



HAL
open science

Étude de l'augmentation des précipitations extrêmes avec la température de surface des océans tropicaux : observations satellites et simulations haute résolution idéalisées

Victorien De Meyer

► **To cite this version:**

Victorien De Meyer. Étude de l'augmentation des précipitations extrêmes avec la température de surface des océans tropicaux : observations satellites et simulations haute résolution idéalisées. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2022. Français. NNT : 2022TOU30319 . tel-04155948

HAL Id: tel-04155948

<https://theses.hal.science/tel-04155948>

Submitted on 7 Jul 2023

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 (UT3 Paul Sabatier)*

Présentée et soutenue le 16/12/2022 par :

Victorien DE MEYER

**Étude de l'augmentation des précipitations extrêmes avec la
température de surface des océans tropicaux : observations satellites et
simulations haute résolution idéalisées**

JURY

FABIO D'ANDRÉA
JÉRÔME VIALARD
HÉLÈNE BROGNIEZ
CAROLINE MULLER
THÉO VISCHÉL
RÉMY ROCA

Directeur de recherche CNRS
Directeur de recherche IRD
Professeure d'université
Chargée de recherche CNRS
Maître de conférences
Directeur de recherche CNRS

Rapporteur
Rapporteur
Examinateur
Examinateur
Examinateur
Directeur de thèse

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Océan, Atmosphère, Climat

Unité de Recherche :

LEGOS (UMR 5566)

Directeur de Thèse :

Rémy ROCA

Rapporteurs :

Fabio D'ANDRÉA et Jérôme VIALARD

REMERCIEMENTS

Cette thèse est le fruit d'un travail de près de quatre années pendant lesquelles j'ai pu côtoyer de nombreuses personnes qui me sera difficile de toutes remercier.

Je voudrais tout d'abord commencer par remercier grandement mon directeur de thèse, Rémy ROCA, qui m'a fait confiance dans un premier temps pour mener à bien mon stage de fin d'études à ses côtés, mais surtout pour avoir accepté de prolonger l'aventure jusqu'en thèse. Nos nombreux échanges au cours de son encadrement m'ont été et me seront d'une grande aide pour la suite de ma carrière. Il a toujours été là pour me soutenir et me conseiller, autant dans les périodes calmes que dans les moments plus difficiles causés par la crise COVID ou le calendrier serré. Il m'a permis de vivre une expérience de doctorant parmi les meilleures qui soit, en me faisant prendre part aux échanges avec la communauté ou encore en me donnant l'opportunité de m'expatrier et de partager ma science à l'étranger.

Je souhaiterais également adresser mes remerciements à Thomas FIOLEAU, avec qui j'ai également collaboré pendant près de 4 ans, et qui a pu m'apporter ses précieux retours tout au long de mon parcours. Beaucoup des résultats de cette thèse ont été obtenus grâce à la qualité du travail qu'il a réalisé en amont, et sa disponibilité m'a permis d'exploiter au mieux les outils mis à ma disposition.

Je tiens à remercier particulièrement Caroline MULLER pour avoir accepté de m'accueillir à l'ISTA de Vienne pendant un séjour de trois mois. J'ai pu apprécier son expertise, sa disponibilité de même que sa volonté de bien m'intégrer dans ce nouvel environnement. Je la remercie également d'avoir accepté d'être examinatrice.

J'exprime ma gratitude à Jérôme VIALARD et Fabio D'ANDRÉA, qui ont bien voulu être rapporteurs de ma thèse.

Je souhaiterais également remercier Hélène BROGNIEZ, qui a accepté de faire partie de mon comité de thèse et d'être examinatrice. Je remercie également Jean-Pierre CHABOUREAU d'avoir pris part à mon comité de thèse. Je souhaiterais également remercier Théo VISCHEL d'avoir été examinateur.

Je souhaiterais adresser mes remerciements à Frédéric MARIN, directeur du LEGOS, pour m'avoir accueilli dans les locaux du laboratoire pour y effectuer mon doctorat, ainsi que Geneviève SOUCAIL, directrice de l'école doctorale SDU2E. De même, je voudrais remercier chaleureusement tout le personnel administratif qui m'a accompagné. Martine MÉNA, Brigitte COURNOU, Agathe BARITAUD, Adrien BRU, Aleksandra LAZIC ou encore Pascale DUMOULIN ont pu être à mon écoute et d'un soutien sans faille quand cela était nécessaire.

Au sein de l'équipe EMC2, j'ai eu la chance d'évoluer autour de personnes qui ont permis de faire de ma thèse une aventure marquante. Je pense à Robin, avec qui j'ai pu partager le bureau durant de nombreux mois et dont nos échanges de même que son expertise m'ont fait passer un cap dans de nombreux domaines. Jonathan et sa bonne humeur au quotidien, qui a su m'apporter son soutien en

franchissant les différentes étapes du parcours de thèse avec moi. Je pense également à Benoit et Alejandro avec qui les nombreux échanges ont été précieux tout au long de ma présence dans l'équipe.

Je voudrais également remercier mes collègues et amis de l'OMP et d'ailleurs qui étaient à mes côtés tout au long de mon parcours. Ils sont nombreux à avoir laissé une empreinte en faisant de mon expérience de doctorant une aventure agréable au quotidien. Je pense notamment à Ronan, Joëlle, Renaud, Lambert, Mathilde, Azusa, Anissa, Thibaut, Jérémy, Lia, David, Maria, Rômulo, Linh, Tanguy, Florian, Manon, Juliet, Sophie ou encore Julie. De même, les rencontres que j'ai pu faire à l'ISTA de Vienne resteront marquantes à mes yeux, avec Lorena, Tim, Andréa, Bidyut, Yi-Ling ou encore Bowen. Toutes ces personnes m'ont permis de passer quatre belles années, et je les en remercie profondément.

RÉSUMÉ

ÉTUDE DE L'AUGMENTATION DES PRÉCIPITATIONS EXTRÊMES AVEC LA TEMPÉRATURE DE SURFACE DES OCÉANS TROPICAUX : OBSERVATIONS SATELLITES ET SIMULATIONS HAUTE RÉOLUTION IDÉALISÉES

Le réchauffement climatique perturbe le cycle hydrologique dont certaines caractéristiques sont amenées à changer avec l'augmentation de la température globale. La capacité de l'atmosphère à contenir de la vapeur d'eau est dictée par la relation de Clausius-Clapeyron (CC), qui suggère une augmentation de 6~7 % de l'humidité spécifique par degré de réchauffement. Ce surplus d'humidité représente un réservoir supplémentaire permettant d'alimenter les événements précipitants. Des développements théoriques ont permis de relier l'intensité des précipitations extrêmes au contenu en humidité, dont l'augmentation devrait ainsi suivre le taux de CC. A des échelles accumulées, la quantification de la sensibilité des précipitations extrêmes tropicales à la température de surface est néanmoins incertaine, mais l'essor des mesures satellites permet de proposer une alternative cohérente aux réseaux peu denses d'observations in-situ des tropiques.

L'objectif de cette thèse est de quantifier la sensibilité des précipitations extrêmes tropicales à la température de surface aux échelles accumulées et de comprendre les processus à l'origine de cette sensibilité. L'attention est portée sur les océans tropicaux qui permettent de s'affranchir des processus complexes associés aux continents.

La sensibilité des précipitations extrêmes à la température de surface des océans tropicaux est quantifiée à l'échelle 1°/1-jour à l'aide d'un ensemble de produits satellites de précipitation et de SST. Un régime de température au sein duquel les précipitations extrêmes augmentent à un taux proche de CC est mis en évidence. Afin de consolider la compréhension de cette sensibilité à 1°/1-jour, le bilan d'énergie statique sèche est revisité mais ne permet de dégager une explication physique simple du taux d'augmentation. Une approche théorique alternative est proposée et fait intervenir la sensibilité de la fraction précipitante au sein du domaine dans la sensibilité des précipitations extrêmes. A l'aide de produits satellites de précipitation haute résolution, il est montré que le changement de la fraction précipitante au sein des points de grille 1°/1-jour pilote le changement des précipitations extrêmes. Dans le but de mieux comprendre les processus à l'origine de la relation entre la sensibilité de la fraction précipitante et des précipitations extrêmes pour lesquels les développements théoriques sont limités, deux pistes sont explorées. Dans un premier temps, des simulations idéalisées issues d'un modèle à convection profonde résolue sont utilisées. La réponse des précipitations extrêmes à un réchauffement dans ces simulations est supérieure au taux de CC et dépend de la résolution spatio-temporelle considérée. La fraction précipitante au sein des points de grille est particulièrement faible et son augmentation avec la température n'explique pas à elle seule l'augmentation des précipitations extrêmes. Dans un second temps, le rôle des systèmes convectifs de méso-échelle (MCS) dans la sensibilité des précipitations

extrêmes est étudiée à l'aide d'un algorithme de suivi de MCS appliqué à des observations satellites. La diminution de la vitesse moyenne de propagation des MCS associés aux points de grille avec une précipitation extrême de même que l'augmentation de leur surface maximum sont mises en évidence et peuvent permettre d'expliquer l'augmentation de la fraction précipitante. Il est également montré que la configuration idéalisée des simulations utilisées ne permet pas de représenter correctement la propagation des MCS et questionne leur pertinence pour étudier les processus associés à la sensibilité des précipitations extrêmes à la température. D'autres simulations plus réalistes pourraient permettre de représenter plus fidèlement l'organisation de la convection méso-échelle et ainsi d'explorer la contribution relative des termes issues des développements analytiques.

ABSTRACT

STUDY OF THE EXTREME PRECIPITATION INCREASE WITH TROPICAL SEA SURFACE TEMPERATURE: SATELLITE OBSERVATIONS AND HIGH-RESOLUTION IDEALIZED SIMULATIONS

Global warming disrupts the hydrological cycle, certain characteristics of which are likely to change with the increase in global temperature. The water holding capacity of the atmosphere is dictated by the Clausius-Clapeyron (CC) equation, which suggests an increase in specific humidity of about 6~7% per degree of warming. The excess in moisture represents an additional supply for storms. Theoretical developments have related the intensity of extreme precipitation to the moisture content of the atmosphere, which would then scale at the CC rate. Nevertheless, there are still uncertainties concerning the quantification of the scaling of tropical extreme precipitation with surface temperature at coarse-grained scales, but the development of satellite measurements makes it possible to propose a valuable alternative to the sparse networks of in-situ observations in the tropics.

The objective of this thesis is to quantify the scaling of tropical extreme precipitation with surface temperature at coarse-grained scales and to understand the processes behind the scaling. The focus is on the tropical oceans, which overcome the complex processes associated with land.

The scaling of extreme precipitation with tropical sea surface temperature (SST) is quantified at the daily $1^\circ \times 1^\circ$ scale using a set of precipitation and SST satellite products. A SST regime within which extreme precipitation increases at a rate close to CC rate is highlighted. In order to consolidate the understanding of the daily $1^\circ \times 1^\circ$ scaling, the dry static energy balance is revisited but does not allow to identify a simple physical explanation of the rate of increase. An alternative theoretical approach is proposed and involves the scaling of the precipitating fraction within the domain to explain the scaling of extreme precipitation. Using high-resolution satellite precipitation products, it is shown that the change in the precipitation fraction within the daily $1^\circ \times 1^\circ$ grid points drives the change in extreme precipitation. In order to better understand the processes at the origin of the relationship between the scaling of the precipitating fraction and extreme precipitation for which theoretical developments are limited, two avenues are explored. First, idealized simulations from a convection permitting model are used. The scaling of extreme precipitation with SST in these simulations is greater than the rate of CC and depends on the spatio-temporal resolution considered. The precipitating fraction within the grid points is particularly low and its increase with temperature alone does not explain the increase in extreme precipitation. On the other hand, the role of mesoscale convective systems (MCS) in the sensitivity of extreme precipitation is studied using an MCS tracking algorithm applied to satellite observations. The decrease in the MCS average propagation speed associated with grid points with extreme precipitation together with the increase of their maximum surface are highlighted and can help explain the increase of the precipitating fraction. It is also shown that the idealized setup of the simulations used does not

allow to correctly represent the propagation of MCS and questions their relevance to study the processes associated with the scaling of extreme precipitation. Other more realistic simulations could offer the possibility to more faithfully represent the organization of mesoscale convection and thus to explore the relative contribution of the terms resulting from theoretical developments.

TABLE DES MATIÈRES

1 Introduction	1
1.1 Réchauffement climatique et cycle de l'eau	1
1.2 Les précipitations extrêmes associées à un réchauffement	6
1.2.1 Définition des précipitations extrêmes	6
1.2.2 Scaling des précipitations extrêmes.....	7
1.2.3 Approche théorique du scaling des précipitations extrêmes	8
1.2.4 Observations et modélisations du scaling des précipitations extrêmes	11
1.3 Objectif et déroulé de la thèse	16
1.3.1 Objectif.....	16
1.3.2 Déroulé de la thèse.....	17
2 Scaling thermodynamique des précipitations extrêmes 1°/1-jour sur les océans tropicaux à l'aide d'observations satellites	19
2.1 Introduction	20
2.2 Data and method	21
2.2.1 Precipitation.....	21
2.2.2 Sea surface temperature.....	25
2.3 Method	26
2.3.1 Background on the theory.....	26
2.3.2 Methodological aspects.....	26
2.3.3 Sensitivity studies for robustness determination.....	27
2.4 Résultats	28
2.4.1 Simultaneous analysis	28
2.4.2 Lagged analysis	29
2.4.3 Sensitivity to the selection of the period.....	31
2.5 Summary and discussion	33
2.6 Complément à la publication	35
2.7 Conclusion du chapitre	38
3 Rôle de la fraction précipitante dans le scaling des précipitations extrêmes 1°/1 jour sur les océans tropicaux	41
3.1 Introduction	42
3.2 Data and method	43
3.2.1 Satellite precipitation datasets.....	43
3.2.2 Sea surface temperature.....	43
3.3 Implementation aspects	44

3.4 A new scaling for coarse grained extreme precipitation amount with surface temperature.....	45
3.4.1 Formulation.....	45
3.4.2 Sensitivity to the selection of the fine scale threshold.....	45
3.4.3 Sensitivity to the percentile	48
3.5 Summary and Discussion	49
3.6 Appendix: Scaling of extreme precipitation at coarse-grained scale from the dry static budget	51
3.7 Complément à la publication	53
3.8 Conclusion du chapitre	54
4 Sensibilité des précipitations extrêmes à la SST dans un modèle à convection profonde résolue	57
4.1 Introduction.....	57
4.2 Modèle et simulations	59
4.3 Précipitations extrêmes aux échelles accumulées dans les simulations idéalisées.....	60
4.3.1 Ordres de grandeur des précipitations à différentes échelles d'accumulation.....	60
4.3.2 Sensibilité des précipitations extrêmes à la SST à différentes échelles d'accumulation	63
4.4 Analyse des approches théoriques dans les simulations idéalisées.....	65
4.4.1 Décomposition des précipitations extrêmes aux échelles accumulées	65
4.4.2 Expression analytique des précipitations extrêmes aux échelles accumulées.....	69
4.5 Analyse multi-échelle de la sensibilité des termes issus des approches théoriques à la SST	71
4.5.1 Sensibilité des termes de la décomposition des précipitations extrêmes aux échelles accumulées à la SST.....	71
4.5.2 Sensibilité des termes issus du scaling des précipitations extrêmes aux échelles accumulées à la SST.....	75
4.6 Conclusion.....	79
5 Les systèmes convectifs et leur rôle dans la sensibilité des précipitations extrêmes à la SST.....	81
5.1 Introduction.....	81
5.1.1 Le rôle des MCS dans les précipitations tropicales.....	81
5.1.2 Les MCS dans les extrêmes de précipitations aux tropiques et le changement climatique	83
5.1.3 Définition des MCS.....	84
5.2 Les données de TOOCAN.....	88

5.2.1	Observations.....	88
5.2.2	L'algorithme TOOCAN	89
5.2.3	Les données du GEOring	92
5.2.4	Produit de niveau 2.....	93
5.2.5	Produit de niveau 3.....	93
5.3	Modèles	94
5.3.1	Introduction	94
5.3.2	Le modèle SAM en configuration RCE.....	94
5.4	Lien avec les données de précipitations.....	95
5.5	Analyse des relations entre précipitations extrêmes et MCS.....	96
5.5.1	Dans les observations satellites	96
5.5.2	Dans les simulations idéalisées	103
5.6	Conclusion.....	106
6	Conclusion	109
6.1	Synthèse des travaux	109
6.2	Conséquences pour le changement climatique	111
6.3	Perspectives	112
	Bibliographie.....	115

Introduction

1.1 Réchauffement climatique et cycle de l'eau

Au cours du XVIIIème siècle, les scientifiques ont identifié les facteurs naturels majeurs influençant le système climatique (changement de l'activité solaire, activité volcanique, cycles orbitaux, etc.). Le changement climatique anthropique, causé principalement par l'émission de dioxyde de carbone (CO_2) via la combustion d'énergies fossiles (pétrole, charbon, gaz naturel), a été identifié au cours du XXème siècle. Les autres facteurs d'origines anthropiques, tels que les aérosols atmosphériques, le changement d'utilisation des sols et les autres gaz à effet de serre que le CO_2 , ont été mis en lumière au cours des années 1970 (IPCC, 2021). Ces gaz à effet de serre ont pour effet de capturer une partie du rayonnement infrarouge sortant. Ce forçage radiatif agit sur le système climatique et induit un réchauffement de la surface de la Terre. Ce réchauffement n'augmente pas seulement la température de la surface et de l'atmosphère, il intensifie le cycle hydrologique en augmentant l'évaporation et donc le contenu en humidité de l'atmosphère.

L'énergie disponible pour l'évaporation est directement reliée à la réponse du bilan d'énergie de la surface au forçage radiatif (Allen & Ingram, 2002; Pendergrass, 2018; Trenberth, 1998, 1999; Trenberth et al., 2003). Le changement du bilan d'énergie global peut s'écrire ainsi :

$$L\Delta P \approx \Delta Q, \quad (1.1)$$

avec L la chaleur latente de vaporisation, P la précipitation et Q le refroidissement radiatif. Le réchauffement de la surface augmente le refroidissement radiatif à travers la réponse induite par la loi de Planck, mais la diminution du rayonnement infrarouge sortant causée par l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre compense une partie de l'augmentation du refroidissement radiatif. Les précipitations globales sont ainsi projetées à augmenter à un taux de 1~3 % par 1 K d'augmentation en température (Allen & Ingram, 2002; Held & Soden, 2006; Stephens & Ellis, 2008; Trenberth, 2011; Trenberth et al., 2003). La figure 1.1 schématise le bilan d'énergie de l'atmosphère et son changement dans un climat plus chaud.

Le taux moyen des précipitations globales est de 2.8 mm.j^{-1} . Le taux d'évaporation moyen à l'échelle globale vaut également environ 2.8 mm.j^{-1} , car il doit s'équilibrer avec celui des précipitations globales. L'évaporation est un processus continu qui a lieu autant sur les océans que sur les continents, quand bien même il est dépendant de l'humidité des sols sur ces derniers. A l'opposé, la pluie est un processus intermittent ; il pleut environ 5 à 10 % du temps en moyenne. Par conséquent, le taux de précipitation conditionnel global moyen (c-à-d le taux de précipitation pendant la fraction du temps où il pleut) est de 45 mm.j^{-1} , près de 16 fois supérieur au taux d'évaporation. Ce décalage souligne

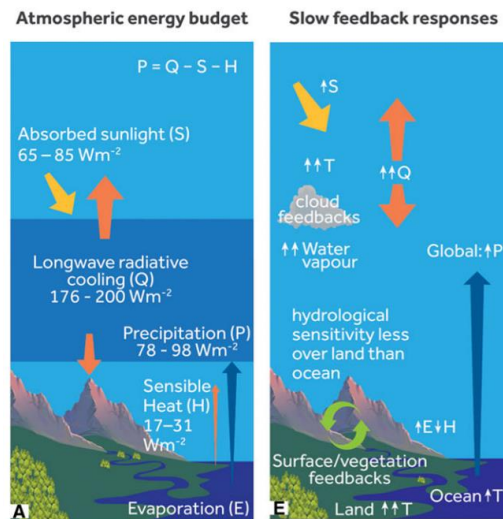


Figure 1.1 – (gauche) Représentation schématique du bilan d'énergie de l'atmosphère. (droite) Rétroaction à long terme du bilan d'énergie de l'atmosphère en réponse à une augmentation de la concentration en CO₂, associée à une augmentation de l'évaporation et des précipitations globales (Allan et al., 2020).

l'importance à la fois de la disponibilité et de l'emplacement des sources d'humidité, il ne peut pleuvoir s'il n'y a pas un approvisionnement suffisant en vapeur d'eau au cours de la vie du système précipitant car l'apport de l'humidité locale est trop faible. Les systèmes précipitants sont donc majoritairement alimentés par l'humidité déjà présente dans l'atmosphère (Trenberth, 1998). Par exemple, on estime que l'humidité des cyclones extratropicaux provient à 70 % de l'humidité présente dans l'atmosphère au moment du déclenchement du système, et 30 % de l'évaporation au cours du développement du cyclone. En revanche, les précipitations peu intenses peuvent être restituées par l'évaporation locale, ce qui n'est pas le cas des précipitations modérées et intenses. Dès lors, le temps de résidence de l'humidité dans l'atmosphère ainsi que sa disponibilité pour le système précipitant constituent des facteurs limitants à la fois pour le taux et le volume de précipitation issu du système (Trenberth, 1999). Une autre répercussion du déséquilibre entre les précipitations et l'évaporation est l'importance de l'advection d'humidité vers le système. Cette advection est pilotée par la circulation à l'échelle du système et la convergence au sein des basses couches associée (Trenberth, 1998, 1999). L'humidité locale et l'advection d'humidité supplémentaire déterminent donc à elles deux l'humidité totale disponible pour alimenter le système. En moyenne, les systèmes précipitants extraient l'humidité de régions 10 à 25 fois plus grandes que la surface précipitante, qu'importe le type de système (Trenberth, 2011).

Parallèlement, la capacité de l'atmosphère à contenir de la vapeur d'eau est gouvernée par la relation de Clausius-Clapeyron. Cette relation est issue de la première et seconde loi de la thermodynamique et lie la pression de vapeur saturante à la température :

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{Le_s}{R_v T^2}, \quad (1.2)$$

avec e_s la pression de vapeur saturante, R_v la constante spécifique du gaz vapeur d'eau, L la chaleur latente de vaporisation et T la température. En linéarisant l'équation autour de $T_0 = 300\text{ K}$ et en remplissant les différentes constantes par leur valeur, il vient :

$$\frac{e_s(T_0 + \delta T)}{e_s(T_0)} = e^{0.0587\delta T} = 1.06^{\delta T}. \quad (1.3)$$

L'humidité spécifique à saturation q_{sat} , correspondant à la masse de vapeur d'eau que peut contenir 1 kg d'air avant de saturer, peut s'écrire :

$$q_{sat} = 0.622 \frac{e_s}{p}, \quad (1.4)$$

avec p la pression atmosphérique. En considérant la pression à la surface, approximativement 10^5 Pa , la pression de vapeur saturante ne représente que 1 % de la pression actuelle. Ainsi, l'augmentation de l'humidité spécifique à saturation avec la température peut être considérée exponentielle avec une bonne approximation, et le taux d'augmentation est de $\sim 6\%$ par 1 K d'augmentation à 300 K ($\sim 7\%$ à 0°C). L'atmosphère a donc une plus grande capacité à contenir de la vapeur d'eau dans un climat plus chaud. Par ailleurs, l'humidité relative (RH), donnée par

$$RH = \frac{q}{q_{sat}} \quad (1.5)$$

avec q l'humidité spécifique (c-à-d la masse de vapeur d'eau dans 1 kg d'air). RH n'est pas amenée à changer beaucoup avec un réchauffement (Soden & Held, 2006). Assumer une humidité relative quasi constante dans un climat plus chaud revient à considérer que le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère (c-à-d q) va augmenter au taux de Clausius-Clapeyron (ou « taux de CC »).

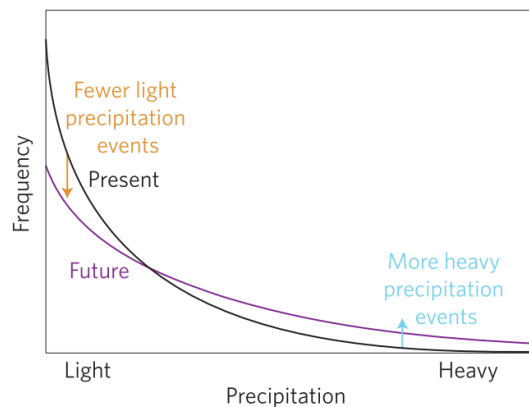


Figure 1.2 – Schéma illustrant le changement de la distribution des précipitations dans un climat plus chaud (Fischer & Knutti, 2016).

Localement, il n'y a donc pas de raison que l'intensité de la précipitation issue d'un système individuel alimenté par l'humidité disponible dans l'environnement augmente au taux d'augmentation des précipitations globales avec un réchauffement ($1\sim 3\% \cdot K^{-1}$). En conséquence, le taux de précipitation augmente plus fortement que le volume de précipitation globale. Cette disparité implique un changement

dans la fréquence et la durée des précipitations, car l'atmosphère a besoin de plus de temps pour se recharger en vapeur d'eau. La distribution des taux de précipitations est ainsi décalée dans un climat plus chaud : les événements précipitants faibles à modérés sont amenés à connaître une diminution dans leur intensité et/ou de leur fréquence, tandis que les précipitations intenses augmentent (figure 1.2). Dans une atmosphère réchauffée, « il pleut moins, mais plus fort » ; les risques de sécheresses (où il ne pleut pas) et d'inondations (où il pleut) sont donc tous deux augmentés, mais à des lieux et des moments différents (Trenberth, 2011; Trenberth et al., 2003).

