tout sur la période 2008-2020. Il apparait que la sensibilité du Zopaque au E(t) représentée par CESM1 (courbe rouge) est relativement proche de celle indiquée par les observations (courbe verte), alors que IPSL-CM6 parait plus sensible (courbe noire). Nous pouvons alors transposer la corrélation dérivée des observations, et créée par les variations de températures générées sur des échelles de temps court par l'ENSO, sur les prédictions des modèles qui considèrent une augmentation à long terme de la SST cette fois générée par le forçage anthropique sur la période 2020-2095 en scénario RCP8.5 (figure 7.1.b).

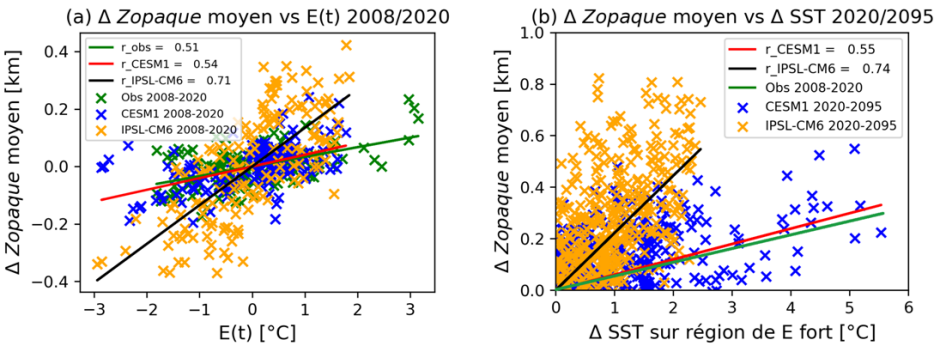

Figure 7.1 : (a) Scatterplot de l'anomalie moyenne de Zopaque en fonction de l'indice E(t) pour la période 2008-2018. (b) Scatterplot de l'anomalie moyenne de Zopaque en fonction de l'anomalie de la SST dans une régions sélectionnée où E(x,y)>1.7 pour la période 2020-2095. La courbe verte représente la régression linéaire des observations, la bleue de CESM1 et la jaune d'IPSL-CM6. Les coefficients de corrélations sont décrits dans la légende.

Dans ces résultats préliminaires, nous n'avons considéré que les régions où E(x,y)>1.7, mettant l'accent sur l'Est du Pacifique, car de nombreuses études montrent que cette région se réchauffera le plus rapidement dans le futur (par exemple Collins et al., 2010; Christensen et al., 2013; Kim et al., 2014). Ce réchauffement suit le pattern de E(x,y), c'est pourquoi nous prenons les régions dominées par un fort E(t), centrées sur le Pacifique Est. Nous trouvons que la hiérarchie entre les corrélations altitude de nuages opaques/anomalie de SST dans le futur reste stable pour les observations et les modèles en climat présent (figure 7.1.a) et en climat futur (figure 7.1.b). Il est donc plausible que la corrélation trouvée dans les anomalies observées d'altitude des nuages opaques et de SST (0.51, figure 7.1.a et b) puisse être utilisée comme contrainte efficace aux prédictions de modèles de climat. L'exercice réalisé ici a des limites évidentes : nous n'avons pour des raisons techniques pu considérer que les deux modèles (IPSL-CM6 et CESM1) déjà exploités dans cette thèse. Pour évaluer de manière plus convaincante le potentiel de Zopaque comme contrainte émergente, il faudrait réaliser ce travail avec un très grand nombre de modèles CMIP6. Néanmoins, la variable Zopaque est délicate à obtenir puisque toutes les sorties des modèles CMIP6 n'ont pas fait l'objet de simulations lidar. Il serait cependant possible de chercher une variable pouvant remplacer Zopaque dans cette approche -- dans cette thèse, nous avons pu, par exemple, trouver une corrélation du Zopaque avec le ω_{500} en zone d'ascendance (Section 4.1). Il serait donc envisageable de recréer l'analyse de contrainte émergente en utilisant le ω_{500} en zone d'ascendance comme proxy du Zopaque.

Par ailleurs, dans cette thèse, nous nous sommes intéressés à l'évolution future des propriétés des nuages opaques aux Tropiques, mais d'autres régions sont susceptibles de voir ces propriétés évoluer de manière importante en réponse aux changements climatiques. Il serait utile d'explorer si l'étude des propriétés nuageuses dérivées de mesures lidar peut apporter des informations importantes sur l'évolution des nuages dans ces régions Parmi ces régions, les pôles ont jusqu'ici montré la plus forte réponse au changement climatique (le pôle sud se réchauffe trois fois plus vite que le reste du globe, Clem et al., 2020). La figure 7.2 présente des cartes de différence entre le climat futur (2083-2095) et le climat présent (2008-2020) de la couverture en nuages opaques et en nuages fins pour les modèles CESM1 et IPSL-CM6 en Antarctique. Les deux modèles prévoient une très forte augmentation de la couverture en nuages opaques au-dessus des eaux libres (+6%). Au-dessus du continent Antarctique cette augmentation est moindre (2-4%) et elle est corrélée à une diminution de la couverture en nuages fins. La proportion entre nuages fins et opaques au-dessus des surfaces glacées des pôles peut, via l'impact radiatif de ces nuages, jouer de manière importante sur l'évolution des calottes glaciaires (Morrison et al., 2019). Il serait donc intéressant de chercher à documenter et comprendre comment les propriétés nuageuses évoluent dans les régions polaires d'après les différents modèles climatiques.

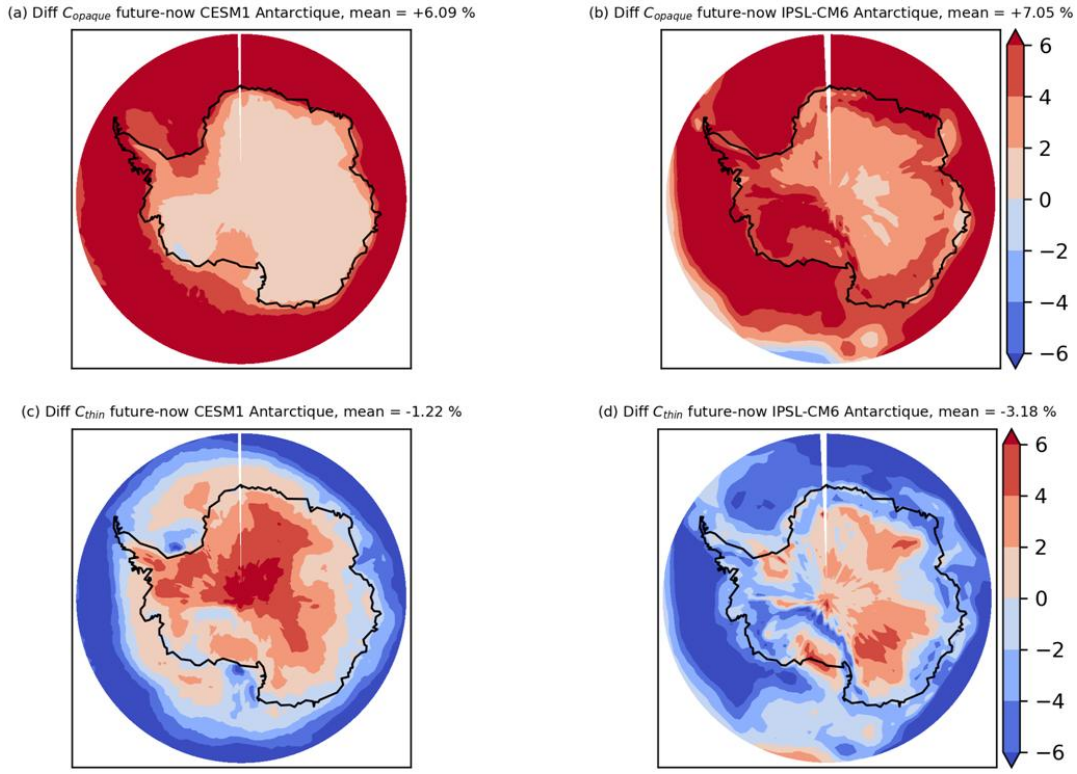

Figure 7.2 : Cartes de différence entre le futur (2083-2095) et le présent (2008-2020) de la couverture en (a et b) nuages opaques (Copaque) et (c et d) nuages fins (Cthin). La colonne de gauche fait référence au modèle CESM1 et la colonne de droite au modèle IPSL-CM6.

Pour finir, rappelons que les grandeurs nuageuses présentées dans cette thèse, dont nous avons exploré le potentiel pour documenter l'évolution climatique des nuages, sont dérivées de mesures de lidar spatial comme CALIPSO. Plusieurs missions spatiales ayant à leur bord des lidars spatiaux seront mises en orbite à court ou moyen terme. Les instruments impliqués posséderont des spécifications techniques nouvelles (comme la longueur d'onde UV pour Earth-CARE, lancement prévu en 2023, Hélière et al., 2017), et seront dotés de capacités innovantes, comme la haute résolution spectrale pour la future mission AOS (lancement envisagé à l'horizon 2030). Ces capacités nouvelles sur des lidars spatiaux pourraient permettre le développement de nouveaux indicateurs nuageux, permettant un accès plus direct à des propriétés directement en phase avec le changement climatique en cours.

Bibliographie

Albrecht, B. A., Randall, D. A., & Nicholls, S. (1988). Observations of Marine Stratocumulus Clouds During FIRE. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *69*(6), 618–626. https://doi.org/10.1175/1520-0477(1988)069<0618:OOMSCD>2.0.CO;2

Andrews, T., Gregory, J. M., Webb, M. J., & Taylor, K. E. (2012). Forcing, feedbacks and climate sensitivity in CMIP5 coupled atmosphere-ocean climate models. *Geophysical Research Letters*, *39*(9). https://doi.org/10.1029/2012GL051607

Ardanuy, P. E., Stowe, L. L., Gruber, A., & Weiss, M. (1991). Shortwave, longwave, and net cloud-radiative forcing as determined from Nimbus 7 observations. *Journal of Geophysical Research*, *96*(D10), 18537. https://doi.org/10.1029/91JD01992

Arking, A. (1991). The Radiative Effects of Clouds and their Impact on Climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *72*(6), 795–814. https://doi.org/10.1175/1520-0477(1991)072<0795:TREOCA>2.0.CO;2

Ashok, K., Behera, S. K., Rao, S. A., Weng, H., & Yamagata, T. (2007). El Niño Modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research*, *112*(C11), C11007. https://doi.org/10.1029/2006JC003798

Berg, W., Kummerow, C., & Morales, C. A. (2002). Differences between East and West Pacific Rainfall Systems. *Journal of Climate*, *15*(24), 3659–3672. https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3659:DBEAWP>2.0.CO;2

Berner, J., Christensen, H. M., & Sardeshmukh, P. D. (2020). Does ENSO Regularity Increase in a Warming Climate? *Journal of Climate*, *33*(4), 1247–1259. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0545.1

Berthier, S., Chazette, P., Pelon, J., & Baum, B. (2008). Comparison of cloud statistics from spaceborne lidar systems. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *8*. https://doi.org/10.5194/acpd-8-5269-2008

Bey, I., Jacob, D. J., Yantosca, R. M., Logan, J. A., Field, B. D., Fiore, A. M., et al. (2001). Global modeling of tropospheric chemistry with assimilated meteorology: Model description and evaluation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *106*(D19), 23073–23095. https://doi.org/10.1029/2001JD000807

Birner, T. (2010). Recent widening of the tropical belt from global tropopause statistics: Sensitivities. *Journal of Geophysical Research*, *115*(D23), D23109. https://doi.org/10.1029/2010JD014664

Bodas-Salcedo, A., Webb, M. J., Bony, S., Chepfer, H., Dufresne, J.-L., Klein, S. A., et al. (2011). COSP: Satellite simulation software for model assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *92*(8), 1023–1043. https://doi.org/10.1175/2011BAMS2856.1

Bony, S., Dufresne, J.-L., Le Treut, H., Morcrette, J.-J., & Senior, C. (2004). On dynamic and thermodynamic components of cloud changes. *Climate Dynamics*, *22*(2–3), 71–86. https://doi.org/10.1007/s00382-003-0369-6

Bony, S., & Dufresne, J.-L. (2005). Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophysical Research Letters*, *32*(20). https://doi.org/10.1029/2005GL023851

Bony, S., Colman, R., Kattsov, V. M., Allan, R. P., Bretherton, C. S., Dufresne, J.-L., et al. (2006). How Well Do We Understand and Evaluate Climate Change Feedback Processes? *Journal of Climate*, *19*(15), 3445–3482. https://doi.org/10.1175/JCLI3819.1

Bony, S., Bellon, G., Klocke, D., Sherwood, S., Fermepin, S., & Denvil, S. (2013). Robust direct effect of carbon dioxide on tropical circulation and regional precipitation. *Nature Geoscience*, *6*(6), 447–451. https://doi.org/10.1038/ngeo1799

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. T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Doschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P.M. Midgley, Eds. Cambridge University Press, pp. 571-657, https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.016.

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*(7). https://doi.org/10.1029/2019MS002010

Braun, B. M., Sweetser, T. H., Graham, C., & Bartsch, J. (2019). CloudSat's A-Train Exit and the Formation of the C-Train: An Orbital Dynamics Perspective. In *2019 IEEE Aerospace Conference* (pp. 1–10). https://doi.org/10.1109/AERO.2019.8741958

Bretherton, C., & Hartmann, D. (2009). Large-Scale Controls on Cloudiness. *Clouds in the Perturbed Climate System: Their Relationship to Energy Balance, Atmospheric Dynamics, and Precipitation*. https://doi.org/10.7551/mitpress/9780262012874.003.0010

Bretherton, C. S., McCaa, J. R., & Grenier, H. (2004). A New Parameterization for Shallow Cumulus Convection and Its Application to Marine Subtropical Cloud-Topped Boundary Layers. Part I: Description and 1D Results. *Monthly Weather Review*, *132*(4), 864–882. https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<0864:ANPFSC>2.0.CO;2

Cahoon, D. R., & Guntenspergen, G. R. (2010). Climate Change, Sea-Level Rise, and Coastal Wetlands, *32*(1), 6.

Cai, W., Lengaigne, M., Borlace, S., Collins, M., Cowan, T., McPhaden, M. J., et al. (2012a). More extreme swings of the South Pacific convergence zone due to greenhouse warming. *Nature*, *488*(7411), 365–369. https://doi.org/10.1038/nature11358

Cai, W., Lengaigne, M., Borlace, S., Collins, M., Cowan, T., McPhaden, M. J., et al. (2012b). More extreme swings of the South Pacific convergence zone due to greenhouse warming. *Nature*, *488*(7411), 365–369. https://doi.org/10.1038/nature11358

Cai, W., Borlace, S., Lengaigne, M., van Rensch, P., Collins, M., Vecchi, G., et al. (2014). Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nature Climate Change*, *4*(2), 111–116. https://doi.org/10.1038/nclimate2100

Cai, W., Santoso, A., Wang, G., Yeh, S.-W., An, S.-I., Cobb, K., et al. (2015b). ENSO and greenhouse warming. *Nature Climate Change*, *5*. https://doi.org/10.1038/NCLIMATE2743

Caldwell, P. M., Zelinka, M. D., Taylor, K. E., & Marvel, K. (2016). Quantifying the Sources of Intermodel Spread in Equilibrium Climate Sensitivity. *Journal of Climate*, *29*(2), 513–524. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0352.1

Carslaw, K. S., Boucher, O., Spracklen, D. V., Mann, G. W., Rae, J. G. L., Woodward, S., & Kulmala, M. (2010). A review of natural aerosol interactions and feedbacks within the Earth system. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(4), 1701–1737. https://doi.org/10.5194/acp-10-1701-2010

Ceppi, P., Brient, F., Zelinka, M. D., & Hartmann, D. L. (2017). Cloud feedback mechanisms and their representation in global climate models. *WIREs Climate Change*, *8*(4). https://doi.org/10.1002/wcc.465

Cesana, G., & Chepfer, H. (2012). How well do climate models simulate cloud vertical structure? A comparison between CALIPSO-GOCCP satellite observations and CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, *39*(20), 2012GL053153. https://doi.org/10.1029/2012GL053153

Cesana, G., Del Genio, A. D., Ackerman, A. S., Kelley, M., Elsaesser, G., Fridlind, A. M., et al. (2019). Evaluating models' response of tropical low clouds to SST forcings using CALIPSO observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *19*(5), 2813–2832. https://doi.org/10.5194/acp-19-2813-2019

Cesana, G. V., & Del Genio, A. D. (2021). Observational constraint on cloud feedbacks suggests moderate climate sensitivity. *Nature Climate Change*, *11*(3), 213–218. https://doi.org/10.1038/s41558-020-00970-y