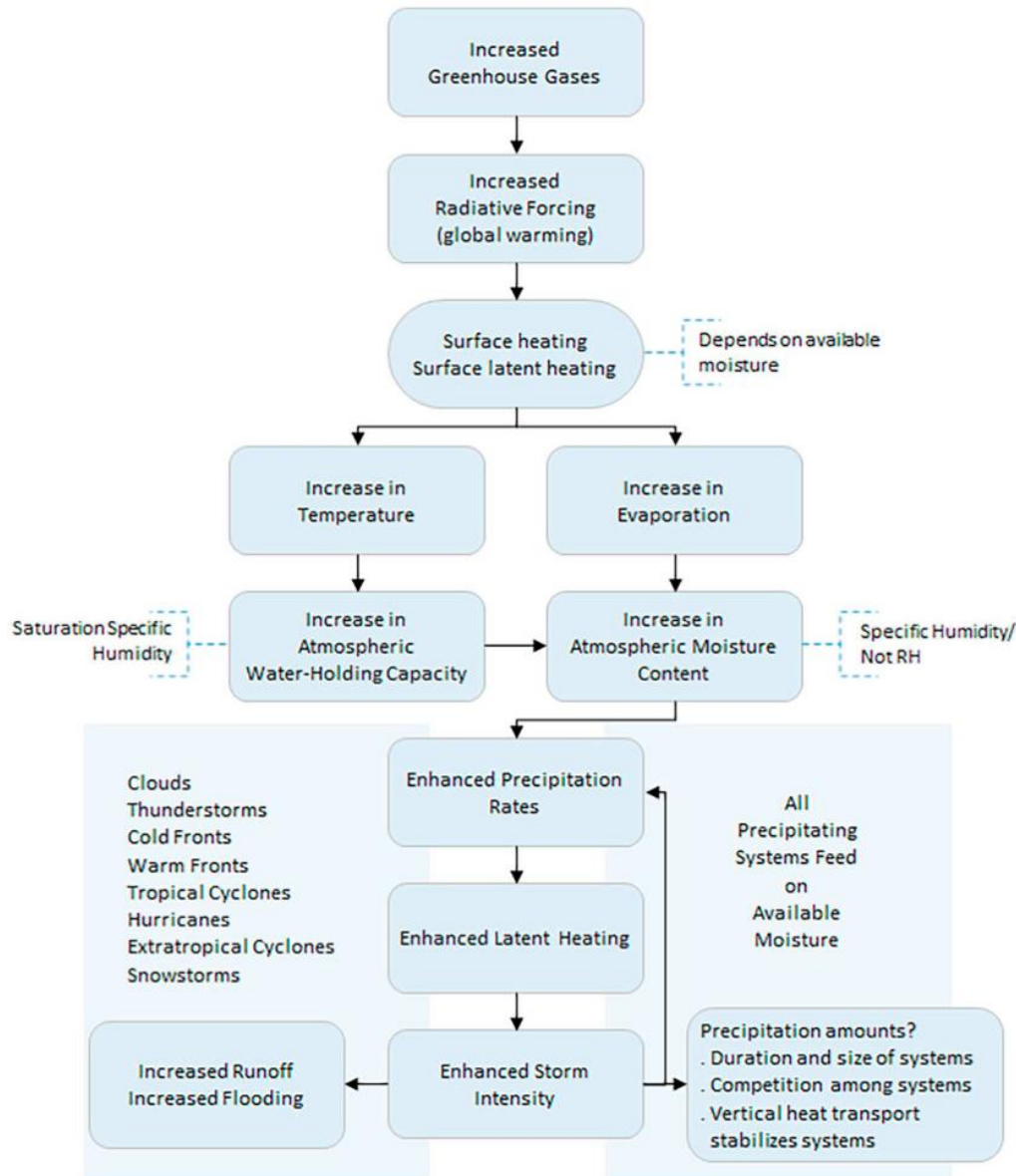


Figure 1.3 – Schéma de la séquence des processus impliqués dans le changement climatique et comment ils altèrent le contenu en humidité, l'évaporation et les taux de précipitation (Trenberth, 1999).

Les changements du cycle hydrologique et des précipitations associées dans un contexte d'augmentation de la concentration de gaz à effet de serre sont résumés dans la figure 1.3. La partie du haut concerne les facteurs impliqués dans l'augmentation du contenu en humidité de l'atmosphère et la partie du bas l'altération du taux de précipitation local qui peut en découler. Ces changements commencent à être détectés dans de longues séries temporelles d'observations (figure 1.4).

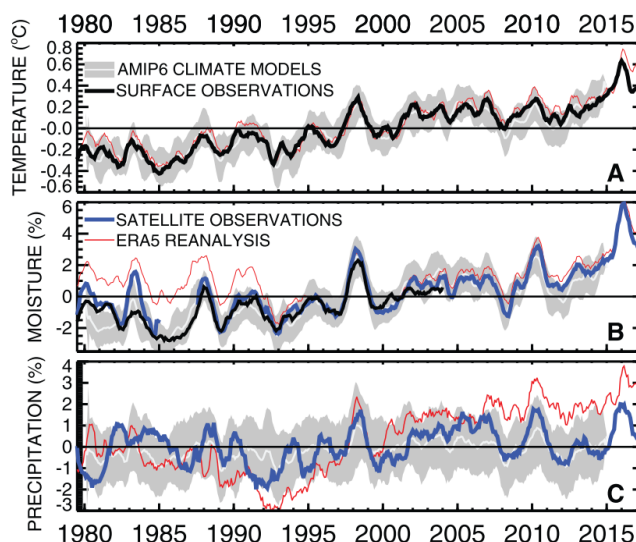


Figure 1.4 – (a) Changements moyens globaux observés et simulés de la température de l'air à la surface, (b) de la vapeur d'eau en surface et (c) de la précipitation (Allan et al., 2020).

En dehors des changements associés à la réaction de la thermodynamique de l'atmosphère avec un réchauffement, la dynamique de l'atmosphère peut jouer un rôle dans la réponse des précipitations. La variabilité naturelle de la circulation atmosphérique, liée à des phénomènes comme El Niño Southern Oscillation (ENSO) ou la Madden-Julian Oscillation (MJO), affectent les précipitations, et le réchauffement climatique peut impacter cette variabilité naturelle. Par exemple, une réponse de la précipitation à un réchauffement peut se matérialiser par la déviation de la trajectoire des systèmes précipitants, avec des conséquences sur l'activité des systèmes via l'alimentation en humidité. Le changement du cisaillement vertical de vent peut également impacter la genèse et l'organisation des systèmes précipitants à l'échelle régionale. Le surplus d'humidité, transporté sur la verticale dans les mouvements convectifs, augmente le relâchement de chaleur latente dans l'atmosphère et donc sa stabilité statique. La circulation générale grande échelle, comme la cellule de Hadley ou de Walker, est impactée et tend à s'affaiblir avec une augmentation de la température de surface (He & Soden, 2015).

Enfin, les aérosols compliquent d'autant plus la réponse des précipitations à un réchauffement. D'une part, certains bloquent le rayonnement solaire et agissent de fait sur le réchauffement de la surface (aérosols sulfatés). D'autre part, d'autres aérosols chauffent la couche d'atmosphère dans laquelle ils se trouvent par absorption des rayonnements (aérosols carbonés). Globalement, les aérosols ont un effet refroidissant sur l'atmosphère et inhibent l'intensification du cycle hydrologique, mais il existe de fortes variations de l'effet des aérosols sur les précipitations à l'échelle régionale (Allan et al., 2020). De plus,

les processus microphysiques associés aux précipitations sont impactés par les aérosols. L'efficacité des précipitations (définie comme le rapport entre la masse d'eau précipitée et la masse de vapeur d'eau pénétrant le système par sa base) est étroitement liée aux processus microphysiques, mais le rôle des aérosols dans l'intensité de la convection et des précipitations est encore mal compris (Varble, 2018). Le changement de l'efficacité des précipitations dans un climat plus chaud n'est pas clair.

1.2 Les précipitations extrêmes associées à un réchauffement

1.2.1 Définition des précipitations extrêmes

Les précipitations extrêmes correspondent aux précipitations dont le taux se situe dans la queue de la distribution des taux de précipitation. Elles font l'objet de nombreuses études, particulièrement dans le contexte du réchauffement climatique, notamment à cause de leur impact conséquent sur les sociétés et l'environnement. Une première étape importante associée à l'étude des extrêmes se situe dans la qualification de ce qui est considéré comme extrême et ce qui ne l'est pas. Il existe ainsi de multiples marqueurs d'extrêmes dans le cadre des précipitations, dont quelques-uns définis par la communauté scientifique dans une volonté de mutualiser leur utilisation (Zhang et al., 2011) sont présentés dans le tableau 1.1. Certains sont basés sur l'intensité des précipitations comme c'est le cas avec les centiles, qui correspondent aux valeurs des taux de précipitation permettant de diviser la distribution ordonnée (c-à-d dans l'ordre croissant) en multiples du centième selon le nombre de données. De cette façon, le 95^{ème} centile scinde la distribution des taux de précipitation avec les taux les 95 % les plus faibles d'un côté et les 5 % les plus forts de l'autre, et la médiane correspond au 50^{ème} centile. Les centiles seront les marqueurs des extrêmes utilisés dans cette thèse, et leur définition est étendue de sorte à ce qu'ils puissent être des nombres décimaux (par exemple, le 99.9^{ème} centile). D'autres marqueurs sont basés sur une analyse fréquentielle des événements supérieurs à un seuil, comme par exemple le marqueur R20,

ID	Indicator Name	Indicator Definitions	Units
RX1day	Max 1-day precipitation amount	Monthly maximum 1-day precipitation	mm
RX5day	Max 5-day precipitation amount	Monthly maximum consecutive 5-day precipitation	mm
SDII	Simple daily intensity index	The ratio of annual total precipitation to the number of wet days (≥ 1 mm)	mm/day
R10	Number of heavy precipitation days	Annual count when precipitation ≥ 10 mm	days
R20	Number of very heavy precipitation days	Annual count when precipitation ≥ 20 mm	days
CDD	Consecutive dry days	Maximum number of consecutive days when precipitation < 1 mm	days
CWD	Consecutive wet days	Maximum number of consecutive days when precipitation ≥ 1 mm	days
R95p	Very wet days	Annual total precipitation from days $>$ 95th percentile	mm
R99p	Extremely wet days	Annual total precipitation from days $>$ 99th percentile	mm
PRCPTOT	Annual total wet-day precipitation	Annual total precipitation from days ≥ 1 mm	mm

Tableau 1.1 – Les différents marqueurs d'extrêmes liés aux précipitations et recommandés par la communauté (Zhang et al., 2011).

correspondant au nombre de jours dans l'année avec un taux de précipitation supérieur à 20 mm.j^{-1} (tableau 1.1), mais ils ne seront pas utilisés dans cette thèse.

1.2.2 Scaling des précipitations extrêmes

Comme évoqué précédemment, les événements précipitants (particulièrement les événements intenses) dépendent fortement de la convergence d'humidité en basse couche (Trenberth, 1999). Si le contenu en humidité de l'atmosphère augmente conformément à la relation de CC dans un climat plus chaud, alors une relation d'échelle (ou « scaling ») peut être mise en place entre la température et le taux de précipitation de ces événements. Ce scaling est basé sur trois hypothèses qui sont approximativement valides à grande échelle. Premièrement, l'humidité relative reste constante avec le réchauffement climatique de sorte à ce que le contenu en humidité soit proportionnel avec la capacité de l'atmosphère à contenir de la vapeur d'eau. Ensuite, les événements extrêmes de précipitation sont principalement déterminés par le contenu en humidité déjà disponible dans l'atmosphère, et dont la quasi-totalité est consommée pour être condensée dans le cas des événements extrêmes. Enfin, la nature de la circulation atmosphérique, qui détermine les mouvements verticaux responsables de la formation des précipitations, ne change pas considérablement. Cette dernière hypothèse n'est cependant pas toujours valide (Lenderink & Van Meijgaard, 2008). Dans un contexte de réchauffement du climat, la première cause de l'augmentation des précipitations extrêmes est l'augmentation du contenu en humidité, un changement principalement relié à la thermodynamique de l'atmosphère. Ainsi, au premier ordre, le taux d'augmentation des précipitations extrêmes suit le taux d'augmentation du contenu en humidité de l'atmosphère, c'est-à-dire le taux de Clausius-Clapeyron (Breugem et al., 2020; Lenderink & Fowler, 2017; Lenderink & Van Meijgaard, 2008, 2010). Dans le cadre du scaling des précipitations extrêmes, la température de surface est considérée comme étant un substitut fiable de l'humidité (Lenderink & Fowler, 2017), mais la température du point de rosée représente une mesure plus immédiate de l'humidité disponible (Fowler et al., 2021; Lenderink & Fowler, 2017; Lenderink & Van Meijgaard, 2010).

Plusieurs facteurs et processus peuvent faire dévier le scaling des précipitations extrêmes du taux de CC. En dehors du facteur purement thermodynamique porté par la relation de CC, le changement en température peut également affecter d'autres quantités que l'humidité, telles que la circulation atmosphérique, l'efficacité des précipitations ou le gradient adiabatique humide de l'atmosphère, qui impacte le taux de condensation et donc l'intensité de la précipitation (Loriaux et al., 2013). À l'échelle locale, les trois hypothèses derrière le scaling ne sont pas nécessairement valides notamment à cause de l'influence croissante des facteurs cités ci-avant. Une approche théorique a cependant été développée permettant de séparer les contributions des différents facteurs dans le changement des précipitations extrêmes avec la température de surface à l'échelle de l'orage.

1.2.3 Approche théorique du scaling des précipitations extrêmes

Avec l'intérêt grandissant de l'étude des précipitations extrêmes et le développement de modèles conceptuels pour étudier leur sensibilité à la température au début du XXIème siècle (Allan & Soden, 2008; Allen & Ingram, 2002; Held & Soden, 2006; Trenberth, 1998, 1999; Trenberth et al., 2003), une première approche théorique, tirée des équations de la thermodynamique, a été développée en 2009 (O'Gorman & Schneider, 2009b, 2009a). Ce premier développement analytique part du postulat que le taux d'une précipitation extrême découle directement du taux de condensation d'une colonne atmosphérique saturée en humidité. En considérant que la condensation maintient à saturation ($RH = 100\%$) une parcelle d'air ascendante de sorte à ce que l'humidité spécifique q soit approximativement égale à q_{sat} (donc à humidité relative constante), si les sources d'humidité autres que la condensation sont négligées et que les effets diabatiques autres que le réchauffement par dégagement de chaleur latente sont négligés alors le taux de condensation c peut s'écrire

$$c \approx -\omega \left. \frac{dq_{sat}}{dp} \right|_{\theta^*}, \quad (1.6)$$

avec θ^* la température potentielle équivalente à saturation (la dérivée de q_{sat} est donc le long d'une adiabatique humide) et ω la vitesse verticale en coordonnées pression. Le scaling du taux de condensation diffère du taux de CC, car l'augmentation de $dq_{sat}/dp|_{\theta^*}$ (et donc du gradient adiabatique humide) avec un réchauffement est plus faible que celle de q_{sat} (O'Gorman & Schneider, 2009a). En considérant que le taux de précipitation à la surface est proportionnel au taux de condensation intégré sur la verticale, le taux de précipitation peut s'exprimer ainsi

$$P_{ext} = - \left\{ \omega_e \left. \frac{dq_{sat}}{dp} \right|_{\theta^*, T_e} \right\}, \quad (1.7)$$

avec T_e la température conditionnelle moyenne quand la précipitation extrême se déroule, ω_e la moyenne grande échelle de la vitesse verticale nette des systèmes précipitants (tel que P_{ext} est un taux de précipitation net plutôt que le taux de condensation intégré sur la colonne) et $\{ \}$ désigne l'intégrale massique de la surface à la tropopause. Sous certaines conditions, l'expression du taux de précipitation extrême peut être simplifiée de telle sorte à ce que le taux soit proportionnel à la convergence en humidité à la base de l'évènement précipitant, tel que suggéré par Trenberth (1999). Si la structure thermique de l'atmosphère à grande échelle est proche d'une adiabatique humide et si la structure verticale de la vitesse verticale ainsi que l'humidité spécifique à saturation à la tropopause sont négligées, alors l'équation 1.7 peut être directement intégrée sur la verticale. La résultante étant que le taux de précipitation extrême est ainsi directement relié à l'humidité spécifique de basse couche (multipliée par un terme de vitesse verticale). Le scaling de P_{ext} , considéré ainsi comme un scaling thermodynamique, peut donc obéir à la relation de CC. Assumer que le gradient vertical de température dans les tropiques est adiabatique humide est une hypothèse réaliste, mais il n'y a cependant pas de justification pour négliger la structure verticale de la vitesse verticale.

Dans les tropiques, l'humidité spécifique à saturation en surface augmente plus lentement avec la température que le contenu d'humidité sur la colonne qui peut lui dépasser le taux de CC, car l'augmentation en température est plus importante dans les hautes couches de la troposphère (O'Gorman & Muller, 2010; O'Gorman & Schneider, 2009b). Le scaling issu de l'équation 1.7 a pu être testé dans des modèles globaux et permet de capturer le comportement des précipitations extrêmes de même que déconvoluer les différentes contributions à l'origine de leur augmentation, comme par exemple le rôle de la vitesse verticale dans les incertitudes intermodèles au niveau des tropiques (O'Gorman & Schneider, 2009b, 2009a).

Muller et al. (2011) ont raffiné ce développement analytique en partant du bilan local d'énergie statique sèche. Deux hypothèses considérées comme valides dans les tropiques sont utilisées pour parvenir à leur scaling, à savoir de faibles gradients horizontaux de température et une atmosphère proche d'une adiabatique humide. Il vient ainsi

$$P_{ext} = \epsilon \int \rho w \left(-\frac{\partial q_{sat}}{\partial z} \right) dz, \quad (1.8)$$

avec $\rho(z)$ le profil de densité moyen, w la vitesse verticale à l'échelle convective et ϵ représente un terme d'efficacité de la précipitation. L'intégrale de l'équation 1.8 représente la condensation nette totale dans l'ascendance assumée saturée, incluant à la fois la condensation des mouvements ascendants et l'évaporation des condensats maintenant une adiabatique humide dans les subsidences. Le terme ϵ diffère du terme conventionnel d'efficacité de la précipitation, défini comme la fraction de la condensation totale atteignant la surface sous forme de précipitation. Ici, ϵ représente la fraction de la condensation nette (condensation – évaporation) dans une ascendance convective qui atteint la surface sous forme de précipitation, et vaut typiquement moins que 1 car certains condensats sont advectés en dehors en tant que nuages ou bien s'évaporent dans de l'air non saturé avant d'atteindre la surface. Contrairement à l'équation 1.7, l'équation 1.8 est valide à l'échelle locale et instantanée, c'est-à-dire qu'elle doit être évaluée à l'échelle de l'évènement extrême, et que w représente la vitesse verticale à l'échelle convective.

Néanmoins, l'équation a pu être testée à diverses résolutions spatiales et temporelles dans des simulations idéalisées (précipitation horaire et journalière de 2 à 24 km de résolution horizontale) et capturent remarquablement bien le changement des précipitations extrêmes sous un réchauffement, mais elle n'est pas nécessairement robuste dans des simulations plus réalistes ou dans les observations (Muller & Takayabu, 2020).

L'équation 1.8 peut être utilisée pour relier les changements des précipitations extrêmes à trois contributions distinctes ; une contribution thermodynamique associée à la vapeur d'eau (et donc à la relation de CC), une contribution dynamique associée au flux de masse vertical et une contribution microphysique associée à l'efficacité de la précipitation. Ainsi, le changement fractionnel de P_{ext} entre un climat chaud et un climat froid peut s'écrire

$$\frac{\delta P_{ext}}{P_{ext}} \approx \frac{\delta \left(\epsilon \int \rho w \left(-\frac{\partial q_{sat}}{\partial z} \right) dz \right)}{\epsilon \int \rho w \left(-\frac{\partial q_{sat}}{\partial z} \right) dz} \quad (1.9)$$

$$\approx \frac{\delta \epsilon}{\epsilon} + \frac{\int \delta(\rho w) \left(-\frac{\partial q_{sat}}{\partial z} \right) dz}{\int \rho w \left(-\frac{\partial q_{sat}}{\partial z} \right) dz} + \frac{\int \rho w \delta \left(-\frac{\partial q_{sat}}{\partial z} \right) dz}{\int \rho w \left(-\frac{\partial q_{sat}}{\partial z} \right) dz}, \quad (1.10)$$

avec les trois membres de droite de l'équation 1.10 correspondant respectivement à la contribution microphysique, la contribution dynamique et la contribution thermodynamique (Muller, 2013; Muller et al., 2011; Muller & Takayabu, 2020). Au premier ordre, l'augmentation des précipitations extrêmes avec la température est bien capturée par le terme thermodynamique (Abbott et al., 2020; Fildier et al., 2017; Muller et al., 2011; Muller & Takayabu, 2020; O'Gorman, 2015; O'Gorman et al., 2021; O'Gorman & Schneider, 2009b; Romps, 2011) qui est proche de l'augmentation de la vapeur d'eau des basses couches. Le terme dynamique joue un rôle secondaire dont le signe de la contribution varie selon les études et le terme microphysique est lui souvent négligée (Bao et al., 2017; Bao & Sherwood, 2019; Muller et al., 2011; Romps, 2011) quand bien même sa contribution peut être importante (Singh & O'Gorman, 2014). Le fait que les précipitations extrêmes suivent l'humidité des basses couches peut être compris en utilisant un scaling simplifié de 1.8 et en négligeant les contributions dynamique et microphysique (Muller, 2013). En considérant que le flux de masse ρw à 500 hPa est une valeur représentative de ρw :

$$\delta P_{ext} \approx \delta \left(\int \rho w \left(-\frac{\partial q_{sat}}{\partial z} \right) dz \right) \quad (1.11)$$

$$\approx \delta \left((\rho w)_{500hPa} \int -\frac{\partial q_{sat}}{\partial z} dz \right) \quad (1.12)$$

$$\approx (\rho w)_{500hPa} \delta(q_{sat}^{surf}), \quad (1.13)$$

et donc

$$\frac{\delta P_{ext}}{P_{ext}} \approx \frac{\delta(q_{sat}^{surf})}{q_{sat}^{surf}}, \quad (1.14)$$

avec q_{sat}^{surf} l'humidité spécifique à saturation en surface. Si les changements en humidité relative sont faibles, la contribution thermodynamique des précipitations extrêmes devrait suivre l'humidité des basses couches avec une augmentation autour de 6%-7%. K^{-1} dictée par la relation de CC, ce qui est le cas dans les études mentionnées ci-avant.

En conclusion, pour aller plus loin que les raisonnements conceptuels liant les précipitations extrêmes à la température, des approches théoriques ont été développées et affinées et permettent de relier physiquement le changement de l'intensité des précipitations extrêmes au taux de CC en plus de décomposer la réponse des précipitations extrêmes en trois contributions qui peuvent répondre différemment à un réchauffement. Néanmoins, des limites subsistent, notamment sur les échelles

auxquelles le scaling thermodynamique est applicable, de même que sa robustesse dans des configurations de modèles ou d'observations différentes.

1.2.4 Observations et modélisations du scaling des précipitations extrêmes

1.2.4.1 Deux types de scaling des précipitations extrêmes : dans le climat actuel et entre deux climats

L'inhabilité des modèles à circulation grande échelle à simuler explicitement les processus importants pour les précipitations extrêmes et le coût numérique important des simulations des modèles à convection profonde résolue sont deux limites qui ne permettent pas d'explorer directement la réponse des précipitations extrêmes associées à un climat plus chaud. L'attention est ainsi portée sur la relation précipitation-température, afin d'obtenir des projections plus robustes sur le devenir des précipitations extrêmes en exploitant les projections de température pour lesquelles la confiance est plus élevée. Néanmoins, les études observationnelles de cette relation ont été presque exclusivement établies en reliant les précipitations extrêmes aux variations de température au sein du climat actuel. Le scaling actuel (c-à-d au sein de la variabilité quotidienne du climat actuel) peut être impacté par des changements de régimes météorologiques avec la température qui ne sont pas pertinents pour le changement climatique. Le réchauffement climatique peut affecter plusieurs propriétés du climat telles que la stratification thermique, la circulation méso-échelle, la circulation synoptique, le taux de condensation, l'efficacité des précipitations ou encore la taille, la durée, la fréquence et la trajectoire des systèmes précipitants. Dans les tropiques, il est peu probable que le changement de stabilité atmosphérique, d'humidité relative et de circulation grande échelle dans les variations au sein du climat actuel soit le même qu'avec le changement climatique à long terme (Fowler et al., 2021). Le scaling actuel des précipitations extrêmes n'est donc pas nécessairement un outil directement exploitable pour estimer le changement des précipitations extrêmes dans un climat futur.

1.2.4.2 Dans les moyennes latitudes

Les études du scaling des précipitations extrêmes couvrent un large éventail de résolutions spatiales, temporelles et de conditions climatiques. Elles peuvent être catégorisées en deux types, d'un côté les études qui utilisent la température locale comme substitut de l'humidité, de l'autre les études considérant le changement de température global induit par le réchauffement climatique. Un comportement fréquemment observé dans les études de scaling des précipitations extrêmes avec la température locale est que celui-ci est sensible à la résolution temporelle des précipitations. Il est communément admis que le scaling est réduit quand la résolution temporelle diminue (Breugem et al., 2020; Fowler et al., 2021; Fowler et al., 2021; Wasko et al., 2015; Westra et al., 2014). Les précipitations journalières tendent à suivre le taux de CC (Fischer & Knutti, 2016; Hardwick Jones et al., 2010; O'Gorman, 2015; O'Gorman

& Schneider, 2009b; Utsumi et al., 2011; Wasko, et al., 2016; Westra et al., 2013) alors que les précipitations horaires sont souvent associées à des taux supérieurs à celui de CC (Berg et al., 2013; Fowler et al., 2021; Fowler et al., 2021; Hardwick Jones et al., 2010; Lenderink et al., 2011, 2017; Lenderink & Van Meijgaard, 2008, 2010; Panthou et al., 2014; Westra et al., 2014). Le scaling moins prononcé aux échelles journalières suggère que la précipitation ne dépend pas que du réservoir d'humidité locale mais aussi de l'advection d'humidité de structures synoptiques (Panthou et al., 2014). Il suggère également que les processus concernés à l'échelle journalière sont plus complexes que ceux à l'échelle horaire (Lenderink & Van Meijgaard, 2008). Initialement, le scaling supérieur au taux de CC a été observé aux Pays-Bas par Lenderink & Van Meijgaard (2008), où les précipitations extrêmes journalières et horaires augmentent au taux de CC jusqu'à 12°C puis au double de CC jusqu'à 22°C. La cause du scaling « super-CC » (c-à-d supérieur au taux de CC) a été attribuée à une rétroaction dynamique induite par l'excès de relâchement de chaleur latente dans les ascendances, renforçant la convection. Depuis, ce comportement a pu être mis en avant dans de nombreuses études observationnelles dans les moyennes latitudes (Berg et al., 2013; Lenderink et al., 2017; Martinkova & Kysely, 2020), dont les résultats sont résumés dans le tableau 1.2, ainsi que dans des études utilisant des modèles à convection non paramétrisée (Fowler et al., 2021; Lenderink et al., 2021; Prein et al., 2017). Il a en revanche été montré récemment qu'en utilisant la température au niveau de la base du nuage et non de la surface comme substitut de l'humidité, les précipitations extrêmes à des échelles plus fines que l'échelle horaire augmentaient au taux de CC en Europe (Vergara-Temprado et al., 2021).

Localization	Type/Season	Temperature	Precipitation	Percentile	below THR	THR	above THR
De Bilt, the Netherlands [32]	-	T daily	1-h	99%, 99.9%	≈7%	12 °C	≈14%
		T daily	1-h max	99%, 99.9%	≈7%	12 °C	≈14%
Four sites in W Europe [65]	-	Tdew	1-h	90%, 99%, 99.9%	≈7%	10 °C	≈14%, ≈17%, ≈17%
		T daily	1-h	99%, 99.9%	≈7%	10 °C	≈14%
Germany [33]	conv. total	T daily	1-h	75%, 99%	≈7%	10 °C	above 7%
		T daily	1-h	75%, 99%	≈7%	12 °C	above 7%
the Netherlands [39]	conv.	Tdew	1-h max	above 50%		14%	
Vienna, Austria [53]	-	T hourly	1-h	90%,95%,99%	below 7%	12 °C	≈14%
		T hourly 700–500 hPa	1-h	90%,95%	below 7%	-10 °C	above 7%
		T hourly 700–500 hPa	1-h	99%		7% for the whole range	
Romania [66]	-	T daily	1-h	99%,	≈7%	10 °C	≈14%
		T daily	1-h	99.9%	≈14%	10 °C	≈14%
United Kingdom [67]	spring summer	T daily	1-h	99%	below 7%	10 °C	above 7%
		T daily	1-h	99%	below 7%	15 °C	above 7%
Sicily [63,68]	wet dry	T daily	30 min, 60 min	99%	below 7%	10–15 °C	above 7%
		T daily	30 min, 60 min	99%	below 7%	10–15 °C	above 7%

Tableau 1.2 – Estimation du scaling des précipitations extrêmes à différentes régions des moyennes latitudes et le seuil de température (THR) à partir duquel le scaling dépasse le taux de CC (Martinkova & Kysely, 2020).

En dehors du relâchement de chaleur latente revigorant les mouvements verticaux au sein de l'orage, d'autres facteurs peuvent expliquer les différences de scaling entre les précipitations à une échelle plus accumulée (souvent proches de taux de CC) et les précipitations à plus fine échelle (souvent super-CC).

Les changements de température peuvent coïncider avec des changements dans la proportion des types de précipitation. Aux basses températures, les précipitations issues de structures grande échelle (fronts, cyclones) sont prédominantes, tandis qu'aux températures plus élevées, les précipitations sont plus fréquemment associées à des processus convectifs locaux. Les précipitations grande échelle sont typiquement limitées par la capacité de l'atmosphère à contenir de l'humidité (relation de CC), alors que les précipitations à plus petite échelle sont limitées par la disponibilité en humidité pour le système précipitant, qui peut être fournie en excès (par rapport à la relation de CC) via la convergence alimentée par les conditions grande échelle ou les mouvements méso-échelle (Berg et al., 2013; Breugem et al., 2020; Fowler et al., 2021). Ensuite, les changements dans la dynamique petite échelle du nuage, de sa taille ou encore de la microphysique de la précipitation peuvent influencer la production de précipitation (Attema et al., 2014; Lenderink & Van Meijgaard, 2008). Par exemple, Singh & O'Gorman (2014) ont montré que la vitesse de chute des hydrométéores est déterminante dans l'intensité des précipitations convectives. Enfin, les changements liés à la structure thermique verticale de l'atmosphère ou encore à l'instabilité jouent un rôle, une température de surface plus élevée augmente l'instabilité et revigore la convection (Lenderink & Van Meijgaard, 2010; Westra et al., 2014). Quand bien même l'intensité des précipitations convectives est renforcée, cela peut se faire au dépend de la taille et/ou de la durée du système précipitant (Wasko, et al., 2016), de sorte à ce que l'intensité et le volume total de précipitation au-dessus d'un point ne coïncident pas en terme de taux de changement. En général, les systèmes avec une dynamique convective renforcée utilisent l'humidité de régions plus étendues, et sont ainsi plus gros (Fowler et al., 2021).

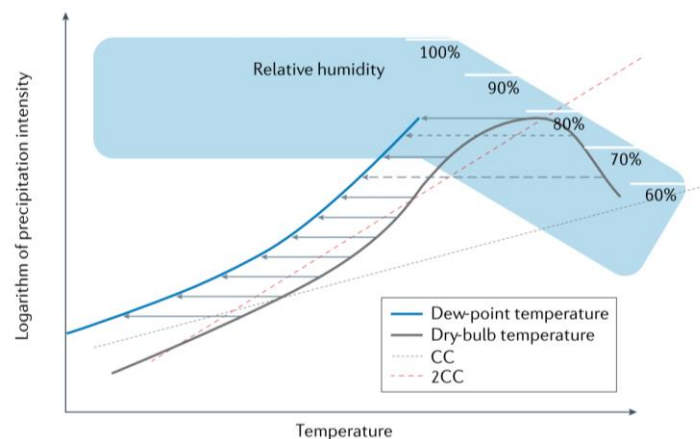


Figure 1.5 – Influence de l'utilisation de la température du point de rosée au lieu de la température sèche sur le scaling des précipitations extrêmes. Quand l'humidité relative baisse dans les températures élevées, la température du point de rosée baisse plus fortement que la température sèche de sorte à ce que la baisse du taux des précipitations extrêmes disparaît (Fowler et al., 2021).

À partir d'un certain seuil en température, le scaling des précipitations extrêmes est souvent nul voir négatif (Barbero et al., 2018; Drobinski et al., 2016; Sharma & Mujumdar, 2019; Wang et al., 2017; Westra et al., 2014). Cette baisse de l'intensité des précipitations à partir d'une certaine température

s'explique par les conditions plus sèches nécessaires afin d'atteindre ces températures élevées. Typiquement, des conditions anticycloniques, de haute pression avec une subsidence grande échelle et de faible humidité relative. Utiliser la température du point de rosée (température à laquelle l'air devient saturé en vapeur d'eau à pression constante) permet de s'affranchir de l'artefact causé par la limitation en humidité relative (figure 1.5) (Fowler et al., 2021; Roderick et al., 2019; Visser et al., 2020).

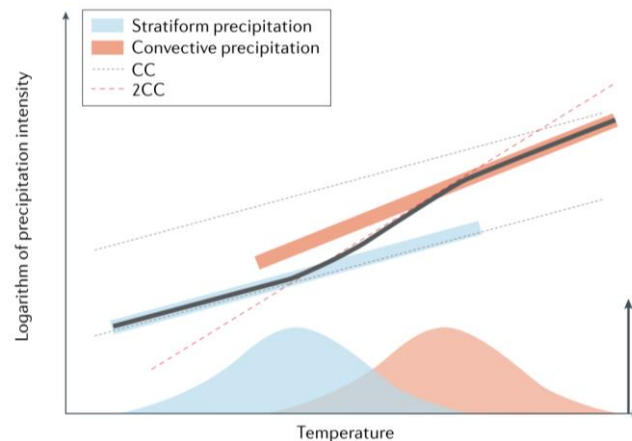


Figure 1.6 – Influence du type de précipitation sur le scaling des précipitations extrêmes horaires. Les distributions des occurrences du type de précipitation en fonction de la température sont présentées sur l'axe des abscisses. La transition d'un régime de précipitation à un autre implique un taux de scaling supérieur à CC entre les deux distributions.

La réponse des précipitations extrêmes dans les moyennes latitudes dépend ainsi de plusieurs paramètres dont le plus évident est la sensibilité à l'échelle temporelle. Le scaling des précipitations journalières avec la température est ainsi quasi-systématiquement proche du taux de CC, tandis que le scaling des précipitations horaires est souvent supérieur au taux de CC. Cette disparité peut notamment être attribuée à la modification du type de précipitation prédominant selon la température. La transition d'une prépondérance de précipitations stratiformes grande échelle vers des précipitations convectives, dont l'intensité est plus forte, peut donner un scaling super-CC quand bien même individuellement les précipitations stratiformes et convectives peuvent avoir un scaling plus faible (figure 1.6). Ces deux types de précipitation ont des échelles spatiales et temporelles différentes, les précipitations stratiformes sont prédominantes à échelle agrégée, typiquement journalière, et les précipitations convectives à échelle locale, typiquement horaire. La distinction des précipitations selon leur type a permis de mettre en évidence que l'intensité des précipitations stratiformes augmente à un taux proche de CC et l'intensité des précipitations convectives peut augmenter au-delà du taux de CC (Martinkova & Kysely, 2020), ce qui permet de mettre en lumière le scaling souvent proche du taux de CC des précipitations journalières dans les moyennes latitudes.

1.2.4.3 Dans les tropiques

Dans les tropiques, les précipitations ne sont pas pilotées par les mêmes processus que dans les moyennes latitudes. Elles sont essentiellement issues de systèmes convectifs, là où les précipitations des moyennes latitudes sont plus souvent liées à des systèmes synoptiques. Plus de 50 % des précipitations tropicales sont associées à des systèmes convectifs de méso-échelle (Nesbitt et al., 2006; Roca et al., 2014) qui sont également de gros pourvoyeurs d'extrêmes (Roca & Fiolleau, 2020). La réponse des précipitations extrêmes à une augmentation de la température est beaucoup plus incertaine dans les tropiques. Les modèles globaux à convection paramétrisée montrent une grande variété de scaling des précipitations extrêmes tropicales, qui peut être attribuée à leur inaptitude à simuler correctement les phénomènes convectifs petite échelle inhérents aux tropiques (Fischer & Knutti, 2016; O'Gorman, 2015; O'Gorman & Schneider, 2009b, 2009a; Pfahl et al., 2017). Il est communément admis que les modèles globaux ne sont pas adaptés pour étudier les extrêmes de précipitation dans les tropiques (Slingo et al., 2022; Westra et al., 2014). Les systèmes frontaux de grande échelle typiques des moyennes latitudes sont eux mieux résolus par les modèles globaux (Muller & Takayabu, 2020). L'atmosphère tropicale peut être étudiée à l'aide de simulations idéalisés dans des modèles à convection profonde résolue (voir chapitre 4). Dans ces simulations, le scaling des précipitations extrêmes tropicales suit le taux de CC à différentes échelles spatiales et temporelles lorsque le climat a atteint un nouvel état d'équilibre après une augmentation uniforme de la température de surface (Abbott et al., 2020; Fildier et al., 2017; Muller et al., 2011; O'Gorman, 2015; Romps, 2011). Les réseaux d'observation in-situ dans les tropiques sont peu denses en comparaison de ceux des moyennes latitudes. Les études observationnelles des précipitations extrêmes tropicales obtiennent des résultats différents les unes des autres, certaines d'entre elles affichent des scaling proches de zéro voir négatifs (Hardwick Jones et al., 2010; Maeda et al., 2012; Roderick et al., 2019; Sharma & Mujumdar, 2019; Traxl et al., 2021; Utsumi et al., 2011; Wasko, et al., 2016), d'autres proches de CC (Roca, 2019; Visser et al., 2020) et d'autres super-CC (Ali et al., 2021; Moustakis et al., 2020; O'Gorman, 2015). L'origine de ces disparités peut être multiple. Bao et al. (2017) ont mis en avant l'impact causé par le refroidissement local dû à l'occurrence de la précipitation, la température de surface associée à l'évènement précipitant n'est donc pas représentative des conditions de l'environnement thermodynamique et tend à rendre le scaling négatif dans les tropiques, ils suggèrent donc d'utiliser la température de la veille ou l'avant-veille pour que celle-ci soit un substitut adéquat de l'humidité des basses couches. Ali et al. (2018) ont montré qu'en retirant la saisonnalité des données de température, le scaling des précipitations extrêmes tropicales était proche du taux de CC, et négatif autrement. Wasko et al. (2015) suggèrent qu'en conditionnant l'intensité de la précipitation sur la durée de l'évènement, le scaling est proche de CC dans les régions tropicales, et négatif autrement.

En résumé, la quantification de la réponse des précipitations extrêmes à un réchauffement dans les tropiques souffre encore de nombreuses incertitudes. La cause de ces incertitudes se situe principalement dans le manque de comparabilité entre les différentes études de scaling. Les marqueurs d'extrêmes ne

sont pas les mêmes d'une étude à l'autre. Les méthodes diffèrent aussi ; méthode par regroupement selon des intervalles de température (voir chapitre 2), théorie des valeurs extrêmes, régression quantile, etc. Certaines études utilisent la température du point de rosée, d'autres la température de surface avant la précipitation, la température à la base du nuage, la température globale, etc. Le scaling est parfois calculé en agrégeant spatialement les données de précipitation et de température indépendamment des régions échantillonnées (voir chapitre 2), et d'autres fois point à point sur toute une région (ou tout le globe), de sorte à pouvoir faire une carte régionale (ou globale) de scaling locaux. Dans ce dernier cas, la dynamique de la circulation atmosphérique peut impacter les différentes régions et ne permet pas de conclure sur la relation purement thermodynamique entre la température, la convection profonde et les précipitations extrêmes. Les jeux de donnée utilisés sont variés, certaines études utilisent les données issues des pluviomètres d'une seule ville ou d'une région, d'autres utilisent des réanalyses, des modèles globaux ou régionaux avec des simulations réalistes ou idéalisées, des données satellites, des données radar, etc. Les résolutions spatiales et temporelles peuvent aussi avoir une influence sur les résultats. Également, le scaling calculé entre deux climats (typiquement dans les études de modèle ou sur de longues séries temporelles d'observation) et calculé au sein des variations de température au sein du climat actuel n'ont à priori pas de raison physique d'être similaires (voir section 6.2 pour une discussion approfondie).

1.3 Objectif et déroulé de la thèse

1.3.1 Objectif

La relation liant les précipitations extrêmes et la température de surface dans les tropiques est confuse, le manque d'observation in-situ ne permet pas de dégager un consensus sur le scaling et l'incapacité des modèles globaux à simuler convenablement les processus convectifs inhérents aux tropiques restreint leur utilisation. Par ailleurs, un large nombre de produits de précipitation issus d'observations satellites a émergé au cours des dix dernières années permettant d'obtenir des champs continus d'estimation des précipitations dans la ceinture tropicale (Roca et al., 2019). Peu d'études ont tiré profit des observations satellites pour étudier le scaling des précipitations extrêmes dans les tropiques jusqu'à présent, quand bien même les produits satellites sont considérés comme une alternative cohérente aux données in-situ pour mener ce type d'études (Alexander et al., 2020; Bador et al., 2020; Roca, 2019; Wasko et al., 2016).

L'objectif de cette thèse est donc d'étudier la sensibilité des précipitations extrêmes à la température de surface des océans tropicaux à l'aide d'observations satellites et de simulations haute résolution idéalisées.

Les océans représentent un cas simplifié de la relation thermodynamique qui lie les précipitations extrêmes et la température de surface, l'absence de topographie permet de s'affranchir des interactions complexes entre la surface et les précipitations que l'on peut retrouver sur les continents et des limitations

en humidité relative des zones sèches. De plus, les simulations idéalisées à l'équilibre radiatif convectif (voir chapitre 4) sont proches de l'atmosphère tropicale et ne disposent pas de continent. Le parallèle entre les observations et les simulations est ainsi simplifié et la réponse des précipitations extrêmes à un réchauffement climatique peut ainsi être explorée à l'aide de ces simulations.

Les produits satellites de précipitation issus du développement récent de la base de données FROGS (Roca et al., 2019) sont utilisés au cours de cette thèse. Ils sont à l'échelle spatiale $1^\circ \times 1^\circ$ et temporelle 1 jour. Cette échelle est cohérente avec celle la convection dans les tropiques où la contribution aux précipitations des systèmes convectifs de méso-échelle est forte et est adaptée pour le scaling des précipitations extrêmes (Roca, 2019; Roca et al., 2014; Roca & Fiolleau, 2020; Wasko et al., 2016).

1.3.2 Déroulé de la thèse

Ce manuscrit est organisé selon le plan suivant :

- Le **Chapitre 2** s'articule autour de l'estimation du scaling des précipitations extrêmes $1^\circ/1$ -jour avec la température de surface des océans (ou SST) tropicaux à l'aide d'observations satellites. Trois régimes d'évolution du taux de précipitation correspondant au 99.9^{ème} centile en fonction de la SST sont identifiés. Parmi eux, un régime montre une augmentation de l'intensité des précipitations extrêmes avec la SST proche du taux de CC, et ce pour les sept produits satellites de précipitation utilisés. Ce régime correspond à un intervalle de SST compris entre 300 K et 302.5 K, au sein duquel près de 60 % du volume des précipitations tropicales océaniques tombent. Les résultats ne sont pas sensibles au produit de SST utilisé, au centile considéré ni à la longueur du jeu de données. Aussi, il est mis en avant la nécessité d'implémenter un délai de deux jours entre la SST et la précipitation afin de s'affranchir de l'effet refroidissant causée par l'occurrence de la précipitation extrême.
- Afin d'explorer plus en détail les mécanismes à l'origine de l'augmentation des précipitations extrêmes au taux de CC, le **Chapitre 3** revisite les hypothèses utilisées dans les développements analytiques du scaling dans l'objectif d'étendre leur validité à des échelles accumulées (typiquement $1^\circ/1$ -jour). Ce nouveau développement ne permet pas de dégager une explication analytique simple du taux d'augmentation des précipitations extrêmes, une approche théorique alternative est donc proposée et décompose les précipitations en trois termes. Des produits satellites de précipitation haute résolution ont mis en évidence le rôle prépondérant du terme relié à la fraction précipitante dans l'augmentation des précipitations extrêmes $1^\circ/1$ -jour. Ces résultats sont également robustes à la sélection du produit de précipitation et du centile.
- Pour mieux comprendre le rôle de la fraction précipitante dans les extrêmes de précipitation aux échelles accumulées, une première piste est explorée dans le **Chapitre 4** et repose sur l'utilisation de simulations idéalisées issues d'un modèle à convection profonde résolue. Dans un premier temps, la faible intensité des précipitations extrêmes et des fractions précipitantes aux échelles accumulées a été mis en évidence. Le taux de scaling tend vers des valeurs supérieures à CC pour les différentes échelles d'accumulation considérées, et la fraction précipitante ne pilote pas à elle seule cette

augmentation. L'augmentation de l'intensité des cellules précipitantes contribue également à l'augmentation des précipitations extrêmes accumulées, et est associée à un renforcement du profil de vitesse verticale au sein des points de grille.

- Une seconde piste est explorée dans le **Chapitre 5** avec l'objectif d'étudier les mécanismes associés au scaling des précipitations extrêmes sur les océans tropicaux via la contribution des systèmes convectifs de méso-échelle (ou MCS). L'algorithme de suivi des MCS TOOCAN appliqué à l'imagerie infrarouge de satellites géostationnaires est utilisé et permet de mettre en évidence l'augmentation de la nébulosité froide des points de grille extrêmes avec la SST. Par ailleurs, la vitesse moyenne des MCS associés aux précipitations extrêmes diminue avec une SST plus chaude et suggère un temps de résidence plus élevé dans les points de grille avec une précipitation extrême, et par extension une fraction précipitante plus élevée. De plus, une occurrence plus élevée de MCS avec une longue durée de vie a été mise en avant quand la SST augmente. Appliqué aux simulations idéalisées, TOOCAN a permis de démontrer que la propagation des systèmes convectifs au sein du domaine était particulièrement faible, soulignant les limites de la configuration idéalisée et questionnant la pertinence des simulations pour étudier le scaling entre deux climats et les processus associés.
- Enfin, le **Chapitre 6** conclut le manuscrit avec un résumé des travaux entrepris ainsi qu'une discussion sur les conséquences de ces résultats pour le réchauffement climatique. Des perspectives à ce travail de thèse sont ensuite proposées.

Scaling thermodynamique des précipitations extrêmes 1°/1-jour sur les océans tropicaux à l'aide d'observations satellites

L'augmentation de la concentration de gaz à effet de serre impacte les échanges d'énergie et d'eau au sein du système climatique. La relation de Clausius-Clapeyron (CC) stipule que le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère augmente au taux de 6~7 % par degré de réchauffement avec des conséquences fortes sur les précipitations extrêmes.

Des simulations idéalisées des océans tropicaux issues de modèle à convection profonde résolue montrent des réponses différentes des précipitations extrêmes à un réchauffement. Les études observationnelles sur les continents obtiennent également des résultats contrastés sur la sensibilité des précipitations extrêmes à la température. Sur les océans, l'absence de données in-situ de précipitation complique l'estimation du scaling des précipitations extrêmes.

L'objectif de ce chapitre est de quantifier le scaling des précipitations extrêmes avec la température de surface des océans (SST) tropicaux en tirant profit des champs continus d'observations satellites sur les océans.

Pour cela, plusieurs produits satellites de précipitation de résolution 1°x1° journalière et issus d'une base de données commune seront utilisés. La validation des produits satellites de précipitations sur les océans est compliquée par le manque de données de référence et l'utilisation de nombreux produits satellites permettra d'explorer la robustesse du scaling des précipitations extrêmes. En complément, plusieurs produits satellites de SST permettront de tester la sensibilité des résultats à l'instrumentation utilisée pour estimer la SST sous des conditions de précipitation extrême. Les observations de précipitation seront regroupées selon la SST correspondante lors de leur occurrence dans des intervalles de SST de 0.5 K. L'évolution du 99.9^{ème} centile de la distribution des précipitations en fonction de la SST sera ensuite calculée pour quantifier la sensibilité des précipitations extrêmes à la SST tropicale.

L'implémentation d'un délai dans la comparaison entre les données de précipitations et de SST sera testée afin de tester l'influence des précipitations extrêmes sur les estimations de la SST et les conséquences associées sur la quantification du scaling. De plus, la sensibilité des résultats à la longueur des jeux de données sera testée pour estimer l'impact du nombre d'observations sur les extrêmes de la distribution des précipitations et leur sensibilité à la SST.

Le travail présenté ci-dessous a fait l'objet d'une publication dans Journal of the Meteorological Society of Japan :

De Meyer, V., and R. Roca, 2021: **Thermodynamic scaling of extreme daily precipitation over the tropical ocean from satellite observations.** *J. Meteor. Soc. Japan*, 99, 423–436, doi:10.2151/jmsj.2021-020

2.1 Introduction

The exchanges between energy and water within the Earth system are related to the major feedback processes responsible for the fate of the Earth's climate under increasing greenhouse gas concentrations (Stephens et al., 2020). The second principle of thermodynamic and the Clausius–Clapeyron relation indicate that water vapor in the atmosphere increases at a rate of 6~7 % with each increasing degree warming, which is at the heart of the strongly positive water vapor feedback. The increased loading of water vapor in the atmosphere has a strong impact on both the mean precipitation (Stephens & Ellis, 2008) and distribution of its extreme (Trenberth, 1999).

The theory of extreme precipitation dependence on surface temperature has indeed matured significantly over the last decade, and currently, a physical framework is well established (Fischer & Knutti, 2016; O’Gorman, 2015; O’Gorman & Schneider, 2009b). However, cloud-resolving model-idealized simulations over the tropical oceans exhibit diverging sensitivities (Muller & Takayabu, 2020). Land-based studies using conventional precipitation observations over the tropical land also obtained contrasting results (Westra et al., 2014). Nevertheless, recent investigations using satellite observations have identified robust extreme precipitation regimes, which is in agreement with the theoretical expectations from thermodynamics (Roca, 2019). However, over the ocean, the scarcity of conventional in situ precipitation observations (Serra, 2018) precluded investigations on the scaling of extreme precipitation with surface temperature with notable exceptions.

Using early instantaneous satellite observations from special sensor microwave/imager (SSM/I) and monthly sea surface temperature (SST) from Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature dataset (Rayner et al., 2003), Allan & Soden (2008) calculated the rate of change of $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ daily precipitation to tropical mean SST anomalies. Extreme precipitation indicates a scaling ranging from slightly above to much larger than their value derived from the Clausius–Clapeyron response, depending on the baseline for the anomaly computations. The analysis further pointed out systematic underestimation of the response of the climate models, thus prompting a more in-depth analysis of the behavior of the extremes over oceans. Nevertheless, the use of tropical mean SST anomaly prevents the processes at play from being further addressed.

More recently, using the OceanRAIN dataset of ship-based disdrometer precipitation measurements (Klepp et al., 2018), the scaling of instantaneous (at a 1-min scale) extreme precipitation to the local simultaneous SST has been revisited for the global ocean (Burdanowitz et al., 2019). The disdrometer data exhibits a single increasing regime of the 99th percentile with local SST. The scaling is computed by pooling available data over a large range of SST (0 – 30°C) and is shown to vary between

6 %. K^{-1} and ~ 9 %. K^{-1} , depending on the regression technique used. Yet, the small sample of the ship-based measurements prevents a definitive conclusion, and the relative role of the convective dynamics and thermodynamics remains to be elucidated at these scales.

In summary, numerous observation-based assessments of the scaling theory have been conducted under continental conditions, whereas model-based assessments are conducted under oceanic conditions. In comparison, the tropical ocean so far benefited from very few investigations based on observations. In this paper, we aimed to improve this situation by pooling recent satellite observations at the $1^\circ \times 1^\circ$ daily scale of both precipitation and surface temperature all over the tropical oceans.

Over ocean, these satellite-based products is generally evaluated using the few available data obtained from buoy networks (Wu & Wang, 2019), atolls rain gauges observations (Greene et al., 2008), or island-based radar measurements (Henderson et al., 2017). More recently, the release of a new ship-based disdrometer measurement database (Klepp et al., 2018) provides a complementary reference dataset over some commercial ship routes and research vessel campaigns. For large space and time scales, consistency analysis can be conducted through water and energy budget conservation analysis (L'Ecuyer et al., 2015). As a consequence of these limited verification references, compared with land, the capability of these satellite-based products to describe the precipitation field is generally not very well documented (Sun et al., 2018), not mentioning under the extreme rainfall conditions. Instead of elaborating on the difficulty to quantify the accuracy of the products, the rationale of this study is to focus on the robustness of the analysis across numerous satellite products to investigate the thermodynamic scaling of extreme precipitation with SST.

Section 2 introduces a number of satellite-based products of both precipitation and SST and details the methodology followed in this study. Section 3 presents the results and a sensitivity of the results to various assumptions. Finally, a summary and discussion section conclude the paper.

2.2 Data and method

2.2.1 Precipitation

The list of the various products under consideration is presented in Table 2.1. All the datasets are used at the same $1^\circ \times 1^\circ$ daily resolution over the 30°S – 30°N region and originate mostly from the Frequent Rainfall Observations on GridS (FROGS) database (Roca, 2019; Roca et al., 2019). While the products share some of the raw satellite observations, they differ in numerous aspects, which can influence their capability of describing precipitation. They are produced from different instantaneous rain rate algorithms. The daily accumulation from the various products further benefits from different sampling from single or multiple platforms, from infrared and/or microwave (MW) imagers and/or sounders. Finally, some products also incorporate in situ corrections.