Cess, R., Potter, G., Blanchet, J.-P., Boer, G., Ghan, S., Kiehl, J., et al. (1989). Interpretation of Cloud-Climate Feedback as Produced by 14 Atmospheric General Circulation Models. *Science (New York, N.Y.)*, *245*, 513–6. https://doi.org/10.1126/science.245.4917.513

Cess, R. D., Zhang, M. H., Ingram, W. J., Potter, G. L., Alekseev, V., Barker, H. W., et al. (1996a). Cloud feedback in atmospheric general circulation models: An update. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *101*(D8), 12791–12794. https://doi.org/10.1029/96JD00822

Cess, R. D., Zhang, M. H., Ingram, W. J., Potter, G. L., Alekseev, V., Barker, H. W., et al. (1996b). Cloud feedback in atmospheric general circulation models: An update. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *101*(D8), 12791–12794. https://doi.org/10.1029/96JD00822

Cess, Robert D. (1975a). Global climate change: an investigation of atmospheric feedback mechanisms. *Tellus*, *27*(3), 193–198. https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1975.tb01672.x

Cess, Robert D. (1975b). Global climate change: an investigation of atmospheric feedback mechanisms. *Tellus*, *27*(3), 193–198. https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1975.tb01672.x

Chahine, M. T. (1992). The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature*, *359*(6394), 373–380. https://doi.org/10.1038/359373a0

Chen, W. Y. (1982). Assessment of Southern Oscillation Sea-Level Pressure Indices. *Monthly Weather Review*, *110*(7), 800–807. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1982)110<0800:AOSOSL>2.0.CO;2

Chepfer, H., Bony, S., Winker, D., Chiriaco, M., Dufresne, J.-L., & Sèze, G. (2008). Use of CALIPSO lidar observations to evaluate the cloudiness simulated by a climate model. *Geophysical Research Letters*, *35*(15), L15704. https://doi.org/10.1029/2008GL034207

Chepfer, H., Bony, S., Winker, D., Cesana, G., Dufresne, J. L., Minnis, P., et al. (2010). The GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP). *Journal of Geophysical Research*, *115*, D00H16. https://doi.org/10.1029/2009JD012251

Chepfer, H., Cesana, G., Winker, D., Getzewich, B., Vaughan, M., & Liu, Z. (2013). Comparison of Two Different Cloud Climatologies Derived from CALIOP-Attenuated Backscattered Measurements (Level 1): The CALIPSO-ST and the CALIPSO-GOCCP. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *30*(4), 725–744. https://doi.org/10.1175/JTECH-D-12-00057.1

Chepfer, H., Noel, V., Winker, D., & Chiriaco, M. (2014). Where and when will we observe cloud changes due to climate warming? *Geophysical Research Letters*, *41*(23), 8387–8395. https://doi.org/10.1002/2014GL061792

Chepfer, H., Noel, V., Chiriaco, M., Wielicki, B., Winker, D., Loeb, N., & Wood, R. (2018). The Potential of a Multidecade Spaceborne Lidar Record to Constrain Cloud Feedback. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *123*(10), 5433–5454. https://doi.org/10.1002/2017JD027742

Chepfer, H., Brogniez, H., & Noel, V. (2019). Diurnal variations of cloud and relative humidity profiles across the tropics. *Scientific Reports*, *9*(1), 16045. https://doi.org/10.1038/s41598-019-52437-6

Chou, C., Neelin, J. D., Chen, C.-A., & Tu, J.-Y. (2009). Evaluating the "Rich-Get-Richer" Mechanism in Tropical Precipitation Change under Global Warming. *Journal of Climate*, *22*(8), 1982–2005. https://doi.org/10.1175/2008JCLI2471.1

Christensen, J.H., K. Krishna Kumar, E. Aldrian, S.-I. An, I.F.A. Cavalcanti, M. de Castro, W. Dong, P. Goswami, A.Hall, J.K. Kanyanga, A. Kitoh, J. Kossin, N.-C. Lau, J. Renwick, D.B. Stephenson, S.-P. Xie and T. Zhou, (2013). Climate Phenomena and their Relevance for Future Regional Climate Change. In *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis* (pp. 1217–1308). Cambridge: Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.028

Clem, K. R., Fogt, R. L., Turner, J., Lintner, B. R., Marshall, G. J., Miller, J. R., & Renwick, J. A. (2020). Record warming at the South Pole during the past three decades. *Nature Climate Change*, *10*(8), 762–770. https://doi.org/10.1038/s41558-020-0815-z

Collis, R. T. H., & Russell, P. B. (1976). Lidar measurement of particles and gases by elastic backscattering and differential absorption. In E. D. Hinkley (Ed.), *Laser Monitoring of the Atmosphere*

(Vol. 14, pp. 71–151). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/3-540-07743-X_18

Collins, M., An, S.-I., Cai, W., Ganachaud, A., Guilyardi, E., Jin, F.-F., et al. (2010). The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. *Nature Geoscience*, *3*(6), 391–397. https://doi.org/10.1038/ngeo868

Crowley, T. J. & North, G. R. (1991). Paleoclimatology. Oxford Monographs on Geology and Geophysics no. 16. *Geological Magazine*, *130*(2), 283–283. https://doi.org/10.1017/S0016756800010062

Davis, S. M., & Rosenlof, K. H. (2012). A Multidiagnostic Intercomparison of Tropical-Width Time Series Using Reanalyses and Satellite Observations. *Journal of Climate*, *25*(4), 1061–1078. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00127.1

Dewitte, B., & Takahashi, K. (2019). Extreme El Niño Events (pp. 165–201). https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809248-4.00006-6

Dewitte, B., & Takahashi, K. (2019). Diversity of moderate El Niño events evolution: role of air–sea interactions in the eastern tropical Pacific. *Climate Dynamics*, *52*(12), 7455–7476. https://doi.org/10.1007/s00382-017-4051-9

Di Michele, S., McNally, T., Bauer, P., & Genkova, I. (2013). Quality assessment of cloud-top height estimates from satellite IR radiances using the CALIPSO Lidar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *51*, 2454–2464. https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2210721

Doelling, D. R., Loeb, N. G., Keyes, D. F., Nordeen, M. L., Morstad, D., Nguyen, C., et al. (2013). Geostationary Enhanced Temporal Interpolation for CERES Flux Products. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *30*(6), 1072–1090. https://doi.org/10.1175/JTECH-D-12-00136.1

Domingos, J., Jault, D., Pais, M. A., & Mandea, M. (2017). The South Atlantic Anomaly throughout the solar cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, *473*, 154–163. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.004

Driscoll, N. W. (1998). A Short Circuit in Thermohaline Circulation: A Cause for Northern Hemisphere Glaciation? *Science*, *282*(5388), 436–438. https://doi.org/10.1126/science.282.5388.436

Dupont, J.-C., & Haeffelin, M. (2008). Observed instantaneous cirrus radiative effect on surface-level shortwave and longwave irradiances. *Journal of Geophysical Research*, *113*(D21), D21202. https://doi.org/10.1029/2008JD009838

Erfani, E., & Mitchell, D. L. (2017). Growth of ice particle mass and projected area during riming. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *17*(2), 1241–1257. https://doi.org/10.5194/acp-17-1241-2017

Evan, A. T., Heidinger, A. K., & Vimont, D. J. (2007). Arguments against a physical long-term trend in global ISCCP cloud amounts. *Geophysical Research Letters*, *34*(4), L04701. https://doi.org/10.1029/2006GL028083

Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., & Taylor, K. E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and

organization. *Geoscientific Model Development*, *9*(5), 1937–1958. https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016

Eyring, V., Cox, P. M., Flato, G. M., Gleckler, P. J., Abramowitz, G., Caldwell, P., et al. (2019). Taking climate model evaluation to the next level. *Nature Climate Change*, *9*(2), 102–110. https://doi.org/10.1038/s41558-018-0355-y

Flato G, Marotzke J, Abiodun B, Braconnot P, Chou SC, Collins W, Cox P, DriouechF, Emori S, Eyring V, Forest C, Gleckler P, Guilyardi E, Jakob C, Kattsov V,Reason C, Rummukainen M (2013) Evaluation of climate models. In: StockerTF, Qin D, Plattner G-K, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, BexV, Midgley PM (eds) Climate Change 2013: The Physical Science Basis.Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of theIntergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press,Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp 741–866

Fiocco, G., & Grams, G. (1964). Observations of the Aerosol Layer at 20 km by Optical Radar. *Journal of Atmospheric Sciences*, *21*(3), 323–324. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1964)021<0323:OOTALA>2.0.CO;2

Fourier, J. (1824). Remarques générales sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires. *Annales de Chimie et de Physique*. T. 27.