Product shortname	Product name and version	Period used	Use of IR satellite data	Use of MW satellite data	Constellation based products	References
GSMaP	GSMaP-NRT-no gauges v6.0	2001–2017	Yes	Yes	Yes	Kubota et al. (2020)
CMORPH	CMORPH V1.0 CRT	2001–2017	Yes	Yes	Yes	Xie et al. (2017)
MSWE	MSWEP 2.2	2001–10.2017	Yes	Yes	Yes	Beck et al. (2017)
TMPA	3B42 v7.0	2001–2017	Yes	Yes	Yes	Huffman et al. (2009)
HOAPS	HOAPS	2001–2016	Yes	Yes	Yes	Anderson et al. (2017)
IMERG	IMERG V06 final run	2001–2017	Yes	Yes	Yes	Huffman et al. (2019)
PERSIANN	PERSIANN CDR v1	2001–2017	Yes	No	No	Ashouri et al. (2015)
GPCP	GPCP 1DD v1.3 CRD	2001–2017	Yes	Yes	No	Huffman et al. (2001)
TAPEER	TAPEER-BRAIN v1.5	2012–2016	Yes	Yes	Yes	Roca et al. (2020)

Table 2.1 – List of gridded precipitation products and their acronyms. Note that the MWSEP v2.2 data have been acquired directly from H. Beck. The constellation products are using multiple microwave platforms.

The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) is a pioneer effort to provide satellite-based precipitation estimates globally (Huffman et al., 1997). Here, we use the 1° daily climate data record (CDR) v1.3 detailed by Huffman et al. (2001). The GPCP 1° daily (1DD) product relies on a single MW platform, infrared measurements, and the GPCP analysis over land. The daily estimates are adjusted to mimic the GPCP monthly product when aggregated over a month. Note that the GPCP monthly product is used in various other products as an adjustment reference. The Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Network (PERSIANN) family of products has various incarnations. Thus, here, we use the climate-oriented product, namely, the CDR version, also known as PERSIANN CDR v1 (Ashouri et al., 2015). PERSIANN is based on infrared imagery and is adjusted to the GPCP monthly mean. It can be considered as an alternative downscaling of the GPCP monthly data to that of GPCP 1DD. The National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) climate prediction center morphing technique (CMORPH) satellite precipitation estimates (Xie et al., 2017) rely on the constellation of both MW imagers and sounders and infrared-derived cloud motion winds. The blending of the various data is performed, thanks to Kalman filtering (Joyce & Xie, 2011). Over ocean, the product is adjusted to the GPCP accumulations. Compared with buoys, the CMORPH under(over) estimates rainfall over the Atlantic (Pacific) ocean (Wu & Wang, 2019). The Tropical Rainfall Measuring Mission Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) product is a widely used dataset that combines radar, infrared, MW imagers, and sounder satellite observations (Huffman et al., 2007). Here, we use v7. Over tropical Atlantic (Pacific), the TMPA product shows under(over)estimation (Wu & Wang, 2019). Over the Northern Indian Ocean, the TMPA product generally overestimates precipitation compared with the buoys but underestimates heavy precipitation events over $100 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (Prakash & Gairola, 2014). Note that earlier investigation noted that TMPA monthly means are similar to the GPCP product over the tropical ocean (Huffman et al., 2007). The Hamburg Ocean-Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data (HOAPS) product provides a satellite-based suite of freshwater budget parameters, including precipitation over sea-ice-free ocean surface (Andersson et al., 2010). This MW-only product relies on multiplatforms inter-calibrated

measurements from SSM/I and special sensor microwave imager sounder (SSMIS) (Fennig et al., 2020). Here, v3.2 of the precipitation product is used (Andersson et al., 2017). When compared with the OceanRAIN in situ data, the HOAPS instantaneous rain rate underestimates the intensity in the intertropical convergence zone, especially for high rain rate, but at the same time, the HOAPS retrieval overestimates the occurrence of precipitating cases (Bumke et al., 2019). The Tropical Amount of Rainfall with Estimation of ERrors (TAPEER) algorithm uses geostationary infrared imagery, together with MW imager instantaneous rain rate estimates plus the SAPHIR sounder to estimate the accumulation of daily precipitation (Roca et al., 2020). The addition of the Megha-Tropiques platform to the constellation is shown to improve the product compared with the implementation of imagers alone (Roca et al., 2018). The recently released TAPEER product has been extensively evaluated over West Africa (Gosset et al., 2018) but is not yet well characterized over the tropical ocean. The Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) product provides high-resolution precipitation estimations using satellite observations from multiple platforms (Kubota et al., 2020). This product is mainly based on the MW estimation of rainfall from a suite of MW imagers and sounders. The MW instantaneous rain rate estimates (Aonashi et al., 2009; Shige et al., 2009) are propagated based on cloud motion wind vectors originally derived from IR geostationary imagery (Ushio et al., 2009). Here, the near real time v6 product is used. The Integrated Multi-satellite Retrievals for Global Precipitation Measurement (GPM) Mission (IMERG) is developed at NASA based on infrared observations and both MW imager and sounder data (Huffman et al., 2020). It takes advantage of the TMPA product, the CMORPH-Kalman filter approach (Joyce & Xie, 2011), and the PERSIANN-Cloud Classification System algorithm (Hong et al., 2004). The most recent v6 release of the final run product is used. Previous evaluation efforts demonstrated that the older version (v4) overestimates rain rates compared with buoy observations at an hourly $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ scale over the North Indian Ocean (Prakash et al., 2018). Version 5 daily $1^\circ \times 1^\circ$ estimates are shown to underestimate the OceanRAIN measurements on average, which is likely due to the inclusion of very light rain rates in the statistics (Khan & Maggioni, 2019). While IMERGv5 has similar biases to CMORPH and TMPA with respect to in situ data, it performs better in the mean value estimation with the exception of the Atlantic Ocean regime over $4 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ where the product is shown to significantly underestimate precipitation (Wu & Wang, 2019). Version 6 of the product benefits from a refined intercalibration procedure and better interpolation between the platforms that demonstrate improvements on some metrics (Tan et al., 2019) and should also be reflected in these prior evaluations. The multi-source weighted-ensemble precipitation (MWSEP) is a product corresponding to a pragmatic approach that average existing products to provide the best estimate. Over land, an optimization method based on hydrological modeling and observed stream gauge data is used (Beck et al., 2017). Over the ocean, a merging procedure is also followed. The various sources of precipitation used encompass satellite-based products, rain gauge measurements, and reanalysis results. Here, we use v2.2 (Beck et al., 2019). From 2000 onward, the MSWEP estimates over the tropical ocean are weighted much more toward satellite products than the reanalysis. CMORPH, GSMaP-MKV

v5, and TMPA v7 RT are blended in the MSWEP. Note that over the ocean, TMPA v7 RT and TMPA v7 are similar, whereas over land, they are different. The geographical distribution of the 99th percentile of 3-hourly precipitation of the MSWEP v2.2 is very close to that of the CMORPH over the tropical ocean (Beck et al., 2019).

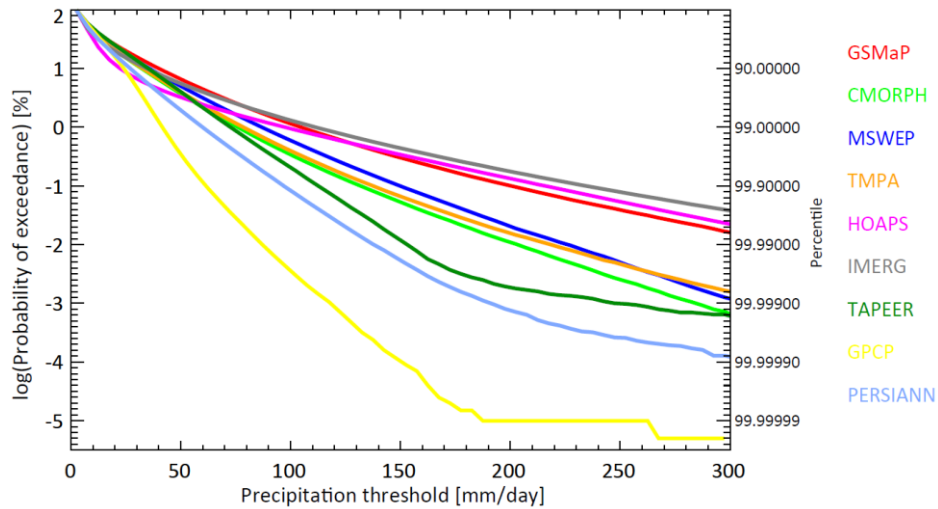


Figure 2.1 – Probability of exceedance of daily $1^\circ \times 1^\circ$ accumulated precipitation over the tropical ocean ($30^\circ\text{S} - 30^\circ\text{N}$) for the period 2007 – 2017 except for the TAPEER product where it is restricted to the period 2012 – 2016. The probability of exceedance is computed with respect to wet-days with precipitation above $1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$.

The resulting variety of precipitation distribution from these nine products is presented in figure 2.1. The two products that do not rely on the MW constellation (GPCP and PERSIANN) exhibit a strongly decreasing occurrence with the amount of daily precipitation. GPCP does not exhibit values above $170 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$. The TAPEER product exhibits a systematic significant underestimation of the probability of the largest rain accumulation compared with other MW-based products. This is likely due to the relative lack of light rain situations (Roca & Fiolleau, 2020). In addition, note that the TAPEER product is only available for a limited time period. Due to their outlier distribution and documented biases, these three products are not considered in the following. The figure further demonstrates two clusters of products showing both the occurrence smoothly declining exponentially toward the very high accumulation of daily precipitation. The first cluster is composed of the CMORPH, TMPA, and MSWEP. The members of this cluster are very close to the MSWEP being built from the CMORPH and TMPA. Both the CMORPH and TMPA further share the same adjustment to the common reference of GPCP pentads over the ocean. The second cluster includes GSMaP, HOAPS, and IMERG that do not share much in terms of algorithms, methods, and input data. While the two clusters demonstrate a similar distribution of up to $100 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, above that threshold, the first cluster systematically underestimates the occurrence compared with the second cluster. This is consistent with previous analysis indicating that the climatological mean behavior of the products is a poor predictor of the products' extreme

precipitation (Masunaga & Schröder, 2014). The products of the first cluster have further been shown to underestimate the intense rain rates compared with buoys (Prakash et al., 2013; Wu & Wang, 2019), which could be related to their difference with the second cluster.

2.2.2 Sea surface temperature

Satellite-based SST products readily provide estimations of the foundation SST, which is defined as the ocean temperature at a depth of ~ 1 m, below the diurnal layer, at a high space and time resolution over a long temporal record. Most of the products rely on optimal interpolation techniques to merge various satellite observations with in situ measurements. While such products have a well characterized accuracy under clear sky conditions of ~ 0.5 K (Donlon et al., 2012), their representativity under (extreme) rainfall conditions is not well documented. Indeed, the cloudiness associated with the rainfall prevents the use of infrared measurements, and the MW signal, while being helpful in cloudy but non-precipitating cases, is altered by rain drop emission during the heavy precipitation situations, also preventing SST estimation in this case (Wentz et al., 2000). As a consequence, the SST estimates under precipitating conditions mainly rely on the result of the optimal interpolation method and are smoothed over several days at a large distance. In the following, we interpret these fields as “synoptic” SSTs and evaluate whether such synoptic SSTs are a good and robust proxy for the thermodynamics of the extreme precipitation events over the ocean. A suite of three products is used to evaluate the sensitivity of the scaling to the input data and to the optimal technique implementation and are summarized in Table 2.2. All SST products have been regridded at a daily $1^\circ \times 1^\circ$ resolution over the 30°S – 30°N region to match the precipitation data using a simple conservative averaging procedure. The Operational Sea Surface Temperature and Ice Analysis (OSTIA) (Donlon et al., 2012) product provides a global foundation SST field derived from satellite observations in the MW (two platforms) and the infrared (six platforms) and in situ measurement at $1/20^\circ$ and daily resolution since 2007. The analysis is a multi-scale optimal interpolation using a 3-day assimilation window centered on the day of the analysis, and the background field is the analysis of the previous day. The error correlation length scale used in the OSTIA in the tropics is around 100 km. The product optimum interpolation sea surface temperature (OISST) (Banzon et al., 2016) uses IR measurements from the Advanced Very High-Resolution Radiometer (AVHRR) instruments onboard the NOAA satellites since 1981. The interpolation method is similar to that of the OSTIA. The error correlation length scales in the tropics are about 150–200 km and 3 days. The nominal resolution is daily at 0.25° . OISST v2 is used here. Finally, the MW optimally interpolated (OI) SST product from Remote Sensing Systems (Gentemann et al., 2010) is used. As some rain-contaminated SST estimate may persist in the MW-derived dataset, a stringent quality control is performed to prevent potentially biased SST retrievals. The error correlation scales used are 100 km and 3 days, the background field is the analysis of the previous day, and the SST represents a foundation SST remapped at a daily $1^\circ \times 1^\circ$ resolution. This product is referred to as the OIRSS in the following.

Product shortname	Product name and version	Use of satellite data	Period used	References
OSTIA	OSTIA Near Real Time Level 4 SST	IR + MW	2007–2017	Donlon et al. (2012)
OISST	NOAA CDR OISST AVHRR-only v2	IR	2001–2007	Reynolds et al. (2007)
OIRSS	RSS OI SST MW v5	MW	2001–2017	Gentemann et al. (2010)

Table 2.2 – List of sea surface temperature products and their acronyms. IR stands for Infra-red and MW for Microwave.

2.3 Method

2.3.1 Background on the theory

The background on the scaling of extreme precipitation with surface temperature has been detailed and reviewed in various publications (Allan & Liu, 2019; Muller & Takayabu, 2020; O’Gorman, 2015; Roca, 2019) and is only briefly summarized below. Based on the dry static energy budget of the atmosphere (Muller et al., 2011), the rate of extreme precipitation in the tropics can be expressed as follows:

$$P_e = \epsilon \int \rho \omega \left(-\frac{\partial q_{sat}}{\partial z} \right) dz, \quad (2.1)$$

where ϵ denotes the precipitation efficiency; ρ , the mean density profile; ω , the vertical velocity; q_{sat} , the saturation mixing ratio and with the integral taken from the surface to the tropopause. Furthermore, the fractional change of extreme precipitation $\frac{\delta P_e}{P_e}$ with warming highlights three contributions, that is, the change in microphysics related to the efficiency term, the change in dynamics through $\rho \omega$, and the change in thermodynamics through $\frac{\partial q_{sat}}{\partial z}$. At the daily $1^\circ \times 1^\circ$ scale, with the assumption that the related change of the dynamic and efficiency contributions remains low with warming and by neglecting the vertical variations in ω , the scaling of extreme precipitation becomes (Muller et al., 2011):

$$\frac{\delta P_e}{P_e} = \frac{\delta q_s^{surface}(T)}{q_s^{surface}(T)} \quad (2.2)$$

It indicates that the change in precipitation extremes is expected to be more related to the surface conditions rather than to the column integrated, and at a rate following the rate of increase of $q_s^{surface}$ with temperature, that is, the Clausius–Clapeyron rate. Under typical tropical sea surface conditions, the expected value ranges between $5.5 \% . K^{-1}$ and $6.5 \% . K^{-1}$.

2.3.2 Methodological aspects

Extreme daily precipitation is characterized using high percentiles of the wet-day ($P > 1 \text{ mm} . d^{-1}$) distribution. This index is chosen over others (Zhang et al., 2011) due to its relevance for scaling

investigations (Schär et al., 2016). The scaling of the precipitation extremes with the SST is calculated using the binning method, which is well suited to our investigation given the large number of available observations (Roca, 2019). Indeed, for each 0.5 K degree SST interval, the precipitation data from the whole tropical ocean are pooled together, and the 99.9th percentile of the precipitation distribution is estimated. Then, after identifying a relevant regime, linear regression (in the logarithm space) is employed to compute the scaling factor defined as the rate of change of the 99.9th percentile with SST.

2.3.3 Sensitivity studies for robustness determination

To identify the robust aspects of the thermodynamic scaling estimation using satellite observations, we perform a sensitivity study in complement to the use of various precipitation and SST products. We also explore how the timing between the SST and precipitation influences the scaling and how the overall statistical analysis is sensitive to the selected period.

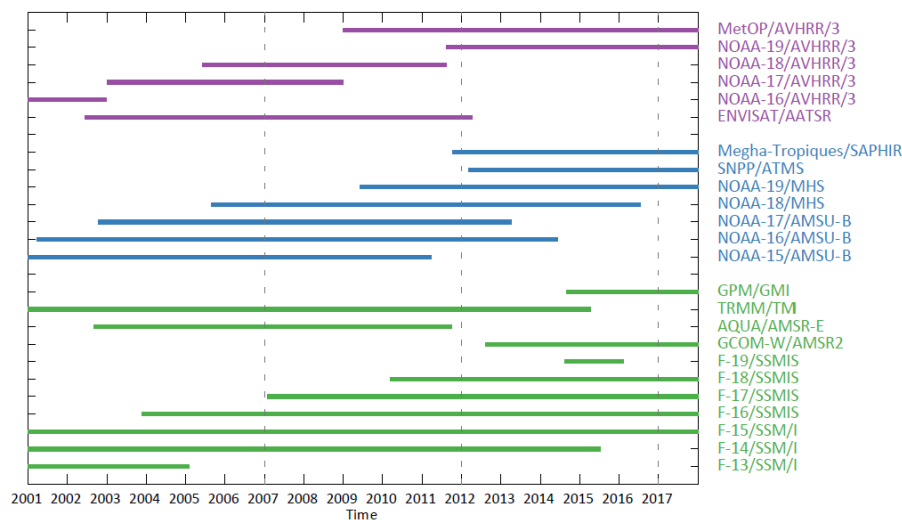


Figure 2.2 – Time series of the availability of microwave imagers and sounders used in the precipitation products of the study. Vertical dashed lines indicate the different time periods explored in the study.

As already well explored for continental cases (e.g., Bao et al., 2017), intense precipitation events can strongly alter the surface heat budget and the surface temperature. The strong gust and downdrafts associated with deep convection result in a lower surface temperature compared with the case of no rain (Lafore et al., 2016). As a result, the surface conditions may not represent the large-scale environment of the event but are impacted by the event itself. As discussed above, the synoptic SST product assimilation scheme prevents these impacted surface conditions from being employed in the estimation; however, the risk of misattributing a rain event to a given temperature range due to this coupling is unclear. As a mean to evaluate the impact on our findings, the timing of the association between the SST and precipitation event is varied from simultaneous and lagged analysis up to 2 days before.

The constellation-based precipitation products are characterized by a changing configuration of the constellation over the last two decades, depending on the availability of MW imagers and sounders that could influence their capability of steadily monitoring the precipitation in the tropics (Roca et al., 2020). The SST products are also sensitive to the availability of the MW imagers and the infrared radiometers. The availability of these platforms since 2001 is presented in figure 2.2. The baseline period for our investigation spans from 2007 to 2017, which is the longest period shared by all SST products. It corresponds to the homogeneous cycle of OSTIA production (Donlon et al., 2012) and to the start of the systematic use of two AVHRR instruments for the OISST product (Banzon et al., 2016). Two other different periods are considered. The first one is longer, which extends back in time until 2001 for which the OIRSS and OISST are available and correspond to the availability of the GSMaP precipitation product. During the period of 2001–2007, the MW imagers fluctuated from four to six platforms and the sounders from two to four, whereas the IR radiometers increased from one to three. These constellation configurations are all less populated than the forthcoming period post 2007, and the products are associated with less sampling than during the period of 2007–2017 that could impact our analysis. The second period is a shorter one and corresponds to a precipitation data-rich period that includes the Megha-Tropiques operations (Roca et al., 2018) and partly includes the TRMM and GPM platforms along with the SSM/I and SSMIS platforms. This period is characterized by up to 14 MW sensors operating simultaneously. The use of three periods, namely, 18, 11, and 5 years, also allows for the assessment of the sensitivity of the estimation of the extreme percentile of the precipitation distribution.

2.4 Résultats

2.4.1 Simultaneous analysis

Figure 2.3 presents the scaling of the 99.9th percentile as a function of the simultaneous SST from the OSTIA product for the six constellation-based products. The two clusters of precipitation products previously identified are also presented. The low-cluster 99.9th percentile ranges from $120 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ to $150 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, whereas the high cluster 99.9th percentile ranges from $170 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ to $240 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$. There is roughly a factor of two among the least value of CMORPH at 297 K and the highest one of IMERG at 302.5 K. The dependence of the high percentile on the SST is characterized by three regimes. Up to 300.25 K, the products do not exhibit any robust behavior. The GSMaP is mainly increasing over this SST range, whereas the HOAPS extremes decrease; the other products rather exhibit no sensitivity to the SST. This regime accounts for only 19 % of the total tropical precipitation accumulation. The second regime spans SST from 300 up to 302.5 K and is characterized by an increase of all the products. Almost 56 % of the total rainfall belongs to this regime. For the last regime, above 302.25 K and corresponding to 25 % of the total rainfall amount, the precipitation products exhibit a robust decrease in the value of the high percentile. For the second regime, the ensemble mean of the scaling is

$\sim 5\% \cdot K^{-1}$, with a small coefficient of variation of around 10 % and a range of $4.21 - 5.75\% \cdot K^{-1}$ (Table 2.3.a). A robust scaling, which is close to the Clausius–Clapeyron, is found in this case.

The replacement of the OSTIA by the OISST does not change much the regime decomposition (not shown), but the ensemble scaling over regime 2 is much smaller ($3.4\% \cdot K^{-1}$) and spreads almost twice much more (Table 2.3.b). However, the use of the OIRSS data drastically alters the picture with no well-defined regimes at all. Over the previous SST range of regime 2, the ensemble scaling is even slightly negative ($-0.45\% \cdot K^{-1}$). Hence, the scaling obtained from the simultaneous measurements of precipitation and surface temperature are not robust to the selection of the SST products.

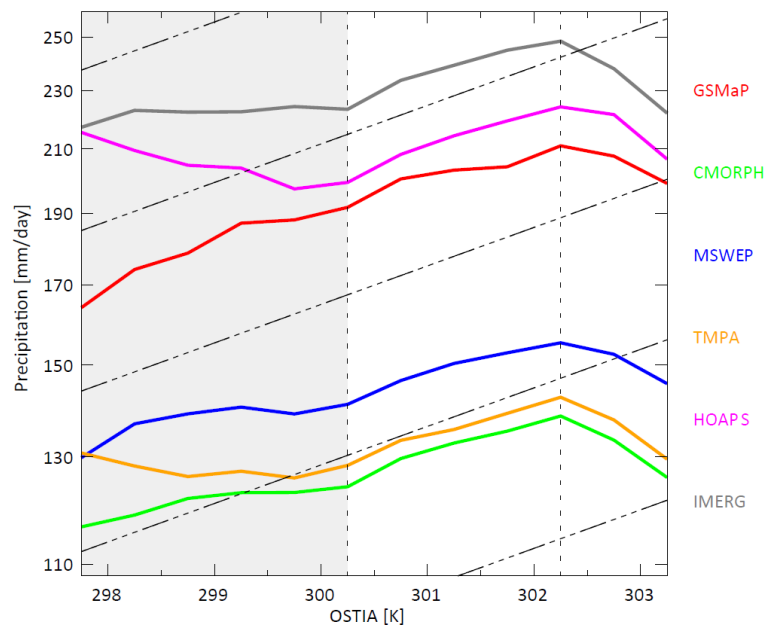


Figure 2.3 – The value of the 99.9th percentile of the $1^\circ \times 1^\circ$ daily accumulated precipitation as a function of the contemporaneous SST from the OSTIA product. Each color corresponds to a precipitation product. For the period 2007–2017. Regimes are separated by vertical dashed lines. The grey shaded area indicates the non-robust cold regime between precipitation products. Black dash-dotted lines correspond to the Clausius-Clapeyron $6\% \cdot K^{-1}$ rate. See text for details.

2.4.2 Lagged analysis

The lagged analysis using the SST of the day before the precipitation does not change much the overall picture (not shown). Quantitatively, the ensemble mean of the scaling slightly increases to $5\sim 6\% \cdot K^{-1}$ with a coefficient of variation less than 11 % for all the OSTIA and OISST products (Tables 2.3.a and b). The OIRSS product now exhibits a scaling of $4.4 \pm 0.6\% \cdot K^{-1}$. However, the lagged analysis at 2 days before confirms the previously identified low and high-precipitation product clusters and reveals a very robust pattern across the SST products. Figure 2.4 confirms the relevance of the

a.

Products	OSTIA 2007–2017		OSTIA 2007–2017		OSTIA 2012–2016		OSTIA 2012–2016	
	$T(t)$	$T(t-24h)$	$T(t-48h)$	$T(t)$	$T(t-24h)$	$T(t-48h)$	$T(t)$	$T(t-48h)$
	58 %	56 %	55 %	57 %	56 %	54 %		
GSMaP	4.21	5.37	5.38	5.43	6.09	6		
CMORPH	5.26	6.02	6.11	5.74	6.21	6.7		
MSWEP	4.69	5.61	5.52	5.89	6.69	6.77		
TMPA	5.09	5.51	5.75	4.93	5.29	5.61		
HOAPS	5.75	7.14	7.05	5.76	6.82	6.9		
IMERG	5.19	5.81	5.5	4.85	5.24	5.24		
ENS	5.04	5.95	5.9	5.41	6.05	6.17		
Mean ENS	5.03	5.91	5.89	5.43	6.06	6.2		
STD ENS	0.52	0.65	0.62	0.45	0.67	0.69		
Cvar ENS	10.43	10.93	10.62	8.26	11.1	11.09		

b.

Products	OISST 2007–2017		OISST 2007–2017		OISST 2012–2016		OISST 2012–2016		OISST 2012–2016	
	$T(t)$	$T(t-24h)$	$T(t-48h)$	$T(t)$	$T(t-24h)$	$T(t-48h)$	$T(t)$	$T(t-24h)$	$T(t-48h)$	
	58 %	57 %	57 %	56 %	55 %	54 %	60 %	59 %	58 %	
GSMaP	2.64	4.88	6.08	4.27	5.69	6.91	2.78	4.02	4.54	
CMORPH	3.15	4.89	5.37	4.34	5.7	6.4	1.07	1.97	2.42	
MSWEP	3.35	5.52	6.03	4.87	6.83	7.54	3.08	4.46	4.7	
TMPA	3.68	5.1	5.44	4.98	5.73	5.88	3.11	4.2	4.47	
HOAPS	4.5	6.1	7.06	5.19	6.67	7.86	4.18	5	5.58	
IMERG	3.21	4.84	5.43	3.88	5.7	6.21	2.92	3.93	4.37	
ENS	3.43	5.23	5.95	4.56	6.06	6.84	2.96	4.02	4.46	
Mean ENS	3.42	5.22	5.9	4.59	6.05	6.8	2.86	3.93	4.35	
STD ENS	0.63	0.5	0.65	0.5	0.54	0.78	1.01	1.04	1.04	
Cvar ENS	18.27	9.6	10.99	10.89	8.95	11.48	35.26	26.35	23.94	

c.

Products	OIRSS 2007–2017		OIRSS 2007–2017		OIRSS 2012–2016		OIRSS 2012–2016		OIRSS 2012–2016	
	$T(t)$	$T(t-24h)$	$T(t-48h)$	$T(t)$	$T(t-24h)$	$T(t-48h)$	$T(t)$	$T(t-24h)$	$T(t-48h)$	
	60 %	58 %	57 %	58 %	56 %	55 %	61 %	59 %	59 %	
GSMaP	-1.54	3.76	5.43	-0.6	3.76	5.07	-2.09	3.01	4.54	
CMORPH	-0.19	4.59	6.82	-0.83	4.8	7.01	-2.82	2.2	4.38	
MSWEP	-1.56	4.1	6.05	-1.02	4.9	6.64	-2.39	3.22	5.3	
TMPA	2.26	5.46	6.27	1.85	5.21	5.91	1.2	5.37	6.5	
HOAPS	-0.65	4.23	6.36	-1.3	3.79	6.33	-1.14	3.96	5.78	
IMERG	-1.03	4.05	5.1	-1.03	3.77	4.91	-0.88	3.99	5.51	
ENS	-0.61	4.28	5.9	-0.62	4.25	5.86	-1.34	3.65	5.34	
Mean ENS	-0.45	4.36	6	-0.49	4.37	5.98	-1.35	3.63	5.34	
STD ENS	1.43	0.6	0.63	1.17	0.67	0.85	1.45	1.08	0.79	
Cvar ENS	-316.64	13.73	10.54	-239.42	15.31	14.19	-107.5	29.81	14.86	

Table 2.3 – Summary of the sensibility analysis with the value of the slope of the 99.9th percentile as a function of the SST over the CC regimes [300 K, 302.5 K] in % K^{-1} . Mean (% K^{-1}), standard deviation (% K^{-1}) and coefficient of variation (%) for the ensemble of all the products (ENS), as well as the total rainfall accumulation within the regime, are also reported. For OSTIA (a.), OISST (b.) and OIRSS (c.).

range of the scaling regime identified for the OSTIA for all the SST products. The sensitivity of the selection of the upper-bound 303 K instead of 302.5 K (not shown) does not significantly modify the values. With a 2-day lag, the ensemble mean scaling is very similar for each SST product: 5.9, 5.9, and 6.0 % K^{-1} for the OSTIA, OISST, and OIRSS, respectively. The ensemble variance is also similar among the products at around 10 % (or 0.65 % K^{-1}). The multi-precipitation and multi-SST product ensemble

of 18 combination statistics reads $5.93 \pm 0.60 \text{ \%} \cdot K^{-1}$. The “cold” regime with $SST < 300 \text{ K}$ remains non-robust at a 2-day lag, with the precipitation products not agreeing on the sensitivity of the 99.9th percentile to the SST. The warm regime with $SST \geq 302.5 \text{ K}$ is characterized by a robust behavior across the precipitation products that appear not to be robust across the SST selection. The marked decrease in the extreme in the OSTIA after 302.5 K is rather associated with a smooth, steady evolution for the OISST and OIRSS. Note that the GSMaP product, unlike any other product, indicates a CC-like positive scaling over most of the cold regime. This unique feature deserves further attention and will be investigated in the future.

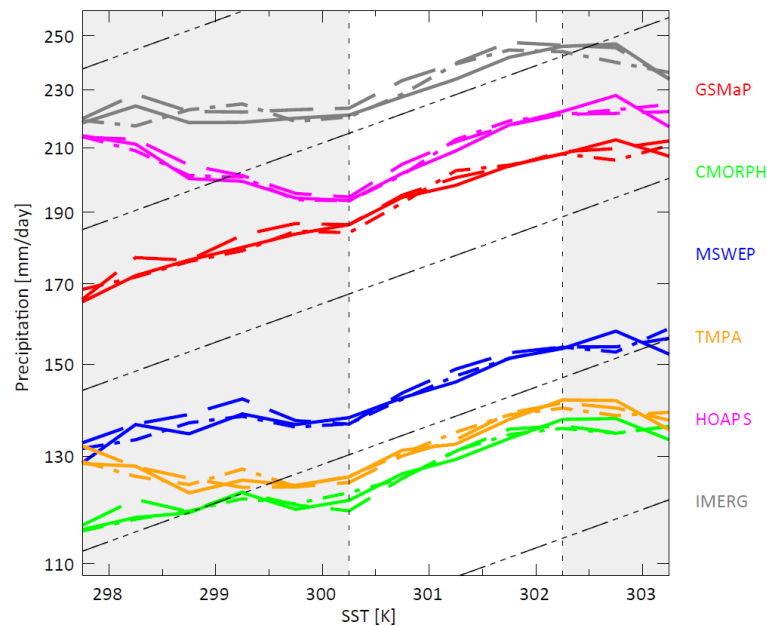


Figure 2.4 – The value of the 99.9th percentile of the $1^\circ \times 1^\circ$ daily accumulated precipitation as a function of the SST lagged by 2 days. Each color corresponds to a precipitation product. Solid line for OSTIA, dashed line for OISST and dash-dotted lines for OIRSS. For the period 2007–2017. Regimes are separated by vertical dashed lines. The grey shaded areas indicate the non-robust cold regime between precipitation products (left) and the non-robust warm regime between SST products (right). Black dash-dotted lines correspond to the Clausius-Clapeyron $6 \text{ \%} \cdot K^{-1}$ rate. See text for details.

2.4.3 Sensitivity to the selection of the period

The analysis for the longer period is presented in figure 2.5. The “cold” regime results still hold in this case, although its upper limit can be revised to 299.5 K. Conversely, the “warm” regime is now more robust among the SST products, but the 302.5 K limit is less clearly marked than for the 2007–2017 period. The values of the 99.9th percentile are slightly higher for all the precipitation products compared with the previous period. The scaling over the 300–302.5 K regime demonstrates a smoother sensitivity than before with an ensemble mean value of 4.3 and 5.3 $\text{ \%} \cdot K^{-1}$ for the two SST products (Tables 2.3.b

and c). When the range is slightly adjusted to 299.5–302.0 K, the regime corresponds to 45 % of the total precipitation, and the scaling now reads $5.65 \text{ \%} \cdot K^{-1}$ and $5.69 \text{ \%} \cdot K^{-1}$ for the OISST and OIRSS, respectively. In this case, the spread of the ensemble scaling for the OISST is diminished to $\sim 17 \text{ \%}$ instead of 24 \% (Table 3b) and remains the same at $\sim 15 \text{ \%}$ for the OIRSS. In this case, the ensemble of 12 combinations for all the SST and precipitation products is $5.67 \pm 0.89 \text{ \%} \cdot K^{-1}$.

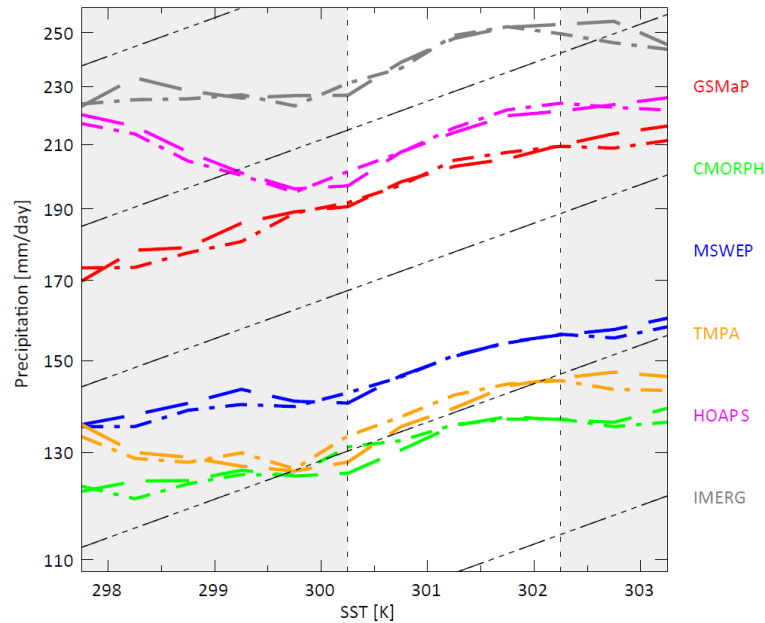


Figure 2.5 – The value of the 99.9th percentile of the $1^\circ \times 1^\circ$ daily accumulated precipitation as a function of the SST lagged by 2 days. Each color corresponds to a precipitation product. Dashed line for OISST and dash-dotted lines for OIRSS. For the period 2001–2017. Regimes are separated by vertical dashed lines. The grey shaded areas indicate the non-robust cold regime between precipitation products (left) and the non-robust warm regime between SST products (right). Black dash-dotted lines correspond to the Clausius-Clapeyron $6 \text{ \%} \cdot K^{-1}$ rate. See text for details.

Figure 2.6 confirms the delineation of the three regimes for the shorter period. The magnitude of the extreme precipitation is close to that of the 2001–2017 period. The ensemble mean scaling is slightly larger and now ranges between $6.0 \text{ \%} \cdot K^{-1}$ and $6.8 \text{ \%} \cdot K^{-1}$, whereas the 18 combinations for all the SST and precipitation products is $6.33 \pm 0.81 \text{ \%} \cdot K^{-1}$, which is also in close agreement with the theoretical expectation. Owing to its availability over that period, the TAPEER product is also shown for the sake of completeness, but it is not included in the ensemble statistics. It is in line with the other products, although with a much lower magnitude of the 99.9th percentile marker as presented in figure 2.1. However, the scaling mean value is $\sim 5.1 \text{ \%} \cdot K^{-1}$, which is slightly less than that for the other products.

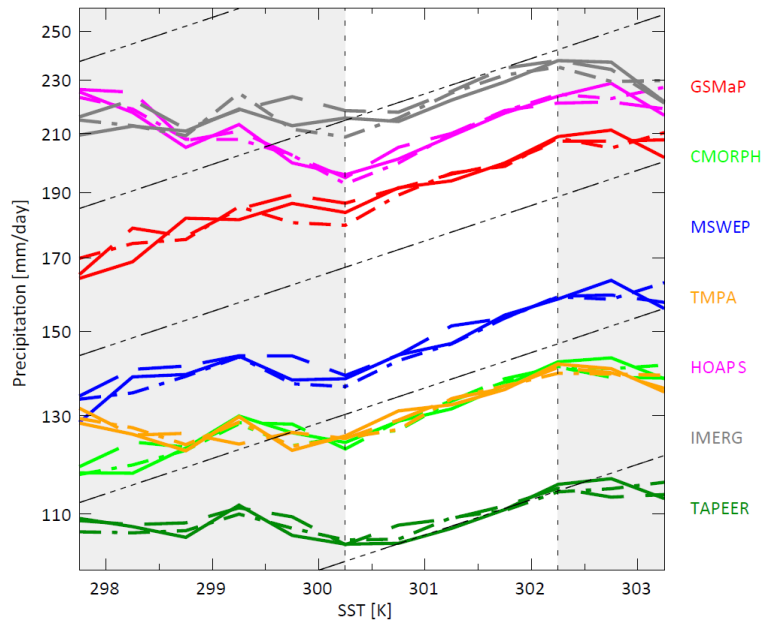


Figure 2.6 – The value of the 99.9th percentile of the $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ daily accumulated precipitation as a function of the SST lagged by 2 days. Each color corresponds to a precipitation product. Solid line for OSTIA, dashed line for OISST and dash-dotted lines for OIRSS. For the period 2012–2016. Regimes are separated by vertical dashed lines. The grey shaded areas indicate the non-robust cold regime between precipitation products (left) and the non-robust warm regime between SST products (right). Black dash-dotted lines correspond to the Clausius-Clapeyron $6\% \cdot K^{-1}$ rate. See text for details.

2.5 Summary and discussion

This study aimed to explore the scaling of extreme precipitation with surface temperature over the tropical oceans. The pooling of data originating from an ensemble of six constellation-based precipitation products reveals two clusters of products that differ in terms of the magnitude of the extreme daily accumulation. The difference between the low-cluster (MSWE, TMPA, and CMORPH) and high cluster (HOAPS, GSMaP, and IMERG) spans roughly a factor of two at the most. No such clustering is found over land, likely due to the inclusion of rain gauges in most of the products (Masunaga et al., 2019; Roca, 2019). While buoy-based comparison suggests that the low-cluster products indeed underestimate intense precipitation intensity, no definitive argument yet permits to prefer one cluster from the other. Despite this difference in the magnitude, the present results highlight a very robust behavior of the satellite product when depicting extreme precipitation sensitivity with SST. The explanation for the similarities and differences of the individual product would require a dedicated study and is out of the scope of the present work, which focuses on the robust features of precipitation product ensemble.

The timing of the SST–precipitation relationship has also been explored. Moreover, it has been demonstrated that lagged analysis at 2 days exhibits robust regimes across the SST products. This is

likely due to the employment of the SST analysis that blends data over 3 days and at ~ 100 km to provide an SST estimate under precipitating conditions. Our study confirms the suitability of these analyzed SST for precipitation-related investigations. Specifically, the lagged analysis at 2 days identifies three distinct regimes:

A “cold” regime with $SST < 300$ K corresponds to ~ 19 % of the total tropical precipitation amount. In this case, while the results are not sensitive to the SST product selection, or to the timing of the precipitation–temperature association or the length of the record, the various precipitation products exhibit inconsistent behaviors. The lack of robustness of the results might be caused by some structural errors in the precipitation retrievals and/or by the weak data sampling that prevents a robust estimation of the high percentile of the precipitation distribution. The 99th percentile (not shown) that ranges between 60 mm. d^{-1} and 100 mm. d^{-1} over the cold regime is less sensitive to the data sampling than the 99.9th percentile and demonstrates a lack of sensitivity that is more reproducible among the products. Only the HOAPS product differs from the other five products.

A “warm” regime with $SST > 302.5$ K corresponds to ~ 25 % of the total precipitation amount and is characterized by a systematic decrease in the values of the 99.9th percentile from 302.5 K to the warmest SST under considerations. This warm regime is also observed over land (Roca, 2019) and is usually attributed to relative humidity-limited conditions at a warm surface temperature that decreases the intensity of extreme precipitation over these semi-arid areas. The decrease in the wet-day duration for this regime has also been identified as a key mechanism under mid-latitude land conditions (Utsumi et al., 2011). Further analysis is required to determine whether these very high SSTs are associated with large-scale subsidence and simultaneous relatively dry boundary layer that could impact the intensity and/or the duration of the precipitation events as well as explain the decreasing trend. Burdanowitz et al. (2019) do not report any such decreasing regime when analyzing instantaneous disdrometer-derived precipitation rate from ship data. They attribute this departure from the continental extreme behavior to the absence of decreasing event duration in this regime. However, their analysis is restricted to 1 K SST bin up to 303 K and hence would miss the warm regime identified here. Furthermore, our study demonstrates that the use of simultaneous SST is detrimental to the scaling computation. It is likely that using a time-lagged analysis of the instantaneous precipitation scaling over an extended SST range would allow a better delineation of the various regimes relevant for that instantaneous scale.

The third regime, which we call the “Clausius– Clapeyron” regime, ranges from 300 K to 302.5 K and includes almost 56 % of the total precipitation amount. It is characterized by a steady increase in the extremes with surface temperature. This regime is robust to the precipitation product, the SST product, and the length of the record. When simultaneous SST data are used, the scaling is diminished, but for the OIRSS where the scaling simply does not exist. The results of the 1-day lagged scaling are robust to the SST product selection and lead to a scaling of around 5.17 ± 0.85 %. K^{-1} . The 2-day lagged scaling value ranges from 5.67 ± 0.89 %. K^{-1} for the 2001–2017 period to 6.33 ± 0.81 %. K^{-1} for the 2012–2016 period for all the SST and precipitation products considered here. While the actual

direct validation or evaluation of the representation of intense rain accumulation in these products remains challenging, their common and physically sound behavior indicates that the products are suitable for the exploration of the extreme precipitation over the ocean. The robustness of the scaling analysis across the satellite precipitation products is further very close to the theoretical expectation for the thermodynamic scaling of $\sim 6\% \cdot K^{-1}$. This gives us even more confidence in this generation of satellite precipitation products at the 1° 1-day resolution over the ocean. The occurrence frequency of the precipitation greater than the 99.9th percentile and the surface conditions corresponding to the Clausius–Clapeyron regime have been mapped in figure 2.7. The figure demonstrates that this regime is not associated with the climatological ITCZ location as previously noted (Masunaga et al., 2019). However, it is associated with the known climatological rainfall maxima, which is off the Colombian Coast and in the northern Bay of Bengal and also seems to align with the climatological distribution of cyclone occurrence in the East Pacific, West Atlantic, South Indian Ocean, and China Sea.

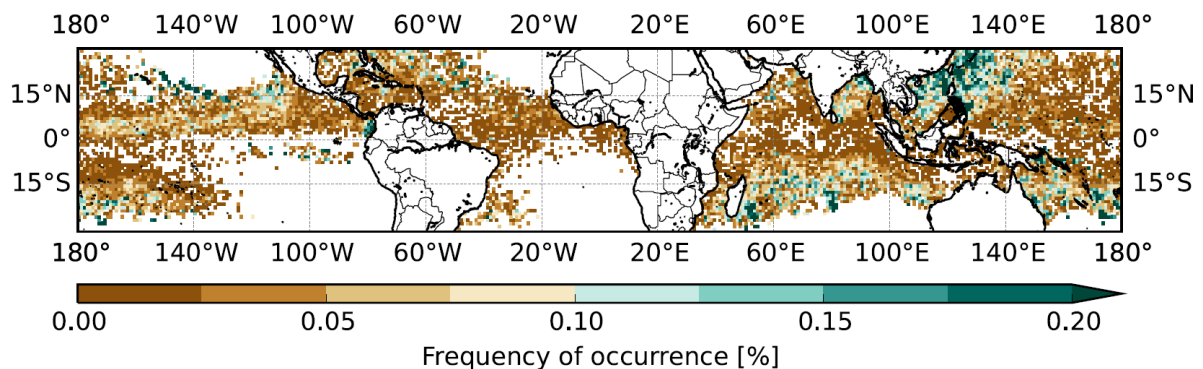


Figure 2.7 – Map of the ensemble mean frequency of occurrence (%) of precipitation greater than the percentile 99.9th for the CC SST regime [300 K, 302.5 K]. SST from OSTIA over the period 2007–2017, lagged by 2 days, are used to delineate the regime.

An avenue for further research lies in the identification of the contribution of the organized convection to the scaling physics (Muller & Takayabu, 2020; Pendergrass, 2020; Roca & Fiolleau, 2020). Our results further prompt for a dedicated investigation of the contribution of the cyclone precipitation to the scaling physics that is so far not promoted much. Our results also suggest that community efforts, possibly under the umbrella of the International Precipitation Working Group (Levizzani et al., 2018) and the GEWEX/ WCRP core project, are needed to further characterize the absolute accuracy of precipitation products over ocean and elucidate which clusters of products are to be understood as a reference, if any.

2.6 Complément à la publication

À la suite de cette étude, de nouveaux développements ont permis d'étendre et de raffiner les diagnostics. Notamment, à l'exception du produit de précipitation MSWEP, arrêté en 2017 et retiré de l'analyse, les autres produits satellites de précipitation ont été étendus jusqu'à 2020 (2019 pour TMPA),

ainsi que les produits de SST OSTIA et OISST. La version 3.2 de GPCP a été incluse dans les analyses. Le comportement du produit de précipitation HOAPS est devenu marginal et il n'est dès lors plus utilisé. Finalement, IMERG, GSMaP, CMORPH, TMPA et GPCP sont les produits satellites de précipitation à présent utilisés.

La valeur du taux de précipitation à un centile donné correspond maintenant à la moyenne des taux de précipitation des points de grille dans les 10 % de la valeur du centile. Par exemple, si la valeur du 99^{ème} centile est 100 mm.j^{-1} , les taux de précipitation de tous les points de grille compris entre 90 mm.j^{-1} et 110 mm.j^{-1} sont moyennés, et cette moyenne correspond à la nouvelle valeur du centile. Procéder de la sorte permet de s'affranchir d'un biais d'échantillonnage commun quand on veut considérer une population de points extrêmes ; il est courant, dans la littérature, de considérer tous les points de grille avec un taux de précipitation supérieur à celui du centile comme étant extrême, ainsi, les points extrêmes "extrêmes" sont également associés aux centiles modérés. Le nombre de points de grille extrêmes extraits de cette façon est présentée dans la figure 2.8 pour trois centiles.

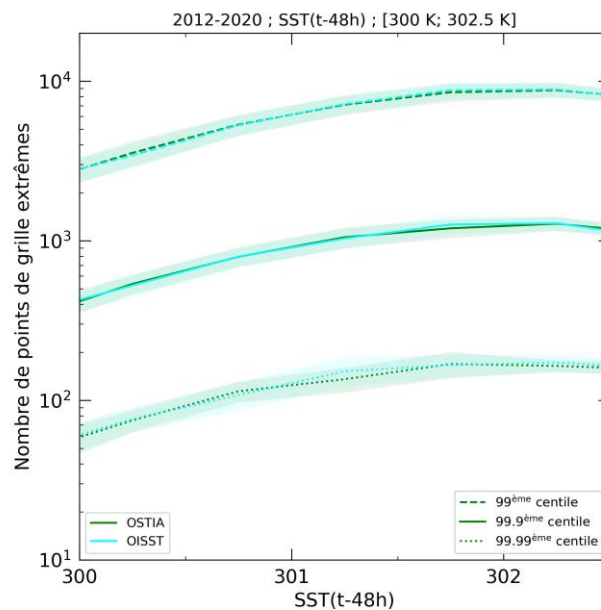


Figure 2.8 – Nombre de points de grille extrêmes moyen des cinq produits de précipitation en fonction du bin de SST. Pour le centile 99, 99.9 et 99.99, sur la période 2012–2020 et avec la SST de deux jours avant la précipitation extrême. La zone ombrée correspond à l'écart-type entre les cinq produits de précipitation.

Jusqu'à présent, le scaling des précipitations extrêmes avec la température était calculé en appliquant une régression linéaire calculée par la méthode des moindres carrés au logarithme des précipitations extrêmes et en utilisant le coefficient de régression β_1 :

$$\log(P_{ext}) = \beta_0 + \beta_1 T \quad (2.3)$$

avec P_{ext} la valeur du centile de la distribution des précipitations et T la température. À présent, le scaling est calculé en utilisant la transformation exponentielle du coefficient de régression β_1 :

$$\frac{\delta P_{ext}}{P_{ext}} = 100 \times (e^{\beta_1} - 1) \quad (2.4)$$

Le taux de scaling des précipitations extrêmes avec la SST au sein du régime [300 K, 302.5 K] a également été calculé sur plusieurs centiles. La figure 2.9 montre la moyenne interproduit du taux de scaling en fonction du centile pour la période 2012-2020. Le taux de scaling des précipitations extrêmes avec la SST tend asymptotiquement vers le taux de CC pour les deux produits de SST. L'écart-type entre les produits de précipitation est relativement faible.

Par conséquent, la mise à jour des diagnostics ne change pas les conclusions tirées de l'étude et permet d'étendre la validité du scaling thermodynamique des précipitations extrêmes avec la SST tropicale à plusieurs centiles.

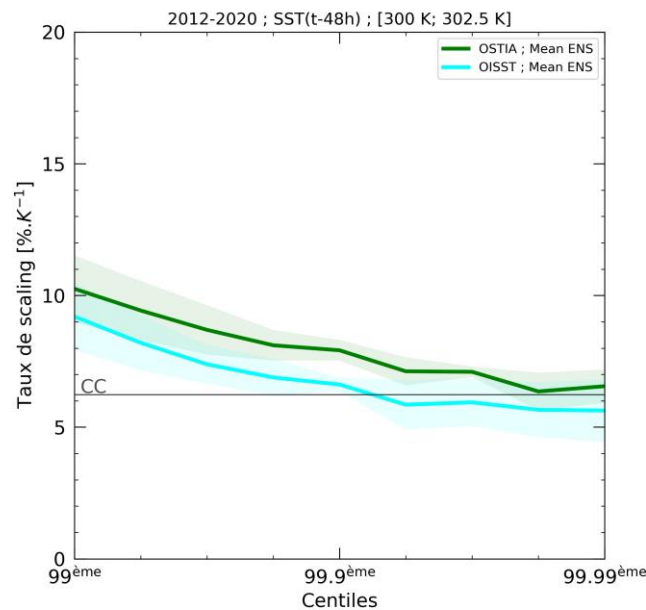


Figure 2.9 – Taux de scaling moyen des précipitations extrêmes des cinq produits de précipitation au sein du régime CC [300 K, 302.5 K] en fonction du centile. Sur la période 2012–2020 et avec la SST de deux jours avant la précipitation extrême. La zone ombrée correspond à l'écart-type entre les cinq produits de précipitation. La valeur théorique du taux de CC à 300 K et dans les conditions de l'étude est 6.23 %·K⁻¹ et est représentée par la ligne horizontale grise.

2.7 Conclusion du chapitre

Dans ce chapitre, le scaling des précipitations extrêmes 1°/1-jour avec la température de surface des océans tropicaux a été exploré. Les six produits de précipitation utilisés révèlent deux familles qui diffèrent dans la magnitude du cumul extrême journalier de précipitation. Malgré cette différence, la sensibilité des précipitations extrêmes à la SST est robuste entre tous les produits de précipitation. Il a par ailleurs pu être démontré que l'utilisation d'un délai entre la date d'occurrence de la précipitation et de l'estimation de la SST permettait de révéler trois régimes d'évolution des précipitations extrêmes avec la température :

- Un régime froid, correspondant aux SST inférieures à 300 K, au sein duquel environ 19 % du volume total des précipitations tropicales océaniques survient. Dans ce régime, le comportement du 99.9^{ème} centile des précipitations avec la SST n'est pas robuste entre les différents produits de précipitation.
- Un régime chaud, correspondant aux SST supérieures à 302.5 K et au sein duquel près de 25 % du volume total des précipitations tropicales océaniques tombent. Les précipitations extrêmes ont tendance à diminuer avec l'augmentation de la SST au sein de ce régime. Cette baisse peut être causée par les conditions sèches associées à des subsidences de grande échelle permettant aux SST d'atteindre des valeurs élevées, impactant l'intensité et/ou la durée des événements précipitants.
- Un régime « Clausius-Clapeyron », compris entre les SST de 300 K et de 302.5 K, et correspondant à 56 % du volume total des précipitations. Dans ce régime, le 99.9^{ème} centile de la distribution des précipitations augmente de façon régulière et ce pour les six produits de précipitation. Le taux d'augmentation des précipitations extrêmes au sein de ce régime a été calculé et est très proche du taux de Clausius-Clapeyron pour chacun des produits. En plus d'être robuste aux produits de précipitation, ces résultats sont robustes aux produits de SST utilisés et à la longueur des jeux de données.