Fredriksen, H.-B., Berner, J., Subramanian, A. C., & Capotondi, A. (2020). How Does El Niño–Southern Oscillation Change Under Global Warming—A First Look at CMIP6. *Geophysical Research Letters*, *47*(22), e2020GL090640. https://doi.org/10.1029/2020GL090640

Frey, W. R., Morrison, A. L., Kay, J. E., Guzman, R., & Chepfer, H. (2018). The Combined Influence of Observed Southern Ocean Clouds and Sea Ice on Top-of-Atmosphere Albedo. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *123*(9), 4461–4475. https://doi.org/10.1029/2018JD028505

Gallagher, M. R., Chepfer, H., Shupe, M. D., & Guzman, R. (2020). Warm Temperature Extremes Across Greenland Connected to Clouds. *Geophysical Research Letters*, *47*(9). https://doi.org/10.1029/2019GL086059

Garnier, A., Pelon, J., Vaughan, M. A., Winker, D. M., Trepte, C. R., & Dubuisson, P. (2015). Lidar multiple scattering factors inferred from CALIPSO lidar and IIR retrievals of semi-transparent cirrus cloud optical depths over oceans. *Atmospheric Measurement Techniques*, *8*(7), 2759–2774. https://doi.org/10.5194/amt-8-2759-2015

Gelaro, R., McCarty, W., Suárez, M. J., Todling, R., Molod, A., Takacs, L., et al. (2017). The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*, *30*(14), 5419–5454. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1

Gettelman, A., Hannay, C., Bacmeister, J. T., Neale, R. B., Pendergrass, A. G., Danabasoglu, G., et al. (2019). High Climate Sensitivity in the Community Earth System Model Version 2 (CESM2). *Geophysical Research Letters*, *46*(14), 8329–8337. https://doi.org/10.1029/2019GL083978

Gettelman, A., Bardeen, C. G., McCluskey, C. S., Järvinen, E., Stith, J., Bretherton, C., et al. (2020). Simulating Observations of Southern Ocean Clouds and Implications for Climate. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *125*(21). https://doi.org/10.1029/2020JD032619

Guivarch, C., & Taconet, N. (2020). Inégalités mondiales et changement climatique. *Revue de l'OFCE*, *165*(1), 35–70. https://doi.org/10.3917/reof.165.0035

Guzman, R., Chepfer, H., Noel, V., Vaillant de Guélis, T., Kay, J. E., Raberanto, P., et al. (2017a). Direct atmosphere opacity observations from CALIPSO provide new constraints on cloud-radiation interactions: GOCCP v3.0 OPAQ Algorithm. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *122*(2), 1066–1085. https://doi.org/10.1002/2016JD025946

Guzman, R., Chepfer, H., Noel, V., Vaillant de Guélis, T., Kay, J. E., Raberanto, P., et al. (2017b). Direct atmosphere opacity observations from CALIPSO provide new constraints on cloud-radiation interactions: GOCCP v3.0 OPAQ Algorithm. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *122*(2), 1066–1085. https://doi.org/10.1002/2016JD025946

Hadley, G. (1735). VI. Concerning the cause of the general trade-winds. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, *39*(437), 58–62. https://doi.org/10.1098/rstl.1735.0014

Hansen, J., Lacis, A., Rind, D., Russell, G., Stone, P., Fung, I., et al. (1984a). Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms. In J. E. Hansen & T. Takahashi (Eds.), *Geophysical Monograph Series* (Vol. 29, pp. 130–163). Washington, D. C.: American Geophysical Union. https://doi.org/10.1029/GM029p0130

Hansen, J., Lacis, A., Rind, D., Russell, G., Stone, P., Fung, I., et al. (1984b). Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms. In J. E. Hansen & T. Takahashi (Eds.), *Geophysical Monograph Series* (Vol. 29, pp. 130–163). Washington, D. C.: American Geophysical Union. https://doi.org/10.1029/GM029p0130

Harries, J. E., Russell, J. E., Hanafin, J. A., Brindley, H., Futyan, J., Rufus, J., et al. (2005). The Geostationary Earth Radiation Budget Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *86*(7), 945–960. https://doi.org/10.1175/BAMS-86-7-945

Harrison, E. F., Minnis, P., Barkstrom, B. R., Ramanathan, V., Cess, R. D., & Gibson, G. G. (1990a). Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment. *Journal of Geophysical Research*, *95*(D11), 18687. https://doi.org/10.1029/JD095iD11p18687

Harrison, E. F., Minnis, P., Barkstrom, B. R., Ramanathan, V., Cess, R. D., & Gibson, G. G. (1990b). Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment. *Journal of Geophysical Research*, *95*(D11), 18687. https://doi.org/10.1029/JD095iD11p18687

Hartmann, D. L., Ockert-Bell, M. E., & Michelsen, M. L. (1992). The Effect of Cloud Type on Earth's Energy Balance: Global Analysis. *Journal of Climate*, *5*(11), 1281–1304. https://doi.org/10.1175/1520-0442(1992)005<1281:TEOCTO>2.0.CO;2

Hartmann, D. L., & Larson, K. (2002). An important constraint on tropical cloud - climate feedback. *Geophysical Research Letters*, *29*(20), 12-1-12–4. https://doi.org/10.1029/2002GL015835

Hawkins, E., & Sutton, R. (2012). Time of emergence of climate signals. *Geophysical Research Letters*, *39*(1). https://doi.org/10.1029/2011GL050087

Hélière, A., Gelsthorpe, R., Hors, L. L., & Toulemont, Y. (2017). ATLID, the atmospheric lidar on board the Earthcare Satellite. In B. Cugny, E. Armandillo, & N. Karafolas (Eds.), *International Conference on Space Optics — ICSO 2012* (Vol. 10564, pp. 620–627). SPIE. https://doi.org/10.1117/12.2309095

Henderson, D. S., L'Ecuyer, T., Stephens, G., Partain, P., & Sekiguchi, M. (2013). A Multisensor Perspective on the Radiative Impacts of Clouds and Aerosols. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *52*(4), 853–871. https://doi.org/10.1175/JAMC-D-12-025.1

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., et al. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *146*(730), 1999–2049. https://doi.org/10.1002/qj.3803

Holz, R. E., Ackerman, S. A., Nagle, F. W., Frey, R., Dutcher, S., Kuehn, R. E., et al. (2008). Global Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) cloud detection and height evaluation using CALIOP. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *113*(D8). https://doi.org/10.1029/2008JD009837

Hourdin, F., Jam, A., Rio, C., Couvreux, F., Sandu, I., Lefebvre, M., et al. (2019). Unified Parameterization of Convective Boundary Layer Transport and Clouds With the Thermal Plume Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *11*(9), 2910–2933. https://doi.org/10.1029/2019MS001666

Hourdin, F., Rio, C., Grandpeix, J., Madeleine, J., Cheruy, F., Rochetin, N., et al. (2020). LMDZ6A: The Atmospheric Component of the IPSL Climate Model With Improved and Better Tuned Physics. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *12*(7). https://doi.org/10.1029/2019MS001892

Houze, R. A. (1993), Cloud Dynamics, 573 pp., Academic, San Diego, Calif.

Houze, R. A., Chen, S. S., Kingsmill, D. E., Serra, Y., & Yuter, S. E. (2000). Convection over the Pacific Warm Pool in relation to the Atmospheric Kelvin-Rossby Wave. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *57*(18), 3058–3089. https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057<3058:COTPWP>2.0.CO;2

Hu, Z., Chen, X., Chen, D., Li, J., Wang, S., Zhou, Q., et al. (2019). "Dry gets drier, wet gets wetter": A case study over the arid regions of central Asia. *International Journal of Climatology*, *39*(2), 1072–1091. https://doi.org/10.1002/joc.5863

Hurrell, J. W., Holland, M. M., Gent, P. R., Ghan, S., Kay, J. E., Kushner, P. J., et al. (2013). The Community Earth System Model: A Framework for Collaborative Research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *94*(9), 1339–1360. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00121.1

IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

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. In Press.