Le comportement commun et proche des attentes théoriques des produits de précipitations suggère qu'ils sont adaptés à l'étude des précipitations extrêmes sur les océans à la résolution 1°/1-jour. Les zones océaniques impactées par les précipitations extrêmes du régime CC ont été mises en évidence. Les précipitations extrêmes de ce régime ne sont pas associées avec la zone de convergence intertropicale (ZCIT) et correspondent aux zones connues de maximum climatique de précipitation.

Les analyses ont ensuite été poussées sur la période 2012-2020, avec l'inclusion d'un nouveau produit de précipitation, de la version mise à jour d'un autre et le retrait d'un produit dont les données ne sont pas disponibles jusqu'en 2020. Sur cette période, la sensibilité du taux de scaling au centile a été testée. Le taux de scaling en fonction du centile converge vers des valeurs proches de CC pour tous les produits de précipitation utilisés sur la période 2012-2020.

Une perspective de ce travail est d'étudier le rôle de la convection organisée, notamment via la contribution des systèmes convectifs de méso-échelle dans les extrêmes de précipitation 1°/1-jour qui sera analysée dans le chapitre 5. Le chapitre 3 s'intéresse aux mécanismes à l'origine de l'augmentation des précipitations extrêmes 1°/1-jour au sein du régime CC et propose un nouveau développement analytique du scaling aux échelles accumulées.

Rôle de la fraction précipitante dans le scaling des précipitations extrêmes 1°/1 jour sur les océans tropicaux

La compréhension de la sensibilité de l'intensité des précipitations extrêmes à des échelles temporelles courtes (< 1 h) et spatiales petites (< 10 km) à un réchauffement a connu des progrès significatifs au cours des dix dernières années. Les développements théoriques du scaling des précipitations extrêmes ont notamment permis d'étudier la contribution de la dynamique convective et de la thermodynamique dans le changement de l'intensité des précipitations extrêmes en utilisant des hypothèses pertinentes à l'échelle de l'ascendance convective. Une caractéristique robuste de cette décomposition réside dans le fait que le terme thermodynamique domine généralement la réponse des précipitations extrêmes à un réchauffement, tandis que le terme dynamique module la réponse avec une contribution plus faible et de signe incertain. Le terme thermodynamique a notamment pu être relié à l'humidité spécifique à saturation en surface qui augmente au taux de Clausius-Clapeyron (CC) avec la température de surface. Aux échelles accumulées, typiquement 1°/1-jour, les développements théoriques ne peuvent se baser sur les simplifications valides à l'échelle convective. Néanmoins, le chapitre 2 a mis en évidence le scaling des précipitations extrêmes avec la température de surface des océans tropicaux à un taux proche de CC à l'échelle 1°/1-jour au sein d'un régime de SST (« régime CC »), et ce taux de scaling a par ailleurs été confirmé dans des simulations idéalisées d'aquaplanète à la résolution 96 km/1-jour (O'Gorman et al., 2021).

En se basant sur les résultats du chapitre 2, les événements extrêmes de précipitation 1°/1-jour du régime CC sont analysés dans ce chapitre afin d'éclaircir la sensibilité de la fréquence et de l'intensité des cellules précipitantes sous-mailles. Une nouvelle approche théorique alternative sera proposée et permettra de décomposer les précipitations extrêmes aux échelles accumulées en une fraction précipitante et un taux de précipitation conditionnel. La sensibilité des termes de la décomposition sera explorée à l'aide de produits satellites haute résolution de précipitation et permettra d'identifier les contributions prédominantes dans l'augmentation des précipitations extrêmes 1°/1-jour avec la SST. Le bilan d'énergie statique sera revisité afin d'étendre la validité du scaling des précipitations extrêmes aux échelles accumulées. La sensibilité des résultats au produit de précipitation et au centile sera testée.

Le travail présenté ci-dessous est le fruit d'une collaboration entre Rémy Roca, Victorien De Meyer et Caroline Muller et a été soumis au journal *Geophysical Research Letters*. À l'heure de l'écriture de ces lignes, l'article est en phase de révision.

3.1 Introduction

At global scale, energy and water conservation laws provide a physically sound perspective on the water cycle evolution in a warmer climate (Allan et al., 2020; Held & Soden, 2006; O’Gorman, 2012; Stephens et al., 2020). On the other hand, quantifying future changes of the tail of the precipitation distribution is more challenging, due to the lack of such global constraints (Pendergrass, 2020; Tapiador et al., 2019; Venugopal et al., 2018). Indeed, extreme local precipitation rates do not need to satisfy global constraints.

Nevertheless, over the last decade, the understanding of the sensitivity of intensity of short term (< 1 h), small scale (< 10 km) extreme events to warming has made significant progress (Fowler et al., 2021; O’Gorman, 2015). The convective dynamics and the thermodynamics of the extreme precipitation intensity sensitivity to warming have been explored using extreme-relevant simplifications of a single convective plume model. A robust feature is that, the thermodynamic contribution to the sensitivity of extreme precipitation intensity to surface conditions, dominates the extreme precipitation response with less important but competing effects of the convective dynamical contribution and a weak contribution of the microphysical effects (Muller & Takayabu, 2020). The thermodynamic contribution has further been related to surface humidity at saturation and shown to scale with surface temperature at the Clausius-Clapeyron rate (O’Gorman & Schneider, 2009b). These theoretical developments have been assessed using various observations and models (Fischer & Knutti, 2016).

At much coarser scales (> 24 h, > 100 km), multiday events are not straightforwardly linked to deep convection and can involve a sequence of shorter-term precipitating events connected through synoptic wave activity. The single plume model cannot be easily invoked anymore. Extreme accumulations of multiday events are associated with a cut-off scale that increases with warming yielding a biggest-get-bigger effect and does not exhibit a simple scaling with surface temperature (Neelin et al., 2017).

Similarly, at the intermediate daily $1^\circ \times 1^\circ$ scale, extreme precipitation is associated with long-lived organized mesoscale convective systems (Roca & Fiolleau, 2020). Theoretical developments are hampered by the lack of substitute for the single plume model. Idealized cloud-resolving model simulations exhibit very different behaviors (Bao et al., 2017; Muller, 2013; Singleton & Toumi, 2013) with scaling ranging from zero to $7\% \cdot K^{-1}$ up to $14\% \cdot K^{-1}$ ($2 \times CC$ rate). This spread is notably due to the use of different models, to different warming assumptions (following a moist adiabat or constant with height), or owing to different cloud mesoscale organization (Bao et al., 2017; Fildier et al., 2021), and prevents unequivocal identification of key processes so far. Recent observations of $1^\circ \times 1^\circ$ daily precipitation over tropical oceans show a robust scaling of $6\% \pm 1\% \cdot K^{-1}$ based on multiple satellite precipitation and SST products, despite large variability in the precipitation extremes magnitude among the products (De Meyer & Roca, 2021; hereafter DMR21). DMR21 also show that the SST range (300 K–302.5 K) that yields a CC-like increase of the 99.9th percentile of coarse-grained precipitation,

is robust to the selection of the SST and precipitation products. On the model side, such coarse-grained extremes respond to surface warming, as detailed in aquaplanet simulations, with CC-like rate (O’Gorman et al., 2021). Yet for these coarse-grained precipitation extremes at $1^\circ \times 1^\circ \times 1$ -day, the link between vertical velocity, moist static stability and extreme precipitation changes is not conclusive, confirming our limited understanding of the processes at play.

Here we explore coarse-grained extreme precipitation events, by attempting to decipher the sensitivity of the frequency vs. intensity of the individual fine-scale deep convective cells to surface warming using high resolution (< 10 km; hourly) satellite precipitation estimates, and a new theoretical scaling. We show that the CC-like scaling of extreme coarse-grained precipitation with SST is due to the fine-scale precipitating fraction, and not intensity, change with SST.

3.2 Data and method

3.2.1 Satellite precipitation datasets

The distribution of instantaneous fine-scale rain rates which aggregate to coarse-grained precipitation extreme events is investigated using only satellite-based precipitation estimates that resolve sub-diurnal scale at a fine spatial resolution. We further focus on so-called merged products that include both infrared and passive microwave information from the Global Precipitation Constellation owing to their overall better performances compared to single source products (Roca et al., 2021).

Three major products meet these requirements. The Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) product provides precipitation estimations using satellite observations from multiple microwave imagers and sounders as well as space borne radars at $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ and hourly resolution (Kubota et al., 2020). Version 6 of the NRT product is used. The Integrated Multi-satellite Retrievals for the Global Precipitation Measurement (GPM) Mission (IMERG). IMERG (Huffman et al., 2020) product consists in precipitation rates estimates on a regular $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ grid every 30 minutes. It is based on various inter-calibrated source of precipitation data: microwave imagers and sounders observations as well as infrared brightness temperature. The version 6 of the Final Calibrated product is used. The Climate Prediction Center (CPC) morphing technique (CMORPH) Version 1.0 is described in Xie et al., 2017. Precipitation estimates are provided on a regular grid (~ 8 km) every 30 min. More information on these products is available in Roca et al., 2019.

3.2.2 Sea surface temperature

The Operational Sea Surface Temperature and Ice Analysis (OSTIA) product (Donlon et al., 2012) is used. This product relies on IR measurements from the Advanced Very High-Resolution Radiometer (AVHRR) instruments onboard the NOAA satellites as well as the multi-channel Along Track Scanning Radiometer (ATSR) and the ENVISAT Advanced Along-Track Scanning Radiometer (AATSR). Microwave based SST estimates from Advanced Microwave Scanning Radiometer for EoS (AMSR-E)

and the Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) Microwave Imager (TMI) data products are also used. All of these data are blended together with in-situ measurements thanks to a multi-scale optimal interpolation technique using a 3-day assimilation window and ~ 100 km error correlation scale in the tropics. As discussed in DMR21, the IR cloud screening effect and the interpolation parameters both concur to building a “synoptic” foundational SST record.

3.3 Implementation aspects

As discussed in the Introduction, coarse-grained is here associated with the $1^\circ \times 1^\circ$ daily scale. The daily $1^\circ \times 1^\circ$ statistics of precipitation are obtained from the fine-scale precipitation (0.1° ; hourly instantaneous) by accumulating in space and averaging in time. The coarse-grained precipitation is further decomposed into a precipitating fraction (fraction of time and spatial fine-scale precipitation above a given threshold) and a conditional precipitation rate (average of fine-scale precipitation above a given threshold), for various thresholds applied to the satellite precipitation estimates at full space and time resolution (0.1° ; hourly instantaneous). The entire 2012-2016 period for the whole tropical belt (30°S - 30°N) ocean is processed as previously deemed adequate for scaling analysis (DMR21).

The *local* surface temperature is used to compute a scaling for the tropics following previous efforts (Roca, 2019; DMR21). In order to avoid the cooling effect of the contemporaneous extreme precipitation event at the surface, which alters the estimated scaling between precipitation and temperature, a time-lag relationship between the extreme precipitation and the surface temperature is used (e.g., Bao, Sherwood, Alexander, et al. (2017)). For tropical oceans, DMR21 have shown that a two days lag performs well to alleviate the cooling effect when considering three different SST products. All daily $1^\circ \times 1^\circ$ grid boxes are then pooled together into 0.5 K local, lagged SST bins to form the precipitation amount distribution. Wet-days ($P > 1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$) percentiles are then calculated and high percentiles of the distribution, from 99th up to 99.99th, are used as markers of extreme coarse-grained precipitation. Wet days percentiles are preferred over all-days percentiles since it is better suited for scaling analysis as argued in Schär et al. (2016). The value of precipitation at a given percentile is then calculated as the average precipitation falling within 5 % of the percentile value. As noted in the Introduction, DMR21 show that the SST range (300 K-302.5 K) that robustly yields a CC-like increase of extreme coarse-grained precipitation is 300 K-302.5 K. They further show that the CC-scaling shows negligible sensitivity to the temperature-precipitation time lag between 1 and 2 days. Based on these observational results, we focus here on the scaling of extreme coarse-grained precipitation with SST, as measured by the ratio between the 302-302.5 K and the 300-300.5 K precipitation percentile bins, over this 2 K SST range.

3.4 A new scaling for coarse grained extreme precipitation amount with surface temperature

3.4.1 Formulation

With the $[\cdot]$ denoting time averaging and the overbar spatial averaging, the coarse-grained precipitation amount $[\bar{P}]$ in mm can be decomposed as follows

$$[\bar{P}] = \alpha_p \times [\bar{P}_p] \quad (3.1)$$

where $[\bar{P}_p]$ in mm is the space/time amount of fine-scale precipitation P (0.1° ; hourly instantaneous) above a threshold p (subscript). Writing $\alpha_p = [\bar{P}]/[\bar{P}_p]$, the unitless coefficient α_p can be thought of the inverse of the contribution of $[\bar{P}_p]$ (only accounting for fine-scale precipitation above the threshold p) to $[\bar{P}]$ (including all fine-scale precipitation). The coarse-grained thresholded precipitation amount $[\bar{P}_p]$ can further be decomposed as

$$[\bar{P}_p] = \sigma_p \times [\overline{R_{cond p}}] \times D \quad (3.2)$$

where σ_p is the fraction of the space/time domain for which the fine-scale precipitation rate exceeds the threshold p and $[\overline{R_{cond p}}]$ (in $mm.h^{-1}$) is the mean of the fine-scale precipitation rate when it precipitates above the threshold p . D is the duration of the time integral (here set to 24 h).

A scaling for coarse-grained precipitation amount can then be derived writing the incremental change in $[\bar{P}]$ that now reads

$$\frac{\delta[\bar{P}]}{[\bar{P}]} \sim \frac{\delta\alpha_p}{\alpha_p} + \frac{\delta\sigma_p}{\sigma_p} + \frac{\delta[\overline{R_{cond p}}]}{[\overline{R_{cond p}}]} + residual \quad (3.3)$$

The scaling can be approximated as the sum of three terms: the scaling of contribution of $[\bar{P}_p]$ to $[\bar{P}]$, the scaling of the precipitating fraction and the scaling of the conditional mean precipitation rates and a residual corresponding to higher order terms. We note that such an expression as equation 3.1 forms the basis of numerous satellite accumulated precipitation products algorithms (Guiloteau et al., 2016; Roca et al., 2018; Tapiador et al., 2012) and while we use it for extreme coarse-grained precipitation amount, it actually holds for any coarse-grained precipitation amount and no extreme-specific assumptions are introduced in its derivation. The distribution of the precipitation and of these terms are shown for references in figure 3.1 for two thresholds and will be discussed in the course of the Letter.

3.4.2 Sensitivity to the selection of the fine scale threshold

At 300 K and for the 99.9th percentile of the daily $1^\circ \times 1^\circ$ precipitation, the inverse of the contribution of $[\bar{P}_p]$ to the precipitation (figure 3.2.a) exhibits a strong decrease for thresholds above $5 mm.h^{-1}$ ranging from $\sim 90\%$ to less than 20% when considering the ensemble mean of the products. This steep

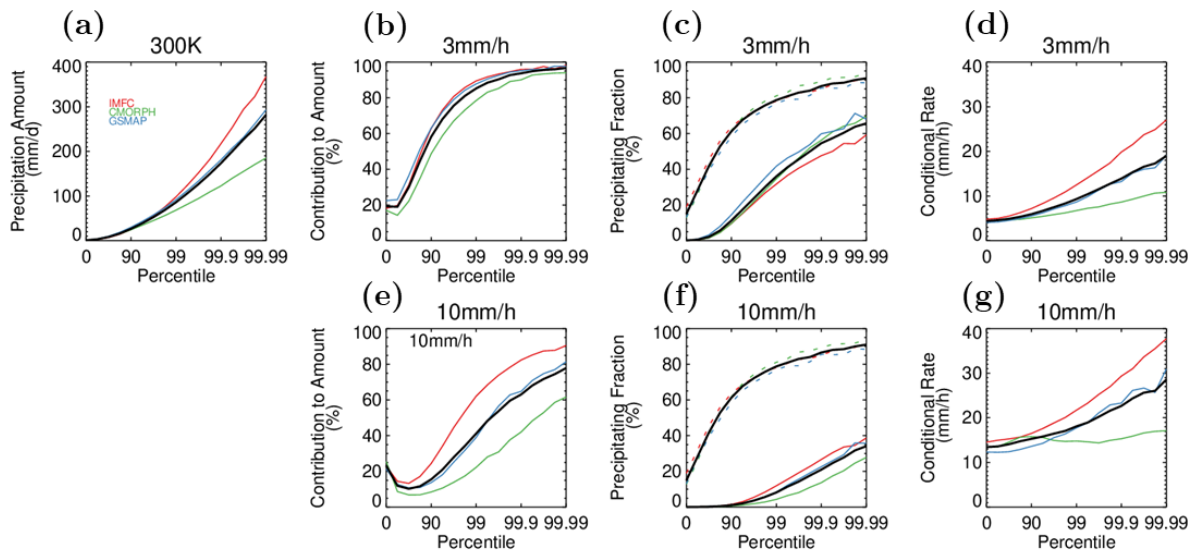


Figure 3.1 – Precipitation amount (a), contribution (b, e), precipitating fraction (c, f) and conditional rate (d, g) at 300 K as a function of the percentile for two fine scale thresholds. Colors correspond to individual products and the multiproduct mean is plotted in black. Dotted lines in (c) and (f) corresponds to a $0 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ threshold.

decrease is robust among the products although its rate is much stronger for CMORPH than for the other two. From 1 to $\sim 3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, the contribution is steady of the order of 95 % of the original precipitation amount and this feature is also robust to the selection of the product. The precipitating fraction (figure 3.2.b) also decreases with the threshold but more regularly than for the contribution. The products agree among each other up to $\sim 7 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ and, above that, are characterized by different intensities in lines with the analysis of the contribution. Figure 3.2.c shows the conditional rain rate as a function of the threshold. The three products agree on the shape of the dependency with a small sensitivity up $\sim 7 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ followed by a steep increase as the threshold increase. All together, this decomposition reveals that the distribution of instantaneous rates in the satellite precipitation products exhibits robust key features despite strong differences in the most intense instantaneous precipitation rate occurrence.

The sensitivity of the scaling to the threshold is investigated as well. Figure 3.2.d shows that the contribution is not sensitive to the SST up to a threshold of $\sim 3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$; a robust aspect among the products. Above this value, the scaling of the contribution becomes product-dependent and ranges from slightly negative (IMERG) to very positive (CMORPH). The scaling of the precipitating fraction is close to the Clausius-Clapeyron rate around $3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ for all products while for larger thresholds, it is characterized by large and product-dependent fluctuations (figure 3.2.e). The conditional rate scaling does not express much sensitivity to the threshold and is on average close to one, slightly above (below) for thresholds lower (higher) than $3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. Using the scaling of equation 3.3 yields to a small positive

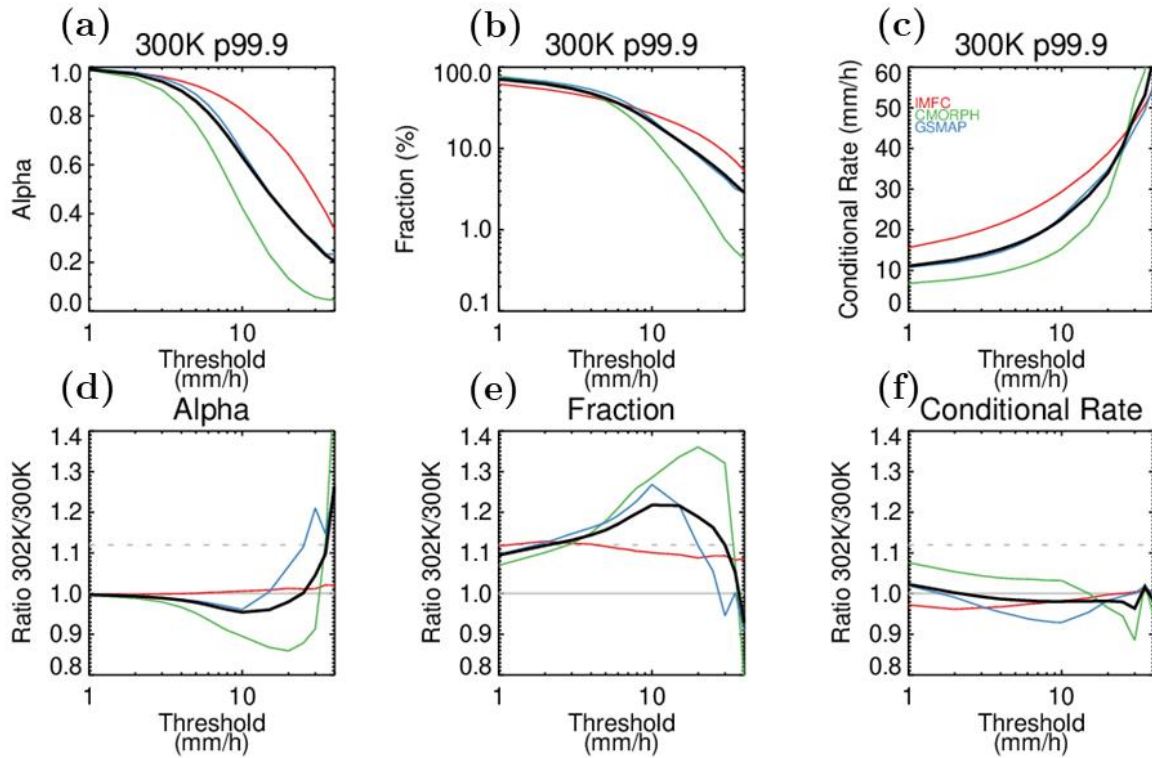


Figure 3.2 – The terms of equation 2.2 for the 99.9 percentile as a function of the fine scale threshold. (top) At 300 K. (bottom) ratio between 302 K and 300 K. For alpha a) and (d); the precipitating fraction (b) and (e) and the conditional rate (c) and (f). Colors correspond to individual products and the multiproducts mean is plotted in black. In the bottom panels, the dashed grey horizontal line is the Clausius-Clapeyron rate.

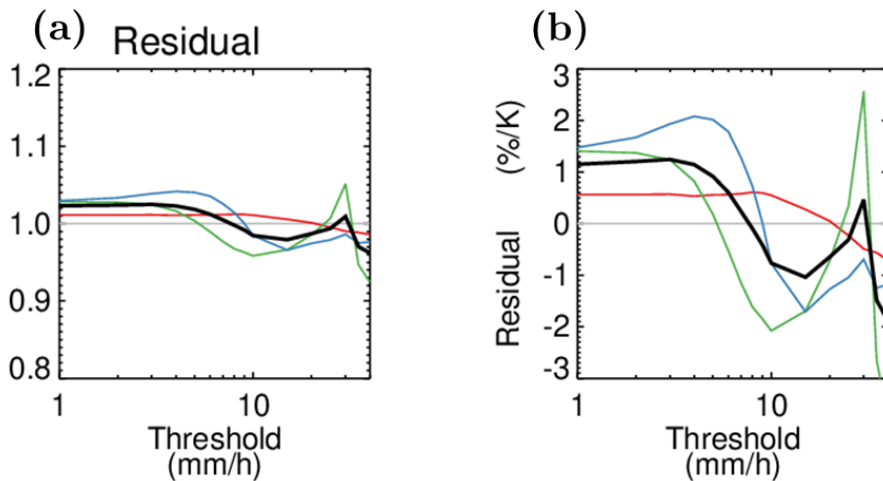


Figure 3.3 – Scaling of the residual of equation 3.2 for a 99.9 percentile as a function of the fine scale threshold. Colors correspond to individual products and the multiproduct mean is plotted in black. In ratio units (a) and in $\% \cdot K^{-1}$ units in (b).

residual that becomes slightly negative above $5\sim 6\text{ mm.h}^{-1}$, with ensemble mean residual ranging between -2 and $1.2\text{ \%}.K^{-1}$ (figure 3.3).

For the 99.9th percentile, selecting a threshold of 3 mm.h^{-1} permits to well represent the total precipitation over the SST range used here for the scaling computation. It further allows to decompose the scaling using equation 3.3 whose individual terms are quantified in Table 3.1. The ensemble mean residual is small, $1.2\text{ \%}.K^{-1}$ and smaller than the standard deviation of the ensemble precipitation scaling ($1.7\text{ \%}.K^{-1}$) indicating the relevance of the scaling approximation. Comparing the individual terms shows that the precipitation fraction scaling is the dominant term of the budget, a feature common to all products, with a value close to Clausius-Clapeyron scaling of $6.6 \pm 0.7\text{ \%}.K^{-1}$. The second term in magnitude is the conditional rate scaling followed by the contribution term. The former exhibits sign changes among the products while the latter is non positive for all the products. In summary, the extreme precipitation amount scaling is dominated, when using a 3 mm.h^{-1} threshold, by the precipitation fraction scaling with CC like values, the difference being due to compensating effects between the much smaller contributions, conditional rate and the residual. While defining the precipitation type is not straightforward using its intensity only (Steiner et al., 1995), at first order, km-scale rain rates typically above 10 mm.h^{-1} can be thought to be linked to convective processes (Thompson et al., 2015). At $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ scale used here, a rate greater than $3\sim 5\text{ mm.h}^{-1}$ can be reasonably thought of as indicative of convective processes at play. In other words, the CC increase of extreme coarse-grained precipitation with temperature is found here to be attributable to the increased fraction of the $1^\circ \times 1^\circ$ grid covered by mainly fine-scale convective precipitation.

Products	$\frac{\delta[P]}{[P]}$	$\frac{\delta\alpha_{3\text{mm}/h}}{\alpha_{3\text{mm}/h}}$	$\frac{\delta\sigma_{3\text{mm}/h}}{\sigma_{3\text{mm}/h}}$	$\frac{\delta[R_{\text{cond}3\text{mm}/h}]}{[R_{\text{cond}3\text{mm}/h}]}$	Residual
IMERG	5.1	0.0	6.2	-1.7	0.6
CMORPH	8.3	-1.2	6.1	2.2	1.2
GSMAP	7.2	-0.5	7.4	-1.6	1.9
Mean	6.9	-0.6	6.6	-0.4	1.2
Std	1.7	0.6	0.7	2.2	0.7

Table 3.1 – Scaling values of the terms of equation 3.2 for a threshold of 3 mm.h^{-1} and the 99.9 percentile. Units are $\text{\%}.K^{-1}$.

3.4.3 Sensitivity to the percentile

The sensitivity of the results to the selection of a given percentile of the distribution is investigated explored keeping the same fine scale threshold of 3 mm.h^{-1} . The conclusions for the 99.9 percentile case ($\sim 170\text{ mm.d}^{-1}$; figure 3.1.a) hold from a broad range of percentiles from 99.5 to 99.99 (figure

3.4). This corresponds to daily $1^\circ \times 1^\circ$ accumulation precipitation ranging from $105 \text{ mm} \cdot d^{-1}$ to $\sim 280 \text{ mm} \cdot d^{-1}$ for the multi products mean (figure 3.1.a). This indicates that the same processes appear to control intense precipitation events ranging from “moderate” to “extreme” extreme precipitation daily amount.

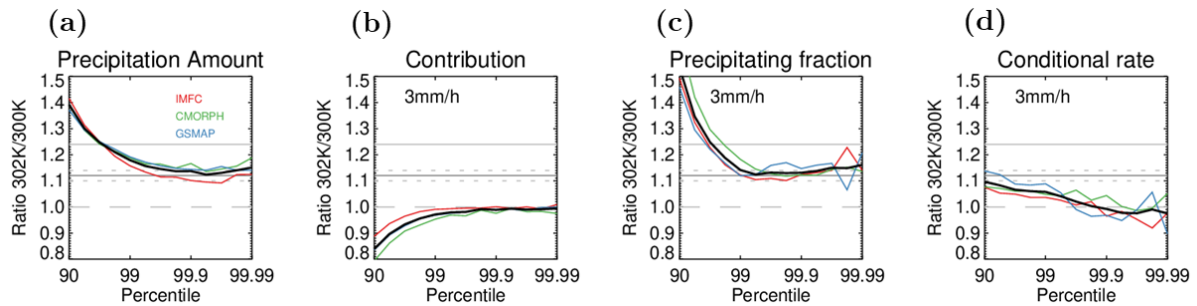


Figure 3.4 – The ratio between 302K and 300K for each of the terms of equation (2) for the fine scale threshold of $3 \text{ mm} \cdot h^{-1}$ as a function of the percentile. For precipitation amount (a); the contribution (b); the precipitating fraction (c) and the conditional rate (d). Colors correspond to individual products and the multiproducts mean is plotted in black. In the bottom panels, the horizontal grey line is the Clausius-Clapeyron rate plus or minus $1 \% \cdot K^{-1}$ indicated by the dotted lines. The other plain grey line is $2 \times CC$ and the dashed grey line corresponds to a ratio of 1.

3.5 Summary and Discussion

The theoretical rationale for the scaling of coarse-grained extreme precipitation amount with sea surface temperature over the tropics is revisited. An observational constraint on the scaling is obtained by using multiple satellite precipitation products and foundational SST over warm tropical oceans. The results show that, once a two days lag is accounted for in the joint precipitation-temperature analysis to mitigate the cooling effect of the intense precipitation on the contemporaneous surface temperature, the coarse-grained extreme precipitation amount scaling is $\sim 6.9 \% \cdot K^{-1}$. The theoretical framework is completed in order to deconvolute the role of the precipitating fractional coverage from the other processes linked to precipitation intensity. The results show that the sensitivity of extreme time-domain-averaged precipitation amount to surface conditions is dominated by the sensitivity of the fractional coverage of fine-scale precipitation above a threshold rather than by changes in the intensity of the small scales precipitating cells. The threshold is indicative of convective precipitation. The fractional coverage scaling is further shown to be very close to the Clausius-Clapeyron rate. These results are robust to the selection of the satellite product and to the percentile selection used to define the extreme. This prompts the following two questions: how does this relate to previous scaling formulations for fine-scale single cell extreme precipitating events whose intensity increase at CC rate? And what drives the CC scaling of the convective precipitation fraction?

By carefully averaging the dry static energy budget equations over a spatial domain and over time (see Appendix 3.6), the scaling of the extreme coarse-grained precipitation can be written as

$$[\bar{P}_e] \sim \frac{1}{L} \left[\int \bar{\rho} \bar{w} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} \right] \quad (3.4)$$

where, as before, the overbar corresponds to spatial averaging and the $[\cdot]$ to temporal averaging. This simplified equation states that the extreme coarse-grained average precipitation can be approximated by the time averaged vertically integrated product of domain mean vertical dynamics and thermodynamics. Interestingly enough, this is very close to the budget equation of O’Gorman & Schneider (2009b) and Muller et al. (2011) although we note that at this stage, we have not introduced much extreme precipitation intensity related assumptions beyond the scale analysis of the r.h.s. of equation 3.12. Furthermore, it is worth noting that no precipitation efficiency term appears in our derivation, unlike earlier scalings at finer convective scale (Muller et al., 2011), since, as noted in the appendix, in our case, we assume when deriving equation 3.4 that, all the condensation leads to surface precipitation.

Further noting σ the precipitating fraction over the space-time domain, we write with the p (d) subscript corresponding to precipitating (non-precipitating) part of the domain respectively

$$\bar{w} = \sigma \bar{w}_p + (1 - \sigma) \bar{w}_d \quad (3.5)$$

Formulating the following strong hypothesis that for extreme coarse-grained precipitation:

- 1) σ is not small compared to 1
- 2) σ is independent of z and set to its surface value
- 3) and $\bar{w}_p > \bar{w}_d$

we can rewrite

$$[\bar{P}_e] \sim \sigma \frac{1}{L} \left[\int \bar{\rho} \bar{w}_p \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} \right] \quad (3.6)$$

Under differentiation, the incremental change in extreme daily averaged precipitation amount over the domain $[\bar{P}_e]$ can be now written, neglecting the higher-order terms,

$$\frac{\delta[\bar{P}_e]}{[\bar{P}_e]} \sim \frac{\delta\sigma}{\sigma} + \frac{\left[\int \bar{\rho} \bar{w}_p \delta\left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial z}\right) \right]}{\left[\int \bar{\rho} \bar{w}_p \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} \right]} + \frac{\left[\int \delta(\bar{\rho} \bar{w}_p) \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} \right]}{\left[\int \bar{\rho} \bar{w}_p \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} \right]} + residual \quad (3.7)$$

This decomposition consists in a fractional surface precipitation coverage term and a thermodynamic term, linked to the changes in the domain averaged dry static energy vertical gradient, and a dynamical term, associated with the changes in the precipitating mass flux. We have kept the classic delineation into thermodynamics and dynamics (Muller et al., 2011), although it should be kept in mind that, owing to our derivation and the introduction of the precipitation fractional coverage, these terms do not compare one-to-one with previously reported similar estimates. Figure 3.1 supports assumption #1 and indicates precipitation fraction over $3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, our reference threshold, ranging from 40 % to 60 % depending on the product and the percentiles under consideration. For a lower threshold ($0 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$), the precipitation fraction exhibits values above 80 % for percentiles above 99. Assumptions #2 and #3

are not backed up by the current datasets and correspond to first order take on deep convection dynamics and vertical distribution. These approximations might require further refinements in the future.

The consequences of our findings are that these newly formulated thermodynamic and dynamical terms cancel each other out, at the residual level. It means that, either, each term is very small and the associated processes do not come into play for coarse-grained precipitation extreme scaling, or the two terms do show significant magnitude compared to the fraction scaling term but of opposite sign. Further clarifying these terms, using the analytical path is strongly hampered by the impossibility, at coarse-grained resolution, to further simplify \bar{s} .

Unlike for the instantaneous small scales, we see here no direct route to relate these terms to surface humidity at saturation, i.e., Clausius Clapeyron rate for the considered SST. It seems needed to turn to model simulations to gain a better understanding of the fate of the thermodynamic and dynamical terms, and will be the subject of future work. At first glance, convective fraction could be related to water vapor convergence (Anthes, 1977), a good candidate for Clausius-Clapeyron like scaling rate with SST (Loriaux et al., 2017). At our coarse-grained scales, heavy tropical precipitation amount events are dominated by organized, long-lived convective systems (Roca & Fiolleau, 2020). The mesoscale convective systems physic hence offers a pathway linking extreme precipitation and convective precipitation fraction, possibly through convergence. Assessing its relevance for the tropical conditions studied here will be a venue for future research.

3.6 Appendix: Scaling of extreme precipitation at coarse-grained scale from the dry static budget

We consider a $1^\circ \times 1^\circ$ domain, and re-derive the scaling approximation for extreme daily precipitation averaged over this domain. We start from heat budget considerations and as various integrals are performed (spatial, vertical, temporal), we detail the various underlying approximations and simplifications. The standard heat budget equation can be derived from the first law of thermodynamic and mass conservation arguments under a few assumptions usually appropriate for tropical conditions (Yanai et al., 1973). We start from the dry static energy equation and mass conservation equation (Schubert et al., 2018):

$$\frac{D}{Dt}(\rho s) = \rho Q_R + L\rho(c - e) \quad (3.8)$$

$$\frac{D}{Dt}(\rho) = 0 \quad (3.9)$$

where D/Dt is the Lagrangian derivative, s is the dry static energy $s = c_p T + gz$ with c_p the specific heat of air at constant pressure and g the acceleration due to gravity, and ρ the mass density of dry air. L is the latent heat of vaporization, c is the condensation rate and e the reevaporation rate; Q_R is

the radiative heating rate. For the sake of simplicity, a constant, L is used here that equals to neglect ice effects on the heat budget although the budget equation accounting for ice can also be formulated.

We further split variables into horizontal averages denoted with overbars, and departures from these horizontal averages denoted by primes, and denote $\bar{D}/Dt = \partial/\partial t + \bar{u} \partial/\partial x + \bar{v} \partial/\partial y + \bar{w} \partial/\partial z$ (advection by the mean wind). We also neglect time and horizontal variations in density $\rho \approx \bar{\rho}(z)$, as well as horizontal eddy flux terms involving horizontal gradients of $\overline{u's'}$ or $\overline{v's'}$, due to the small horizontal temperature gradients in the tropics (weak temperature gradient approximation, Sobel et al., 2001). Thus, the above equations averaged become

$$\bar{\rho} \frac{\bar{D}}{Dt} \bar{s} = \bar{\rho} \bar{Q}_R + L \bar{\rho} (\bar{c} - \bar{e}) - \frac{\partial(\bar{\rho} \overline{w's'})}{\partial z} \quad (3.10)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} (\bar{\rho} \bar{u}) + \frac{\partial}{\partial y} (\bar{\rho} \bar{v}) + \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} \bar{w}) = 0 \quad (3.11)$$

Upon vertical integration, equation 3.10 becomes

$$\int \bar{\rho} \frac{\bar{D}}{Dt} \bar{s} = \int \bar{\rho} \bar{Q}_R + L \bar{P} - \overline{F_{sh}} \quad (3.12)$$

where the integral sign indicates integral $\int_{z=0}^{z=top} (\cdot) dz$ from surface to the top of the atmosphere, $\overline{F_{sh}}$ the sensible heat flux at the surface, \bar{P} the precipitation rate at the surface. \bar{Q}_R is the radiative heating. All the rhs terms should be understood as domain-averages. In obtaining equation 3.12, the latent heating due to clouds that do not precipitate has been neglected. It is difficult to assess if the latter approximation holds at the daily $1^\circ \times 1^\circ$ scale of interest here (Johnson et al., 2015) although for its omission to be significant, it would require unlikely significant lateral cloud material export (Kato et al., 2016). Note though that at smaller, cloud-like kilometric scale, cloud condensate accumulation and lateral advection would make this approximation questionable, and the introduction of a precipitation efficiency would be necessary consistent with earlier small-scale scalings (e.g., Muller et al., 2011).

In the tropics, following the weak temperature gradient approximation (Sobel et al., 2001), the dry static budget is further often simplified,

$$\bar{\rho} \frac{\bar{D}}{Dt} \bar{s} \sim \bar{\rho} \bar{w} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} \quad (3.13)$$

Such an assumption seems to hold for tropical conditions and at the scales of interest here (Betts, 1997; Sobel et al., 2014).

If we now also consider temporally averaged quantities, scale analysis permits to further simplify the r.h.s. of equation 3.12 under heavy daily precipitation conditions. Considering a typical $1^\circ \times 1^\circ$ daily intense event with a precipitation amount of $100 \text{ mm} \cdot d^{-1}$, it corresponds roughly to $\sim 3000 \text{ W} \cdot m^{-2}$ heating of the atmospheric column during that day. Climatologically, over tropical oceans, the sensible heat flux is much smaller than the precipitation term (Kato et al., 2016) and recent observations over the Indian

Ocean further confirm this scale analysis with $F_{sh} \approx 10 W.m^{-2}$ for typical intense precipitation event at the $1^\circ \times 1^\circ$ daily scale (Johnson et al., 2015). The radiative cooling term is also often neglected due to its smaller magnitude compared to the precipitation term (L'Ecuyer & Stephens, 2003). Over the western part of the tropical Pacific Ocean, during the TOGA-COARE campaign, daily vertically averaged $\overline{Q_R}$ oscillates around $\pm 1 K.d^{-1}$, roughly $\pm 100 W.m^{-2}$ (Johnson & Ciesielski, 2000) still very small compared to precipitation warming. Expressing time averaging with the $[\cdot]$ operator and the above-mentioned simplifications, it comes

$$[\overline{P_e}] \sim \frac{1}{L} \left[\int \overline{\rho w} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} \right] \quad (3.14)$$

3.7 Complément à la publication

Au cours de ce chapitre, un nouveau formalisme pour décomposer les précipitations extrêmes a été introduit. Cette partie complémentaire sert à simplifier la compréhension de ce nouveau formalisme qui sera également utilisé dans le chapitre 4. Les précipitations extrêmes accumulées sur un domaine et dans le temps peuvent ainsi s'exprimer comme le produit de trois termes :

$$[\overline{P}] = \sigma_p \left[\overline{R_{cond_p}} \right] \alpha_p \quad (3.15)$$

Avec $\left[\overline{R_{cond_p}} \right]$ le taux de précipitation moyen quand il pleut au-dessus d'un certain seuil instantané sous-maille, σ_p la fraction du domaine et du temps pour laquelle la précipitation sous-maille excède ce seuil et α_p représente un facteur correctif dû à la contribution des précipitations inférieures au seuil par rapport au cumul sur le domaine, et permet de fermer le bilan.

Afin d'éclairer la signification de chacun des trois termes de l'équation 3.15, la figure 3.5 montre une représentation schématique de la précipitation sous-maille d'un point de grille de 1° (ou 100 km) peuplé de 100 points de grilles de 0.1° (ou 10 km) et sur un seul pas de temps. Dans cet exemple, le cumul de précipitation sur le domaine, équivalent à la moyenne spatiale des taux de précipitation, vaut $[\overline{P}] = 7.2 mm$. En prenant le seuil instantané $2 mm.h^{-1}$ comme référence pour l'exemple, $\sigma_{2mm.h^{-1}} = \frac{64}{100} = 0.64$ car 64 pixels sur les 100 ont une précipitation avec un taux supérieur ou égal à $2 mm.h^{-1}$. $\left[\overline{R_{cond_{2mm.h^{-1}}}} \right] = \frac{27 \times 1mm.h^{-1} + 23 \times 2mm.h^{-1} + 22 \times 5mm.h^{-1} + 19 \times 25mm.h^{-1}}{9} = 9.9 mm.h^{-1}$ est le taux moyen des précipitations dont le taux est supérieur ou égale à $2 mm.h^{-1}$. Enfin, $\alpha_{2mm.h^{-1}} = \frac{[\overline{P}]}{\sigma_{2mm.h^{-1}} \left[\overline{R_{cond_{2mm.h^{-1}}}} \right]} = 1.14$ est l'inverse de la contribution du volume des précipitations supérieures ou égales à $2 mm.h^{-1}$ au cumul des précipitations du domaine de 1° . C'est-à-dire que le cumul des précipitations au sein du domaine de 1° est 14% plus élevé que le cumul au sein de la fraction précipitante supérieure ou égal à $2 mm.h^{-1}$, ou inversement que 88% du cumul des précipitations du domaine s'explique par les précipitations avec un taux supérieure ou égal à $2 mm.h^{-1}$. Par construction, α_p est

plus grand que 1. Il est important de garder à l'esprit que cela s'agit d'un exemple sans dimension temporelle et donc sans considération d'aucun cumul temporel.

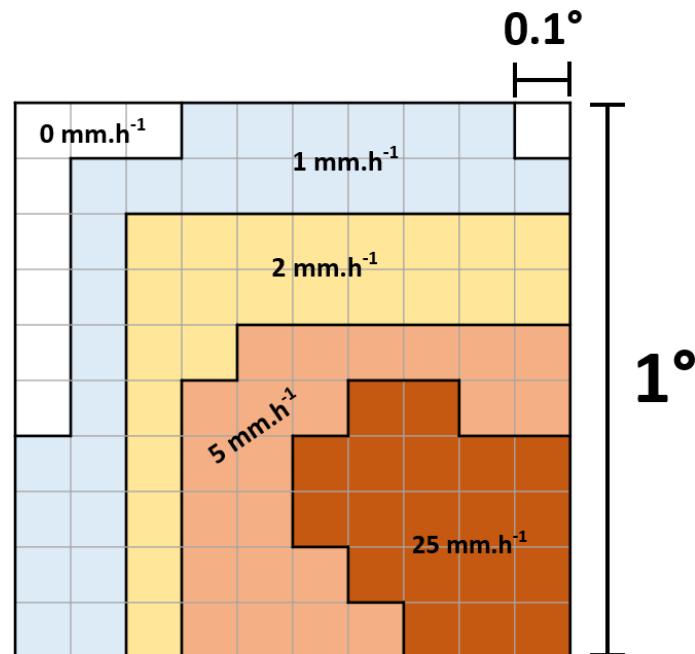


Figure 3.5 – Représentation schématique de la précipitation sous-maille d'un point de grille de résolution 1° à un pas de temps donné. Chaque carré représente un point de grille à la résolution spatiale de 0.1° .

3.8 Conclusion du chapitre

Une nouvelle approche théorique a été proposée dans ce chapitre et permet de décomposer le changement des précipitations aux échelles accumulées en une fraction précipitante au sein du domaine spatio-temporel et un taux de précipitation conditionnel (c-à-d le taux de précipitation fine échelle au sein de la fraction précipitante). À partir des résultats issus du chapitre 2, à savoir l'augmentation des précipitations extrêmes $1^\circ/1$ -jour avec la SST tropicale au taux de CC au sein du régime CC, la sensibilité des termes de la décomposition a été analysée afin de comprendre les mécanismes associés à l'augmentation des précipitations extrêmes aux échelles accumulées au sein du régime CC. Pour cela, les estimations pleine résolution des produits satellites de précipitation ont été utilisées. Il a été montré que le taux de précipitation conditionnel ne change pas avec la SST, tandis que la sensibilité de la fraction précipitante des points de grille pilote la sensibilité des précipitations extrêmes accumulées. Cette sensibilité a pu être quantifiée et est proche du taux de CC.

Le bilan d'énergie statique sèche a été revisité pour étendre la validité du scaling des précipitations extrêmes aux échelles accumulées. L'expression du taux des précipitations extrêmes dérivée de la revisite du bilan d'énergie est semblable à celles obtenues dans d'autres développements, à la différence que les nouvelles hypothèses aux échelles accumulées ne permettent pas d'exprimer l'énergie statique sèche

comme une fonction de l'humidité spécifique à saturation, et donc de relier le changement des précipitations extrêmes à la valeur du taux de CC. En discriminant la vitesse verticale au sein du domaine entre les zones précipitantes et non précipitantes, il a pu être montré que le nouveau scaling aux échelles accumulées fait intervenir trois termes : un terme dynamique, un terme thermodynamique et un terme relié au changement de la fraction précipitante au sein du domaine. Étant donné que ce dernier pilote l'augmentation des précipitations extrêmes accumulées, il a été suggéré que les termes thermodynamique et dynamique s'annulent entre eux ou bien sont négligeables.

Les limites du développement analytique ne permettent pas d'aller plus loin dans la compréhension de la sensibilité de la fraction précipitante, et par extension des précipitations extrêmes accumulées, à la température. Deux pistes sont donc envisagées pour explorer les processus en œuvre dans cette sensibilité. La première consiste à utiliser un modèle à convection profonde résolue afin d'avoir accès aux champs tri-dimensionnelles des variables physiques d'intérêts, et sera abordée dans le chapitre 4. La seconde piste consiste à investiguer le rôle des systèmes convectifs de méso-échelle dans les points de grille extrêmes correspondant au régime CC, afin de connaître leur contribution dans la sensibilité des précipitations extrêmes 1°/1-jour. Cette dernière piste sera abordée dans le chapitre 5.

Sensibilité des précipitations extrêmes à la SST dans un modèle à convection profonde résolue

4.1 Introduction

Les précipitations extrêmes à l'échelle $1^\circ/1$ -jour et issues d'observations satellites augmentent à un taux proche de celui de Clausius-Clapeyron (CC) dans un régime spécifique de température de surface des océans (SST) tropicaux (chapitre 2). Afin d'étudier les mécanismes responsables de l'augmentation des précipitations extrêmes aux échelles accumulées (c-à-d des échelles temporelles et spatiales pour lesquelles le cumul de précipitation est prédominant sur l'intensité instantanée, typiquement $1^\circ/1$ -jour), une approche théorique alternative a été proposée et repose sur la décomposition du changement des précipitations accumulées en trois termes (équation 3.3) :

- Un terme relié au changement de la fraction précipitante des points de grille extrêmes.
- Un terme relié au changement de l'intensité instantanée des précipitations au sein de la fraction précipitante.
- Un terme relié au changement de la contribution des précipitations instantanées au cumul total.

Il a pu être mis en évidence que la fraction précipitante pilote l'augmentation des précipitations extrêmes accumulées observées par satellites (chapitre 3). Par ailleurs, le bilan d'énergie statique sèche a été revisité pour étendre la validité du scaling aux échelles accumulées. Ce scaling fait intervenir un terme thermodynamique, un terme dynamique et un terme relié à la fraction précipitante (équation 3.7). Cependant, ce nouveau développement ne permet pas de dégager une explication analytique simple du taux d'augmentation des précipitations extrêmes.

Afin d'éclaircir les processus à l'origine de l'augmentation de la fraction précipitante au sein des points de grille avec une précipitation extrême, et par extension de l'intensité des précipitations extrêmes accumulées, un modèle à convection profonde résolue (ou CRM pour *Convection Resolving Model*) est utilisé au cours de ce chapitre. Les CRM sont des modèles dont la résolution spatiale permet de résoudre explicitement la convection. Ils représentent ainsi mieux les processus atmosphériques à petite échelle tels que la convection et capturent mieux les détails de son organisation que les modèles à convection paramétrisée (Fowler et al., 2021). Ils améliorent également la simulation de la dynamique locale des orages quand bien même ils ne peuvent pas résoudre les détails du nuage à fine échelle, comme l'entraînement d'air environnant. Les CRM sont des outils particulièrement utiles pour expliquer certains mécanismes liés aux précipitations extrêmes et analyser les différentes contributions responsables de leur

changement avec la température. Notamment, à l'aide de simulations idéalisées issues de CRM et regrillées à plusieurs résolutions, Muller et al. (2011) ont pu montrer que les précipitations extrêmes augmentaient au taux de Clausius-Clapeyron dans un climat plus chaud, et que la contribution thermodynamique domine la réponse quand la contribution dynamique est négligeable (voir équation 1.10). Avec des simulations similaires, Romps (2011) ou encore Abbott et al. (2020) ont pu confirmer le scaling au taux de CC des précipitations extrêmes tropicales instantanées et le rôle prédominant de la contribution thermodynamique. En forçant l'organisation de la convection sous forme de lignes de grain, Muller (2013) obtient également des résultats comparables tandis que Singleton & Toumi (2013) ont mis en avant le rôle de la contribution dynamique dans le scaling $2\times CC$ des précipitations extrêmes instantanées issues d'une ligne de grain idéalisée des moyennes latitudes. Sur des échelles accumulées, O'Gorman et al. (2021) montrent que le scaling des précipitations extrêmes dans les tropiques est également proche du taux de CC au sein de leur simulation idéalisée d'aquaplanète issue d'un CRM, et que le signal est également dominé par la contribution thermodynamique. À plus petite échelle, ils montrent que le scaling des précipitations extrêmes est légèrement supérieur à CC à cause de la contribution dynamique positive, tandis que la contribution thermodynamique est toujours proche de CC. Enfin, Fildier et al. (2017) utilise un modèle de circulation générale (ou GCM pour *Global Circulation Model*) superparamétrisé, c'est-à-dire un GCM avec un CRM 2D de résolution horizontale 4 km permettant de résoudre la convection au sein de chaque point de grille d'environ 2° , afin d'étudier les extrêmes de précipitations horaires à l'échelle du point de grille du GCM (mésos-échelle) et du CRM (échelle convective). Les précipitations extrêmes des deux échelles augmentent à un taux proche de CC avec un réchauffement et le mode thermodynamique pilote cette augmentation au premier ordre. Dans leur étude, les occurrences d'extrêmes convectifs et méso-échelles ne sont pas nécessairement corrélées dans l'espace et le temps ; les uns peuvent survenir sans que les autres surviennent. Notamment, les extrêmes convectifs sont définis par de fortes intensités sur une faible surface précipitante et les extrêmes méso-échelles par de grandes fractions précipitantes indifféremment de l'intensité locale. La fraction précipitante de ces deux types d'extrêmes répond différemment à un réchauffement, elle baisse dans le cas des extrêmes méso-échelles et augmente dans le cas des extrêmes convectifs, ce qui implique que davantage de points de grille à l'échelle convective sont pluvieux, et que leur intensité globale augmente.

Ainsi, la majorité des études sur le scaling des précipitations extrêmes dans des simulations issues de CRM suggèrent qu'elles augmentent au taux de CC et que la contribution thermodynamique, à travers l'augmentation du contenu en humidité, domine leur réponse à un réchauffement. Les contributions de la dynamique et de la microphysique (ou de l'efficacité des précipitations) sont résiduelles (Bao et al., 2017; Bao & Sherwood, 2019). Néanmoins, il a été mis en évidence la différence de réponse au réchauffement global des précipitations extrêmes à petite échelle entre les CRM idéalisés et les CRM régionaux. Pour ces derniers, l'intensification des précipitations extrêmes avec un réchauffement est supérieure, soulignant l'importance de la dynamique grande échelle dans cette réponse (Fowler et al., 2021).