Jin, F.-F., An, S.-I., Timmermann, A., & Zhao, J. (2003). Strong El Niño events and nonlinear dynamical heating. *Geophysical Research Letters*, *30*(3), 20-1-20–1. https://doi.org/10.1029/2002GL016356

Jouhaud, J., Dufresne, J. -L., Madeleine, J. -B., Hourdin, F., Couvreux, F., Villefranque, N., & Jam, A. (2018). Accounting for Vertical Subgrid-Scale Heterogeneity in Low-Level Cloud Fraction Parameterizations. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *10*(11), 2686–2705. https://doi.org/10.1029/2018MS001379

Kato, S., Rose, F. G., Rutan, D. A., Thorsen, T. J., Loeb, N. G., Doelling, D. R., et al. (2018). Surface Irradiances of Edition 4.0 Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) Data Product. *Journal of Climate*, *31*(11), 4501–4527. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0523.1

Kim, S. T., Cai, W., Jin, F.-F., Santoso, A., Wu, L., Guilyardi, E., & An, S.-I. (2014). Response of El Niño sea surface temperature variability to greenhouse warming. *Nature Climate Change*, *4*(9), 786–790. https://doi.org/10.1038/nclimate2326

King, M. D., Platnick, S., Menzel, W. P., Ackerman, S. A., & Hubanks, P. A. (2013). Spatial and Temporal Distribution of Clouds Observed by MODIS Onboard the Terra and Aqua Satellites. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *51*(7), 3826–3852. https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2227333

Kjellsson, J. (2015). Weakening of the global atmospheric circulation with global warming. *Climate Dynamics*, *45*(3), 975–988. https://doi.org/10.1007/s00382-014-2337-8

Klein, S., & Hartmann, D. (1993). The Seasonal Cycle Of Low Stratiform Clouds. *Journal of Climate*, *6*, 1587–1606. https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1587:TSCOLS>2.0.CO;2

Klein, S. A., & Jakob, C. (1999). Validation and Sensitivities of Frontal Clouds Simulated by the ECMWF Model. *Monthly Weather Review*, *127*(10), 2514–2531. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<2514:VASOFC>2.0.CO;2.

Knutti, R., & Sedláček, J. (2013). Robustness and uncertainties in the new CMIP5 climate model projections. *Nature Climate Change*, *3*(4), 369–373. https://doi.org/10.1038/nclimate1716

Konsta, D. (2010). Evaluation de la description des nuages dans les modèles de climat à partir des observations satellitales de l'A-Train. Climatologie. Ecole Polytechnique X, 2010. Français. https://pastel.archives-ouvertes.fr/pastel-00556418

Kuhn, T., & Heymsfield, A. J. (2016). In Situ Balloon-Borne Ice Particle Imaging in High-Latitude Cirrus. *Pure and Applied Geophysics*, *173*(9), 3065–3084. https://doi.org/10.1007/s00024-016-1324-x

Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., et al. (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system: DVGM FOR COUPLED CLIMATE STUDIES. *Global Biogeochemical Cycles*, *19*(1). https://doi.org/10.1029/2003GB002199

Lacour, A., Chepfer, H., Miller, N. B., Shupe, M. D., Noel, V., Fettweis, X., et al. (2018). How Well Are Clouds Simulated over Greenland in Climate Models? Consequences for the Surface Cloud Radiative

Effect over the Ice Sheet. *Journal of Climate*, *31*(22), 9293–9312. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0023.1

Lacour, Adrien, Chepfer, H., Shupe, M. D., Miller, N. B., Noel, V., Kay, J., et al. (2017). Greenland Clouds Observed in *CALIPSO* -GOCCP: Comparison with Ground-Based Summit Observations. *Journal of Climate*, *30*(15), 6065–6083. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0552.1

L'Heureux, M. L., Takahashi, K., Watkins, A. B., Barnston, A. G., Becker, E. J., Liberto, T. E. D., et al. (2017). Observing and Predicting the 2015/16 El Ni?o. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *98*(7), 1363–1382. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0009.1

Liu, H., Chen, Y., Zhang, S., Ding, J., Deng, X., & Liu, X. (2019). Spatial and Temporal Characteristics of Cirrus Clouds over the Tibetan Plateau Based on CALIPSO and AIRS Observations. *Advances in Meteorology*, *2019*, 1–9. https://doi.org/10.1155/2019/6989648

Loeb, N. G., Wielicki, B. A., Doelling, D. R., Smith, G. L., Keyes, D. F., Kato, S., et al. (2009). Toward Optimal Closure of the Earth's Top-of-Atmosphere Radiation Budget. *Journal of Climate*, *22*(3), 748–766. https://doi.org/10.1175/2008JCLI2637.1

Loeb, N. G., Wielicki, B. A., Wong, T., & Parker, P. A. (2009). Impact of data gaps on satellite broadband radiation records. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *114*(D11). https://doi.org/10.1029/2008JD011183

Loeb, N. G., Doelling, D. R., Wang, H., Su, W., Nguyen, C., Corbett, J. G., et al. (2018). Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) Top-of-Atmosphere (TOA) Edition-4.0 Data Product. *Journal of Climate*, *31*(2), 895–918. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0208.1

Lu, J., Vecchi, G. A., & Reichler, T. (2007). Expansion of the Hadley cell under global warming. *Geophysical Research Letters*, *34*(6), L06805. https://doi.org/10.1029/2006GL028443

Ma, J., Xie, S.-P., & Kosaka, Y. (2012). Mechanisms for Tropical Tropospheric Circulation Change in Response to Global Warming*. *Journal of Climate*, *25*(8), 2979–2994. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00048.1

Mace, G. G., & Wrenn, F. J. (2013). Evaluation of the Hydrometeor Layers in the East and West Pacific within ISCCP Cloud-Top Pressure?Optical Depth Bins Using Merged CloudSat and CALIPSO Data. *Journal of Climate*, *26*(23), 9429–9444. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00207.1

Madec, G. (2008). NEMO ocean engine. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No 27, ISSN No 1288-1619, 2008

Mahesh, A. (2004). Passive and active detection of clouds: Comparisons between MODIS and GLAS observations. *Geophysical Research Letters*, *31*(4), L04108. https://doi.org/10.1029/2003GL018859

Mason, B. J. (1956). On the melting of hailstones. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *82*(352), 209–216. https://doi.org/10.1002/qj.49708235207

Matus, A. V., & L'Ecuyer, T. S. (2017). The role of cloud phase in Earth's radiation budget: CLOUD PHASE IN EARTH'S RADIATION BUDGET. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *122*(5), 2559–2578. https://doi.org/10.1002/2016JD025951

McPhaden, M. J., Zhang, X., Hendon, H. H., & Wheeler, M. C. (2006). Large scale dynamics and MJO forcing of ENSO variability. *Geophysical Research Letters*, *33*(16). https://doi.org/10.1029/2006GL026786

Meehl, G. A. (1987). The Tropics and Their Role in the Global Climate System. *The Geographical Journal*, *153*(1), 21–36. https://doi.org/10.2307/634469

Meehl, G. A., Senior, C. A., Eyring, V., Flato, G., Lamarque, J.-F., Stouffer, R. J., et al. (2020). Context for interpreting equilibrium climate sensitivity and transient climate response from the CMIP6 Earth system models. *Science Advances*, *6*(26), eaba1981. https://doi.org/10.1126/sciadv.aba1981

Meinshausen, M., Smith, S. J., Calvin, K., Daniel, J. S., Kainuma, M. L. T., Lamarque, J.-F., et al. (2011). The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic Change*, *109*(1–2), 213–241. https://doi.org/10.1007/s10584-011-0156-z

Mie, G. (1908). Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Annalen Der Physik*, *330*(3), 377–445. https://doi.org/10.1002/andp.19083300302

Morrison, A. L., Kay, J. E., Chepfer, H., Guzman, R., & Yettella, V. (2018). Isolating the Liquid Cloud Response to Recent Arctic Sea Ice Variability Using Spaceborne Lidar Observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *123*(1), 473–490. https://doi.org/10.1002/2017JD027248

Morrison, A. L., Kay, J. E., Frey, W. R., Chepfer, H., & Guzman, R. (2019). Cloud Response to Arctic Sea Ice Loss and Implications for Future Feedback in the CESM1 Climate Model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *124*(2), 1003–1020. https://doi.org/10.1029/2018JD029142

Muluneh, M. G. (2021). Impact of climate change on biodiversity and food security: a global perspective—a review article. *Agriculture & Food Security*, *10*(1), 36. https://doi.org/10.1186/s40066-021-00318-5

Myhre, G., Lund Myhre, C., Samset, B. H., & Storelvmo, T. (2013). Aerosols and their Relation to Global Climate and Climate Sensitivity. *Nature Education Knowledge*, *4*, 7.

Nam, C., Bony, S., Dufresne, J.-L., & Chepfer, H. (2012). The 'too few, too bright' tropical low-cloud problem in CMIP5 models. *Geophysical Research Letters*, *39*(21). https://doi.org/10.1029/2012GL053421

Neale, R. B., Gettelman, A., Park, S., Chen, C.-C., Lauritzen, P. H., Williamson, D. L., et al. (2012). Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 5.0), 289.

Neubauer, D., Lohmann, U., Hoose, C., & Frontoso, M. G. (2014). *Impact of the representation of marine stratocumulus clouds on the anthropogenic aerosol effect* (preprint). Clouds and Precipitation/Atmospheric Modelling/Troposphere/Physics (physical properties and processes). https://doi.org/10.5194/acpd-14-13681-2014

Norris, J. R., & Evan, A. T. (2015). Empirical Removal of Artifacts from the ISCCP and PATMOS-x Satellite Cloud Records. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *32*(4), 691–702. https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00058.1

O'Gorman, P. A., & Singh, M. S. (2013). Vertical structure of warming consistent with an upward shift in the middle and upper troposphere: VERTICAL STRUCTURE OF WARMING. *Geophysical Research Letters*, *40*(9), 1838–1842. https://doi.org/10.1002/grl.50328

Pagano, T. S., & Durham, R. M. (1993). Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). In W. L. Barnes (Ed.), *Sensor Systems for the Early Earth Observing System Platforms* (Vol. 1939, pp. 2–17). SPIE. Retrieved from https://doi.org/10.1117/12.152835

Park, S., Bretherton, C. S., & Rasch, P. J. (2014). Integrating Cloud Processes in the Community Atmosphere Model, Version 5. *Journal of Climate*, *27*(18), 6821–6856. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00087.1

Perpina, M., Noel, V., Chepfer, H., Guzman, R., & Feofilov, A. G. (2021). Link Between Opaque Cloud Properties and Atmospheric Dynamics in Observations and Simulations of Current Climate in the Tropics, and Impact on Future Predictions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *126*(17), e2020JD033899. https://doi.org/10.1029/2020JD033899

Petters, M. D., & Kreidenweis, S. M. (2008). A single parameter representation of hygroscopic growth and cloud condensation nucleus activity – Part 2: Including solubility. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *8*(20), 6273–6279. https://doi.org/10.5194/acp-8-6273-2008

Picaut, J., Ioualalen, M., Menkes, C., Delcroix, T., & McPhaden, M. J. (1996). Mechanism of the Zonal Displacements of the Pacific Warm Pool: Implications for ENSO. *Science*, *274*(5292), 1486–1489. https://doi.org/10.1126/science.274.5292.1486

Pongratz, J., Raddatz, T., Reick, C. H., Esch, M., & Claussen, M. (2009). Radiative forcing from anthropogenic land cover change since A.D. 800: RF FROM ANTHROPOGENIC LAND COVER CHANGE. *Geophysical Research Letters*, *36*(2), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2008GL036394

Pruppacher, H. R., & Klett, J. D. (1980). Microphysics of Clouds and Precipitation. *Nature*, *284*(5751), 88–88. https://doi.org/10.1038/284088b0

Qu, X., & Hall, A. (2006). Assessing Snow Albedo Feedback in Simulated Climate Change. *Journal of Climate*, *19*(11), 2617–2630. https://doi.org/10.1175/JCLI3750.1

Quante, M. (2004). The role of clouds in the climate system. *Journal de Physique IV (Proceedings)*, *121*, 61–86. https://doi.org/10.1051/jp4:2004121003

Raes, F., Liao, H., Chen, W.-T., & Seinfeld, J. H. (2010). Atmospheric chemistry-climate feedbacks. *Journal of Geophysical Research*, *115*(D12), D12121. https://doi.org/10.1029/2009JD013300

Rahmstorf, S. (2010). A new view on sea level rise. *Nature Climate Change*, *1*(1004), 44–45. https://doi.org/10.1038/climate.2010.29

Ramanathan, V. (1987). The role of earth radiation budget studies in climate and general circulation research. *Journal of Geophysical Research*, *92*(D4), 4075. https://doi.org/10.1029/JD092iD04p04075

Ramanathan, V., Cess, R. D., Harrison, E. F., Minnis, P., Barkstrom, B. R., Ahmad, E., & Hartmann, D. (1989). Cloud-Radiative Forcing and Climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, *243*(4887), 57–63. https://doi.org/10.1126/science.243.4887.57

Randall, D., Bitz, C., Danabasoglu, G., Denning, S., Gent, P., Gettelman, A., et al. (2019). 100 Years of Earth System Model Development. *Meteorological Monographs*, *59*. https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-18-0018.1

Rasmusson, E. M., & Carpenter, T. H. (1982). Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, *110*(5), 354–384. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1982)110<0354:VITSST>2.0.CO;2

Raymond, D. J. (1995). Regulation of Moist Convection over the West Pacific Warm Pool. *Journal of Atmospheric Sciences*, *52*(22), 3945–3959. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<3945:ROMCOT>2.0.CO;2

Riahi, K., Rao, S., Krey, V., Cho, C., Chirkov, V., Fischer, G., et al. (2011). RCP 8.5—A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Climatic Change*, *109*(1), 33. https://doi.org/10.1007/s10584-011-0149-y

Roca, R., Brogniez, H., Chambon, P., Chomette, O., ClochÃ©, S., Gosset, M. E., et al. (2015). The Megha-Tropiques mission: a review after three years in orbit. *Frontiers in Earth Science*, *3*. https://doi.org/10.3389/feart.2015.00017

Rochetin, N., Couvreux, F., Grandpeix, J.-Y., & Rio, C. (2014). Deep Convection Triggering by Boundary Layer Thermals. Part I: LES Analysis and Stochastic Triggering Formulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *71*(2), 496–514. https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0336.1

Rochetin, N., Grandpeix, J.-Y., Rio, C., & Couvreux, F. (2014). Deep Convection Triggering by Boundary Layer Thermals. Part II: Stochastic Triggering Parameterization for the LMDZ GCM. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *71*(2), 515–538. https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0337.1

Ropelewski, C. F., & Halpert, M. S. (1987). Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Ni?o/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, *115*(8), 1606–1626. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1606:GARSPP>2.0.CO;2

Rossow, W. B., & Schiffer, R. A. (1999). Advances in Understanding Clouds from ISCCP. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *80*(11), 2261–2288. https://doi.org/10.1175/1520-0477(1999)080<2261:AIUCFI>2.0.CO;2

Rousset, C., Vancoppenolle, M., Madec, G., Fichefet, T., Flavoni, S., Barthélemy, A., et al. (2015). The Louvain-La-Neuve sea ice model LIM3.6: global and regional capabilities. *Geoscientific Model Development*, *8*(10), 2991–3005. https://doi.org/10.5194/gmd-8-2991-2015

Sassen, K., Wang, Z., & Liu, D. (2008). Global distribution of cirrus clouds from CloudSat/Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) measurements. *Journal of Geophysical Research*, *113*, D00A12. https://doi.org/10.1029/2008JD009972

Saint-Lu, M., Bony, S., & Dufresne, J.-L. (2020). Observational Evidence for a Stability Iris Effect in the Tropics. *Geophysical Research Letters*, *47*(14), e2020GL089059. https://doi.org/10.1029/2020GL089059

Schiffer, R. A., & Rossow, W. B. (1983). The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): The First Project of the World Climate Research Programme. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *64*(7), 779–784. https://doi.org/10.1175/1520-0477-64.7.779

Schneider, S. H. (1972). Atmospheric particles and climate: can we evaluate the impact of man's activities? *Quaternary Research*, *2*(3), 425–435. https://doi.org/10.1016/0033-5894(72)90068-3

Schwalm, C. R., Glendon, S., & Duffy, P. B. (2020). RCP8.5 tracks cumulative CO2 emissions. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *117*(33), 19656–19657. https://doi.org/10.1073/pnas.2007117117

Sherwood, S., & Hoskins, B. (2021). Clarion call from climate panel. *Science*, *373*(6556), 719–719. https://doi.org/10.1126/science.abl8490

Siebesma, A. P. (1998). Shallow Cumulus Convection. In E. J. Plate, E. E. Fedorovich, D. X. Viegas, & J. C. Wyngaard (Eds.), *Buoyant Convection in Geophysical Flows* (pp. 441–486). Dordrecht: Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-011-5058-3_19

Smith, R. D., and Coauthors. (2010). The Parallel Ocean Program (POP) reference manual: Ocean component of the Community Climate System Model (CCSM) and Community Earth System Model (CESM). Los Alamos National Laboratory Tech. Rep. LAUR-10-01853, 141 pp.

Soden, B. J., Wetherald, R. T., Stenchikov, G. L., & Robock, A. (2002). Global Cooling After the Eruption of Mount Pinatubo: A Test of Climate Feedback by Water Vapor. *Science*, *296*(5568), 727–730. https://doi.org/10.1126/science.296.5568.727

Soden, B. J., & Held, I. M. (2006). An Assessment of Climate Feedbacks in Coupled Ocean–Atmosphere Models. *Journal of Climate*, *19*(14), 3354–3360. https://doi.org/10.1175/JCLI3799.1

Soden, B. J., Held, I. M., Colman, R., Shell, K. M., Kiehl, J. T., & Shields, C. A. (2008). Quantifying Climate Feedbacks Using Radiative Kernels. *Journal of Climate*, *21*(14), 3504–3520. https://doi.org/10.1175/2007JCLI2110.1

Sohn, B.-J., & Smith, E. A. (1992). The Significance of Cloud–Radiative Forcing to the General Circulation on Climate Time Scales—A Satellite Interpretation. *Journal of Atmospheric Sciences*, *49*(10), 845–860. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1992)049<0845:TSOCFT>2.0.CO;2

Stallinga, P., & Khmelinskii, I. (2017). Negative Feedback in the Polar Ice System. *Atmospheric and Climate Sciences*, *07*(01), 76–91. https://doi.org/10.4236/acs.2017.71007

Stephens, G. L. (2005). Cloud Feedbacks in the Climate System: A Critical Review. *Journal of Climate*, *18*(2), 237–273. https://doi.org/10.1175/JCLI-3243.1

Stephens, G. L., Vane, D. G., Boain, R. J., Mace, G. G., Sassen, K., Wang, Z., et al. (2002). THE CLOUDSAT MISSION AND THE A-TRAIN: A New Dimension of Space-Based Observations of Clouds and

Precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *83*(12), 1771–1790. https://doi.org/10.1175/BAMS-83-12-1771

Stevenson, S. L. (2012). Significant changes to ENSO strength and impacts in the twenty-first century: Results from CMIP5. *Geophysical Research Letters*, *39*(17). https://doi.org/10.1029/2012GL052759

Stubenrauch, C. J., Rossow, W. B., Kinne, S., Ackerman, S., Cesana, G., Chepfer, H., et al. (2013). Assessment of Global Cloud Datasets from Satellites: Project and Database Initiated by the GEWEX Radiation Panel. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *94*(7), 1031–1049. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00117.1

Strutt, H. J. W. (1871). LVIII. On the scattering of light by small particles. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, *41*(275), 447–454. https://doi.org/10.1080/14786447108640507

Su, H., Jiang, J. H., Zhai, C., Shen, T. J., Neelin, J. D., Stephens, G. L., & Yung, Y. L. (2014). Weakening and strengthening structures in the Hadley Circulation change under global warming and implications for cloud response and climate sensitivity: Circulation, Clouds, Climate Sensitivity. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *119*(10), 5787–5805. https://doi.org/10.1002/2014JD021642

Sweet, W., William V., Kopp, R., E., Weaver, C. P., Obeysekera, J. T. B., Horton, R. M., Thieler, E. R., Edward R., 1965-, & Zervas, C. E., 1957-. (2017). Global and regional sea level rise scenarios for the United States. https://doi.org/10.7289/v5/tr-nos-coops-083

Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., & Dewitte, B. (2011). ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño: REINTERPRETING ENSO MODES. *Geophysical Research Letters*, *38*(10), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2011GL047364

Taschetto, A. S., Gupta, A. S., Jourdain, N. C., Santoso, A., Ummenhofer, C. C., & England, M. H. (2014). Cold Tongue and Warm Pool ENSO Events in CMIP5: Mean State and Future Projections. *Journal of Climate*, *27*(8), 2861–2885. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00437.1

Taylor, K. E., Crucifix, M., Braconnot, P., Hewitt, C. D., Doutriaux, C., Broccoli, A. J., et al. (2007). Estimating Shortwave Radiative Forcing and Response in Climate Models. *Journal of Climate*, *20*(11), 2530–2543. https://doi.org/10.1175/JCLI4143.1

Taylor, Karl E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *93*(4), 485–498. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1

Thackeray, C. W., Qu, X., & Hall, A. (2018). Why Do Models Produce Spread in Snow Albedo Feedback? *Geophysical Research Letters*, *45*(12), 6223–6231. https://doi.org/10.1029/2018GL078493

Tian, L., & Curry, J. A. (1989). Cloud overlap statistics. *Journal of Geophysical Research*, *94*(D7), 9925. https://doi.org/10.1029/JD094iD07p09925

Tippett, M., & Barnston, A. (2008). Skill of Multimodel ENSO Probability Forecasts. *Monthly Weather Review*, *136*, 3933-. https://doi.org/10.1175/2008MWR2431.1

Trenberth, K. E. (1998). Atmospheric Moisture Residence Times and Cycling: Implications for Rainfall Rates and Climate Change. *Climatic Change*, *39*(4), 667–694. https://doi.org/10.1023/A:1005319109110

Trenberth, K. E., & Stepaniak, D. P. (2001). Indices of El Niño Evolution. *Journal of Climate*, *14*(8), 1697–1701. https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<1697:LIOENO>2.0.CO;2

Trenberth, K. E., & Fasullo, J. T. (2010). Simulation of Present-Day and Twenty-First-Century Energy Budgets of the Southern Oceans. *Journal of Climate*, *23*(2), 440–454. https://doi.org/10.1175/2009JCLI3152.1

Vaillant de Guélis, T., Chepfer, H., Noel, V., Guzman, R., Dubuisson, P., Winker, D. M., & Kato, S. (2017). The link between outgoing longwave radiation and the altitude at which a spaceborne lidar beam is fully attenuated. *Atmospheric Measurement Techniques*, *10*(12), 4659–4685. https://doi.org/10.5194/amt-10-4659-2017

Vaillant de Guélis, T., Chepfer, H., Noel, V., Guzman, R., Winker, D. M., & Plougonven, R. (2017). Using Space Lidar Observations to Decompose Longwave Cloud Radiative Effect Variations Over the Last Decade: Space lidar decomposes LWCRE variations. *Geophysical Research Letters*, *44*(23), 11,994-12,003. https://doi.org/10.1002/2017GL074628

Vaillant de Guélis, T., Chepfer, H., Guzman, R., Bonazzola, M., Winker, D. M., & Noel, V. (2018). Space lidar observations constrain longwave cloud feedback. *Scientific Reports*, *8*(1), 16570. https://doi.org/10.1038/s41598-018-34943-1

Vancoppenolle, M., Fichefet, T., Goosse, H., Bouillon, S., Madec, G., & Maqueda, M. A. M. (2009). Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation. *Ocean Modelling*, *27*(1–2), 33–53. https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.10.005

Vecchi, G. A., & Soden, B. J. (2007). Global Warming and the Weakening of the Tropical Circulation. *Journal of Climate*, *20*(17), 4316–4340. https://doi.org/10.1175/JCLI4258.1

Vial, J., Bony, S., Stevens, B., & Vogel, R. (2017). Mechanisms and Model Diversity of Trade-Wind Shallow Cumulus Cloud Feedbacks: A Review. *Surveys in Geophysics*, *38*(6), 1331–1353. https://doi.org/10.1007/s10712-017-9418-2

Vidale, P. L., Lüthi, D., Frei, C., Seneviratne, S. I., & Schär, C. (2003). Predictability and uncertainty in a regional climate model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *108*(D18). https://doi.org/10.1029/2002JD002810

Villanueva, D., Heinold, B., Seifert, P., Deneke, H., Radenz, M., & Tegen, I. (2020). The day-to-day co-variability between mineral dust and cloud glaciation: a proxy for heterogeneous freezing. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *20*(4), 2177–2199. https://doi.org/10.5194/acp-20-2177-2020

Waliser, D., Gleckler, P. J., Ferraro, R., Taylor, K. E., Ames, S., Biard, J., et al. (2020). Observations for Model Intercomparison Project (Obs4MIPs): status for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, *13*(7), 2945–2958. https://doi.org/10.5194/gmd-13-2945-2020

Walsh, J. E. (2013). Melting ice: What Is Happening to Arctic Sea Ice, and What Does It Mean for Us? *Oceanography*, *26*(2), 171–181.

Washington, W., & Parkinson, C. (1986). An Introduction to Three-Dimensional Climate Modeling / W.M. Washington, C.L. Parkinson.

Weatherhead, E. C., Reinsel, G. C., Tiao, G. C., Meng, X.-L., Choi, D., Cheang, W.-K., et al. (1998). Factors affecting the detection of trends: Statistical considerations and applications to environmental data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *103*(D14), 17149–17161. https://doi.org/10.1029/98JD00995

Webb, M., Senior, C., Bony, S., & Morcrette, J.-J. (2001). Combining ERBE and ISCCP data to assess clouds in the Hadley Centre, ECMWF and LMD atmospheric climate models. *Climate Dynamics*, *17*(12), 905–922. https://doi.org/10.1007/s003820100157

Webb, M. J., Senior, C. A., Sexton, D. M. H., Ingram, W. J., Williams, K. D., Ringer, M. A., et al. (2006). On the contribution of local feedback mechanisms to the range of climate sensitivity in two GCM ensembles. *Climate Dynamics*, *27*(1), 17–38. https://doi.org/10.1007/s00382-006-0111-2

Weng, H., Ashok, K., Behera, S. K., Rao, S. A., & Yamagata, T. (2007). Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. *Climate Dynamics*, *29*(2), 113–129. https://doi.org/10.1007/s00382-007-0234-0

Wetherald, R. T., & Manabe, S. (1988). Cloud Feedback Processes in a General Circulation Model. *Journal of Atmospheric Sciences*, *45*(8), 1397–1416. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<1397:CFPIAG>2.0.CO;2

Wielicki, B. A., Barkstrom, B. R., Harrison, E. F., Lee, R. B., Smith, G. L., & Cooper, J. E. (1996). Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An Earth Observing System Experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *77*(5), 853–868. https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0853:CATERE>2.0.CO;2

Wielicki, B. A., Young, D. F., Mlynczak, M. G., Thome, K. J., Leroy, S., Corliss, J., et al. (2013). Achieving Climate Change Absolute Accuracy in Orbit. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *94*(10), 1519–1539. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00149.1

Winker, D. M., Vaughan, M. A., Omar, A., Hu, Y., Powell, K. A., Liu, Z., et al. (2009). Overview of the CALIPSO Mission and CALIOP Data Processing Algorithms. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *26*(11), 2310–2323. https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1281.1

Winker, D., Pelon, J., Jr, J., Ackerman, S., Charlson, R., Colarco, P., et al. (2010). The Calipso Mission: A Global 3D View of Aerosols and Clouds. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *91*. https://doi.org/10.1175/2010BAMS3009.1

Winker, D., Chepfer, H., Noel, V., & Cai, X. (2017). Observational Constraints on Cloud Feedbacks: The Role of Active Satellite Sensors. *Surveys in Geophysics*, *38*(6), 1483–1508. https://doi.org/10.1007/s10712-017-9452-0

Wood, R. (2012). Stratocumulus Clouds. *Monthly Weather Review*, *140*(8), 2373–2423. https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00121.1

Yeh, S.-W., Ham, Y.-G., & Lee, J.-Y. (2012). Changes in the Tropical Pacific SST Trend from CMIP3 to CMIP5 and Its Implication of ENSO. *Journal of Climate*, *25*(21), 7764–7771. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00304.1

Young, I. R., Fontaine, E., Liu, Q., & Babanin, A. V. (2020). The Wave Climate of the Southern Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, *50*(5), 1417–1433. https://doi.org/10.1175/JPO-D-20-0031.1

Zelinka, M. D., & Hartmann, D. L. (2011). The observed sensitivity of high clouds to mean surface temperature anomalies in the tropics: TEMPERATURE SENSITIVITY OF HIGH CLOUDS. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *116*(D23), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2011JD016459

Zelinka, M. D., Klein, S. A., & Hartmann, D. L. (2012a). Computing and Partitioning Cloud Feedbacks Using Cloud Property Histograms. Part I: Cloud Radiative Kernels. *Journal of Climate*, *25*(11), 3715–3735. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00248.1

Zelinka, M. D., Klein, S. A., & Hartmann, D. L. (2012b). Computing and Partitioning Cloud Feedbacks Using Cloud Property Histograms. Part II: Attribution to Changes in Cloud Amount, Altitude, and Optical Depth. *Journal of Climate*, *25*(11), 3736–3754. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00249.1

Zelinka, M. D., Klein, S. A., Taylor, K. E., Andrews, T., Webb, M. J., Gregory, J. M., & Forster, P. M. (2013). Contributions of Different Cloud Types to Feedbacks and Rapid Adjustments in CMIP5*. *Journal of Climate*, *26*(14), 5007–5027. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00555.1

Zelinka, M. D., Zhou, C., & Klein, S. A. (2016). Insights from a refined decomposition of cloud feedbacks. *Geophysical Research Letters*, *43*(17), 9259–9269. https://doi.org/10.1002/2016GL069917

Zelinka, M. D., Myers, T. A., McCoy, D. T., Po-Chedley, S., Caldwell, P. M., Ceppi, P., et al. (2020). Causes of Higher Climate Sensitivity in CMIP6 Models. *Geophysical Research Letters*, *47*(1). https://doi.org/10.1029/2019GL085782

Evolution des propriétés des nuages opaques aux tropiques pendant le 21e siècle : impact de la dynamique atmosphérique, de la variabilité naturelle climatique et du forçage anthropique

Résumé — La plus grande incertitude sur les prédictions climatiques vient de notre mauvaise compréhension de la façon dont les nuages réagiront à un climat plus chaud. Un enregistrement à long terme des détections de nuages par des capteurs actifs, tels que des lidars, permettra de mesurer la distribution verticale des nuages, l'une des propriétés les plus sensibles au réchauffement climatique. Dans cette thèse, nous regardons le futur des nuages opaques aux Tropiques en convection à l'aide de deux modèles climatiques et son observation par lidar spatial. Nous explorons, dans un premier temps, les interactions entre propriétés des nuages opaques, a priori sensibles au changement climatique, et les propriétés dynamique et thermodynamique de l'atmosphère dans les tropiques, dérivées d'observations issues d'un lidar spatial (CALIPSO-GOCCP), de réanalyses (ERA5) et de 2 modèles climatiques (CESM1 et IPSL-CM6). Les deux modèles surestiment la couverture nuageuse moyenne opaque. IPSL-CM6 met les nuages hauts opaques trop haut (+2km), surtout en ascendance. CESM1 surestime la couverture nuageuse opaque intermédiaire et sous-estime les petites et grandes couvertures nuageuses opaques. Les deux modèles s'accordent sur le fait que les propriétés des nuages se comportent différemment à une vitesse du vent supérieure (forte subsidence) ou inférieure (faible subsidence et ascendance) à +20hPa/jour. Dans le climat futur, nous constatons que les changements prédits des propriétés des nuages peuvent être déterminés au niveau régional par des changements dynamiques ou thermodynamiques, en fonction de la relation entre l'altitude des nuages opaques et ω_{500} dans le modèle. Dans l'ensemble, la plupart des changements sont dus à des changements thermodynamiques dans la relation entre la propriété des nuages et la dynamique atmosphérique. Dans un second temps, nous étudions les tendances de ces propriétés des nuages opaques dans le futur et nous regardons comment les nuages opaques se comporteront lors d'événements climatiques tels que le phénomène El Niño. Nos résultats informeront les tentatives de contraindre l'évolution des nuages dans les prédictions des modèles de climat en les comparant aux observations.

Mots clés : Lidar, nuages, climat

Evolution of the opaque cloud properties in the tropics during the 21st century: impact of atmospheric dynamics, natural climatic variability and anthropogenic forcing

Abstract— The largest incertitude on climate predictions comes from our poor understanding of how clouds will react to a warmer climate. A long-term record of cloud detections by active sensors, such as lidars, will enable measuring the vertical distribution of clouds, one of the properties most sensitive to global warming. In this thesis, we look at the future of opaque clouds in the tropics in convection using two climate models and its observation by spatial lidar. We first explore the interactions between the properties of opaque clouds, a priori sensitive to climate change, and the dynamic and thermodynamic properties of the atmosphere in the tropics, derived from observations from a space lidar (CALIPSO-GOCCP), reanalyses (ERA5) and climate models (CESM1 and IPSL-CM6). IPSL-CM6 puts high opaque clouds too high (+2km), especially in ascendance. CESM1 overestimates the intermediate opaque cloud cover and underestimates small and large opaque cloud covers. Both models agree that cloud properties behave differently at wind speed above (strong subsidence) or below (weak subsidence and ascendance) 20hPa/day. In the future climate, we find that predicted changes of cloud properties can be regionally driven by dynamic or thermodynamic changes, depending on the relationship between opaque cloud altitude and ω_{500} in the model. Overall, most changes are due to thermodynamic changes in the relationship between cloud property and atmospheric dynamics. Secondly, we study the trends of these properties of opaque clouds in the future and we look at how opaque clouds will behave during climatic events such as the El Niño phenomenon. Our results will inform attempts to constrain cloud evolution in climate model predictions by comparing them to observations.

Keywords: lidar, clouds, climate