Des GCM ont également été utilisés pour étudier les processus associées à la sensibilité des précipitations extrêmes tropicales (O’Gorman, 2015; O’Gorman & Schneider, 2009b; Sugiyama et al., 2010) mais leur difficulté à simuler des précipitations convectives réalistes ne permet pas de dégager une réponse claire (Pendergrass et al., 2016). De manière générale, les modèles dans lesquels la convection est paramétrisée ont besoin de diverses améliorations (résolution, représentation des phénomènes sous-mailles, etc.) afin de réduire la diversité intermodèle dans la réponse des précipitations extrêmes tropicales à un réchauffement (Dai & Soden, 2020; S. Pfahl et al., 2017). Le recours à une paramétrisation a un impact fort sur l’organisation de la convection et sur les précipitations extrêmes à l’échelle journalière (Bao et al., 2017; Pendergrass, 2020). Des réanalyses ont aussi été utilisées pour étudier les processus associées à la sensibilité des précipitations extrêmes (Lenderink et al., 2017) mais elles ne sont pas pertinentes sur les océans tropicaux (Virman et al., 2021).

L’objectif de ce chapitre est d’éclaircir les processus à l’origine de l’augmentation de la fraction précipitante dans les points de grille extrêmes aux échelles accumulées.

Les questions auxquelles cette étude souhaite répondre sont :

- Est-ce que le CRM, dans une configuration idéalisée, permet de raffiner la compréhension des mécanismes reliés à la sensibilité des extrêmes de précipitation à la SST sur des échelles accumulées ?
- Est-ce que ces mécanismes sont sensibles à l’échelle d’accumulation ?
- Si le scaling adapté aux échelles accumulées développé dans le chapitre précédent est validé dans les simulations, peut-il permettre d’éclaircir les processus à l’origine du changement de la fraction précipitante ?

Dans un premier temps, le modèle et les simulations utilisées sont présentés dans la section 4.2. Ensuite, les ordres de grandeur des précipitations extrêmes des simulations à différentes échelles d’accumulation ainsi que leur sensibilité à la SST seront discutés dans la section 4.3. Le formalisme de la décomposition des précipitations extrêmes (équation 3.3) sera appliqué dans les sorties du modèle dans la section 4.4. Enfin, la contribution des termes du scaling des précipitations extrêmes aux échelles accumulées (équation 3.4) sera discutée dans la section 4.5.

4.2 Modèle et simulations

Nous utilisons le CRM System for Atmospheric Modeling (SAM) (Khairoutdinov & Randall, 2003) dans une configuration quasi-similaire à celle prescrite par RCEMIP, l’exercice d’intercomparaison des modèles à l’équilibre radiatif-convectif (RCE) (Wing et al., 2018). L’état RCE est une idéalisation du système climatique dans lequel la convection équilibre les pertes de chaleur par rayonnement de l’atmosphère. Il est atteint en prescrivant un ensoleillement constant ainsi qu’une SST uniforme horizontalement et la convection est générée en initialisant le modèle avec du bruit aléatoire. L’état RCE, par construction, omet les effets de la circulation générale grande échelle, et peut donc être considéré comme représentatif de l’atmosphère de la ceinture tropicale au sein de laquelle il n’y a (en

moyenne) pas de mouvement vertical de grande échelle et où la structure thermique est adiabatique humide (Fildier et al., 2017; Wing et al., 2018). L'équilibre radiatif-convectif des tropiques a par ailleurs pu être confirmé par des observations (Jakob et al., 2019). Le paramètre de Coriolis est nul dans les simulations, il n'y a donc pas structure rotative (donc pas de cyclone).

La configuration RCE est considérée comme étant la plus simple pour analyser le changement des précipitations extrêmes (O'Gorman, 2015). Plusieurs études ont tiré profit de la simplicité de cette configuration pour analyser la sensibilité des précipitations extrêmes dans un climat plus chaud (par exemple, Abbott et al., 2020; C. Muller, 2013; Muller et al., 2011; Pendergrass et al., 2016; Romps, 2011; Singh & O'Gorman, 2014).

Nous utilisons le domaine en canal décrit par Wing et al. (2018), c'est-à-dire un domaine fermé de 6144 km de long pour 384 km de large, sur une grille native de 3 km avec 74 niveaux verticaux. Le domaine en canal permet à la convection de s'agréger et ainsi d'avoir plusieurs zones avec de la convection active ainsi que le développement d'une circulation grande échelle. Le petit domaine en carré décrit par Wing et al. (2018) et utilisé dans RCEMIP n'est pas adéquat pour étudier les extrêmes de précipitation car l'agrégation de la convection y est plus difficile (Bao et al., 2017; Bao & Sherwood, 2019; Fildier et al., 2021; Wing et al., 2020). Nous utilisons deux simulations, respectivement avec une SST prescrite de 300 K et de 305 K, dont seuls les 25 derniers jours des 100 simulés sont utilisés afin de s'assurer que l'atmosphère a atteint l'état d'équilibre radiatif-convectif. La résolution temporelle des sorties du modèle est de 30 min.

4.3 Précipitations extrêmes aux échelles accumulées dans les simulations idéalisées

4.3.1 Ordres de grandeur des précipitations à différentes échelles d'accumulation

Afin d'explorer la sensibilité des précipitations extrêmes à l'échelle d'accumulation, nous avons moyenné les sorties du modèle de résolution originelle spatiale de 3 km et temporelle de 30 min à différentes résolutions. La figure 4.1 montre la distribution des taux de précipitations conditionnées ($> 1 \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$) pour une SST de 300 K, sous la forme d'une probabilité de dépasser un seuil donné, pour les 4 nouvelles échelles de résolution spatiale ; 15 km, 30 km, 60 km et 96 km. De plus, quatre nouvelles échelles de résolution temporelle sont également représentées et correspondent à des cumuls temporels sur 24 h, 12 h, 6 h et 3 h (figure 4.1.a, b, c et d, respectivement). Les cumuls de précipitation sont présentés dans la même unité pour toutes les résolutions, à savoir en $\text{mm} \cdot \text{j}^{-1}$, afin de faciliter la comparaison.

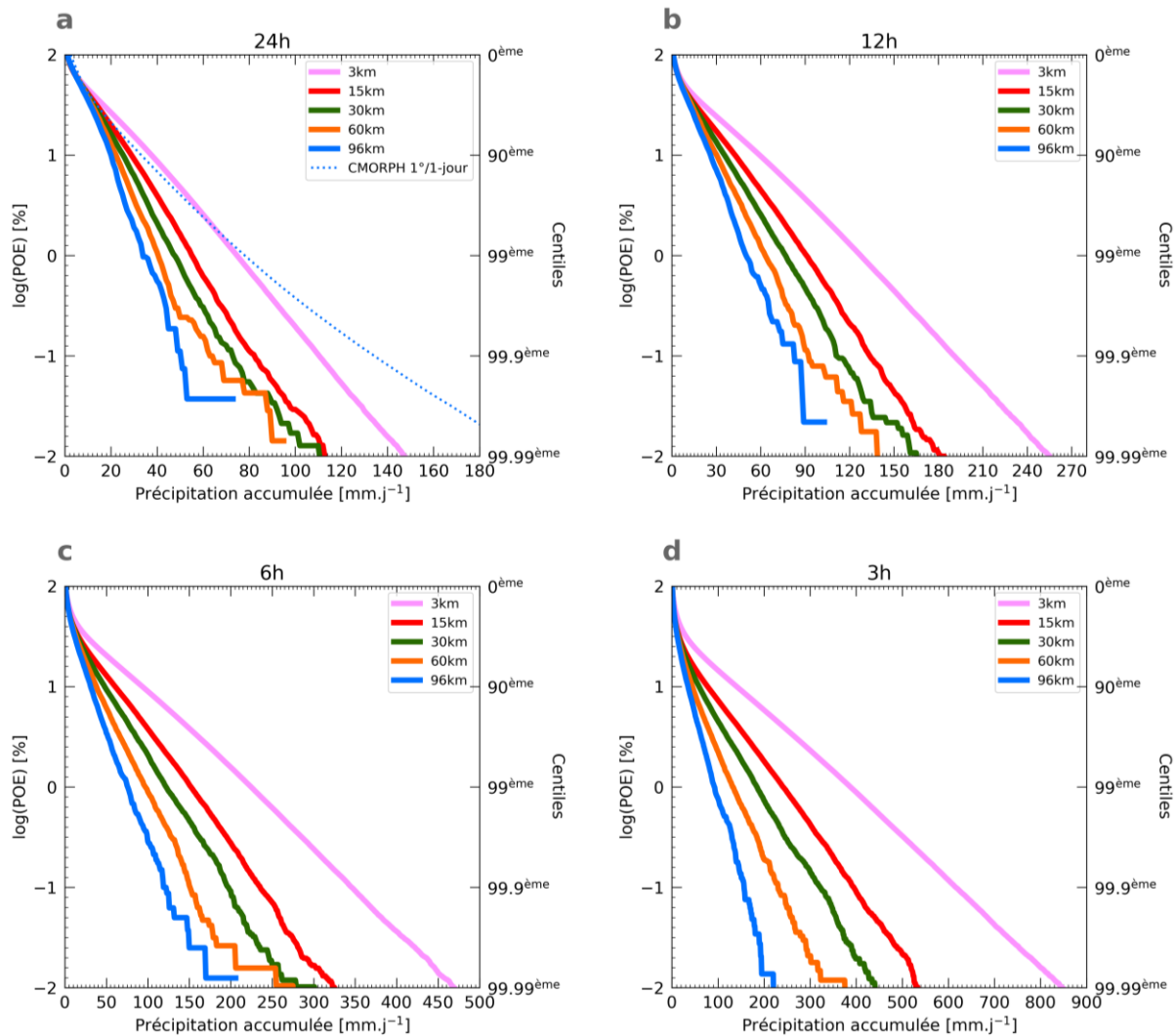


Figure 4.1 – Probabilité de dépasser un seuil (POE) en échelle log des précipitations conditionnées ($> 1 \text{ mm.j}^{-1}$) de SAM à la SST de 300 K, accumulées sur différentes échelles spatiales (couleurs) et temporelles (a. 24 h, b. 12 h, c. 6 h et d. 3 h). NB : Les axes des abscisses ont des échelles différentes. A titre de comparaison, la POE du produit satellite $1^\circ/1$ -jour CMORPH, tirée du chapitre 2, est présentée dans la figure a.

Les occurrences les plus faibles pour un seuil donné correspondent comme attendu à la résolution la plus faible, à savoir 96 km/24 h (figure 4.1.a), résolution pour laquelle le 99.9^{ème} centile de la distribution vaut 51 mm.j^{-1} . La distribution des taux de précipitation à 96 km/24 h est à mettre en résonance avec celle du chapitre 2, où dans le cadre des produits satellites de précipitation à $1^\circ/1$ -jour les mêmes occurrences correspondent à des seuils de précipitation beaucoup plus forts (figure 2.1 et figure 4.1.a courbe pointillée). Par exemple, la valeur du 99.9^{ème} centile de la distribution des taux de précipitation s'établit entre 120 mm.j^{-1} et 240 mm.j^{-1} selon le produit satellite, soit près de deux à cinq fois plus fort que le modèle SAM en configuration idéalisée dans une résolution similaire. D'autre part, O'Gorman et al. (2021), Na et al. (2020) et B. Fildier et al. (2017) présentent des taux de précipitation extrême

près de deux fois supérieurs dans des résolutions similaires à centile équivalent, en utilisant respectivement SAM en RCE sur une aquaplanète, le CRM global NICAM et le GCM superparamétrisé SPCAM. Ici, aucun taux de pluie supérieur à 80 mm.j^{-1} n'est répertorié à la résolution de 96 km/24 h.

Les forts cumuls de précipitation sont naturellement plus fréquents lorsque la taille des points de grille diminue pour une même durée d'accumulation. Néanmoins, les précipitations extrêmes sont plus sensibles à l'accumulation temporelle que spatiale. Par exemple, les valeurs du 99.9^{ème} centile entre la résolution spatiale 96 km et 15 km pour une résolution temporelle donnée sont à peu près deux fois plus grandes (par exemple, figure 4.1.a courbe bleue vs rouge), mais ces valeurs sont environ quatre fois plus grandes entre une durée d'accumulation de 24 h et de 6 h pour une résolution spatiale donnée (par exemple, figure 4.1.a courbe rouge vs figure 4.1.d courbe rouge). Ces résultats dénotent la forte sensibilité du modèle à l'échelle spatiale et temporelle considérée. À 3 km, la queue de la distribution des taux de précipitation présente des valeurs nettement plus élevées que pour les autres résolutions spatiales, et la valeur du 99.9^{ème} centile à pleine résolution spatiale et temporelle (3 km/30 min) est supérieur à 2000 mm.j^{-1} (figure 4.2). En comparaison avec d'autres études utilisant des CRM en RCE, les précipitations à 3 km des simulations à notre disposition sont près de deux fois plus fortes, à centile équivalent, que Abbott et al. (2020) pour les précipitations instantanées, près de trois fois plus fortes que O'Gorman (2015) autant pour les précipitations instantanées, sur 3 h et journalières et deux fois plus fortes que Caroline J. Muller et al. (2011) pour les précipitations horaires et journalières.

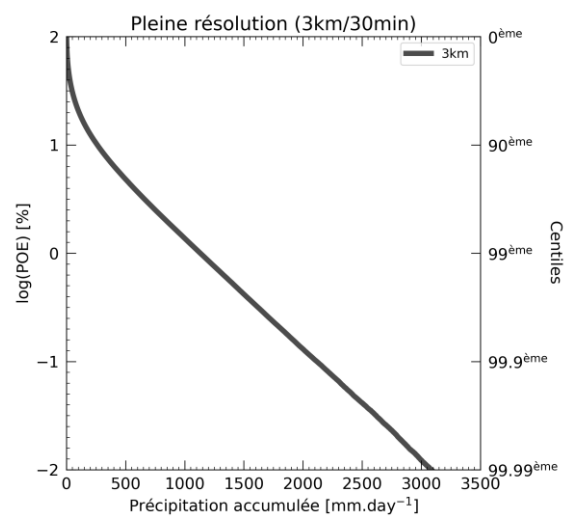


Figure 4.2 – Similaire à la figure 4.1 mais à pleine résolution (3 km/30 min).

Ces disparités peuvent reposer sur des différences de méthodologie (par exemple, conditionner le calcul de la valeur des centiles sur la distribution des taux de précipitation $> 1 \text{ mm.j}^{-1}$) autant que sur des différences intrinsèques entre les simulations (différents modèles, différents domaines, différents taux de refroidissement radiatif, SST ou cisaillement prescrits, différente agrégation de la convection au sein du domaine, différent schéma de microphysique, etc), et soulignent la difficulté de comparer les résultats entre les différentes études de scaling (Fowler et al., 2021; Pendergrass, 2020).

4.3.2 Sensibilité des précipitations extrêmes à la SST à différentes échelles d'accumulation

Conformément à la section 2.6, le marqueur des extrêmes que nous utilisons à présent n'est plus exactement la valeur du centile de la distribution des taux de précipitation. Nous calculons la moyenne des taux de précipitation des points de grille dont la précipitation est dans les 10 % de la valeur du centile. Par exemple, si la valeur du 90^{ème} centile est 100 mm.j^{-1} , nous regroupons tous les points de grille avec une précipitation comprise entre 90 mm.j^{-1} et 110 mm.j^{-1} et en faisons la moyenne. A présent, les centiles réfèrent à la valeur moyennée des taux de précipitation des points de grille dans les 10 % et non à leur valeur absolue. De même, les points de grille extrêmes correspondent aux points de grille avec un taux de précipitation dans les 10 % de la valeur du centile.

La figure 4.3 présente le scaling des précipitations extrêmes entre les simulations à la SST de 300 K et de 305 K. Seules les sensibilités calculées avec 100 points minimum par simulation sont discutées. Le taux de Clausius-Clapeyron (CC) théorique a été préalablement calculé pour les conditions de l'expérience et sa valeur est de $6.82 \% .K^{-1}$. Le scaling des précipitations à pleine résolution (3 km/30 min) tend asymptotiquement vers des valeurs proches du taux de CC, cohérent avec la majorité des études utilisant des simulations idéalisées de CRM pour étudier les précipitations extrêmes sur de petites échelles (Abbott et al., 2020; Muller, 2013; Muller et al., 2011; O'Gorman et al., 2021; Romps, 2011). En cumulant les précipitations sur 3 h toujours à 3 km, le taux de scaling change significativement (figure 4.3.d courbe noire vs courbe rose). Les cumuls temporels successifs sur 6 h, 12 h et 24 h ne changent pas davantage la réponse des précipitations extrêmes au réchauffement (courbe rose figure 4.3.a.b.c). Ainsi, en dehors des précipitations extrêmes instantanées, les taux de scaling à 3 km de notre étude sont légèrement supérieurs à ceux de O'Gorman (2015) aux mêmes résolutions temporelles de 3 h, 6 h et 24 h.

Le scaling des précipitations extrêmes aux autres résolutions spatiales considérées ne présentent pas non plus de sensibilité notable au cumul temporel sur 3 h et plus. En revanche, pour les résolutions spatiales de 15 km et plus, le scaling est essentiellement supérieur à CC et tend vers des valeurs jusqu'à $2 \times CC$, avec une sensibilité relativement faible entre les différentes résolutions spatiales. Il y'a ainsi un faible impact sur les taux de scaling de l'accumulation temporelle au-delà de 3 h et un fort impact de la moyenne spatiale au-delà de 15 km, avec des taux près de $2 \times CC$. Dans Muller et al. (2011), la sensibilité à l'échelle spatiale du scaling des précipitations extrêmes horaires est nulle et le scaling est proche de CC pour les quatre résolutions spatiales considérées à partir du centile 99.9. Ici, la sensibilité à l'échelle spatiale est plus importante, notamment entre la résolution à 3 km et celles au-dessus, et le scaling tend vers des valeurs deux fois supérieures à CC quel que soit le cumul temporel effectué.

Afin d'investiguer plus en détail la disparité des réponses des précipitations extrêmes à un réchauffement selon la résolution spatio-temporelle et de déterminer quels processus sont à l'origine de la sensibilité, nous sélectionnons deux centiles à 24 h et deux autres à 3 h pour lesquels la sensibilité des précipitations est proche du taux de CC pour l'un et proche de $2 \times CC$ pour l'autre. Le tableau 4.1

récapitule les taux de scaling pour les centiles sélectionnés dans les différentes résolutions spatiales et temporelles.

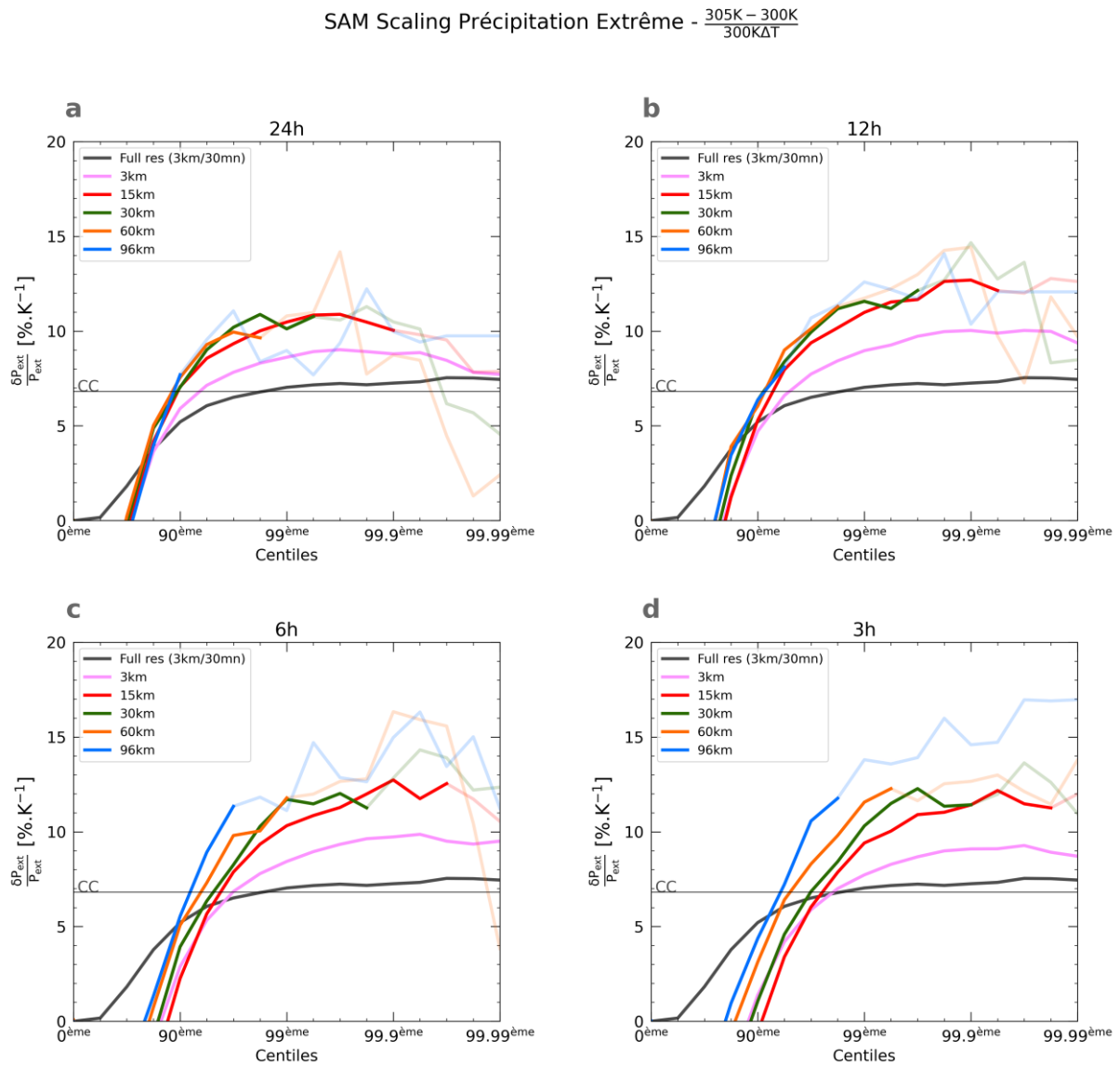


Figure 4.3 – Taux de scaling des précipitations de SAM entre la simulation à la SST de 300 K et de 305 K en $\% \cdot K^{-1}$ en fonction du centile et sur différentes échelles spatiales (couleurs) et temporelles (a. 24h, b. 12h, c. 6h et d. 3h). Le scaling est en transparence pour les centiles où moins de 100 points sont disponibles. La ligne horizontale marque la valeur théorique du taux de Clausius-Clapeyron.

Le chapitre 3 proposait un nouveau formalisme pour étudier le scaling des précipitations extrêmes en décomposant les précipitations aux échelles accumulées en trois différents termes. Ce formalisme a permis de mettre en avant le rôle de la fraction précipitante et la faible contribution de l'intensité des cellules précipitantes dans l'augmentation des précipitations extrêmes avec la SST. La section suivante rappelle les bases de ce formalisme afin de l'appliquer dans les quatre configurations sélectionnées dans le tableau 4.1.

		96 km	60 km	30 km	15 km
24 h	p90	7.70	7.55	7.03	7.06
	p99.44	X	X	10.76	10.85
3h	p96.84	10.57	8.30	6.85	6.03
	p99.9	X	X	11.42	11.42

Tableau 4.1 – Valeur du taux de scaling des précipitations accumulées en $\%.K^{-1}$ aux différents quantiles et différentes résolutions spatiales et temporelles sélectionnés dans le texte. Le 90^{ème} (96.84^{ème}) quantile à 24 h (3 h) présente des valeurs proches de CC ($\sim 7\%.K^{-1}$) pour toutes les résolutions spatiales (sauf 96 km/3 h), et le 99.44^{ème} (99.9^{ème}) à 24 h (3 h) des valeurs super-CC pour toutes les résolutions spatiales. Les croix signifient que moins de 100 points sont disponibles pour calculer le scaling aux résolutions correspondantes.

4.4 Analyse des approches théoriques dans les simulations idéalisées

4.4.1 Décomposition des précipitations extrêmes aux échelles accumulées

Au cours du chapitre précédent, un nouveau formalisme pour décomposer les précipitations extrêmes a été introduit. Les précipitations extrêmes accumulées sur un domaine et dans le temps peuvent ainsi s'exprimer comme le produit de trois termes :

$$[\bar{P}] = \sigma_p \left[\overline{R_{cond_p}} \right] \alpha_p \quad (4.1)$$

Avec $\left[\overline{R_{cond_p}} \right]$ le taux de précipitation moyen quand il pleut au-dessus d'un certain seuil instantané sous-maille, σ_p la fraction du domaine et du temps pour laquelle la précipitation sous-maille excède ce seuil et α_p représente un facteur correctif dû à la contribution des précipitations inférieures au seuil par rapport au cumul sur le domaine, et permet de fermer le bilan.

La fraction précipitante des précipitations supérieures à différents seuils pour une SST de 300 K et pour les centiles et les résolutions sélectionnés dans la section précédente (tableau 4.1) est présentée dans la figure 4.4. Concernant les précipitations cumulées sur 24 h (figure 4.4.a et b), les valeurs de fraction précipitante sont relativement basses, notamment quand on les compare à celles déterminées par observation satellites dans des points de grille de résolution similaire (figure 3.1.b). Cependant, la comparaison entre les résultats issus des simulations et des observations n'est pas directe, d'une part il est difficile de comparer deux distributions dont les valeurs des centiles similaires sont fortement différentes, et d'autre part les précipitations instantanées des produits satellites ont une résolution de l'ordre de 10 km/1 h contre 3 km/30 min pour les simulations. Pour la résolution spatiale de 96 km, environ 15 % de la maille est couverte de précipitation avec un taux supérieur à 1 mm.h^{-1} pour le

99.44^{ème} centile. Par ailleurs, la sensibilité de la fraction précipitante des précipitations journalières à la résolution spatiale est faible, la fraction est environ égale ou inférieure à 17 % pour tous les seuils, toutes les résolutions spatiales et pour les deux centiles présentés. Elle augmente légèrement dans les points de grille extrêmes correspondant au centile 99.44, en comparaison de ceux au centile 90, mais les deux résolutions spatiales sélectionnées à ce dernier centile ne présentent pas de différence (figure 4.4.b). Cela laisse suggérer que c'est l'augmentation de la durée pendant laquelle les points de grille sont pluvieux et non l'augmentation de la surface spatiale des précipitations qui explique l'augmentation de la fraction précipitante entre les deux centiles.

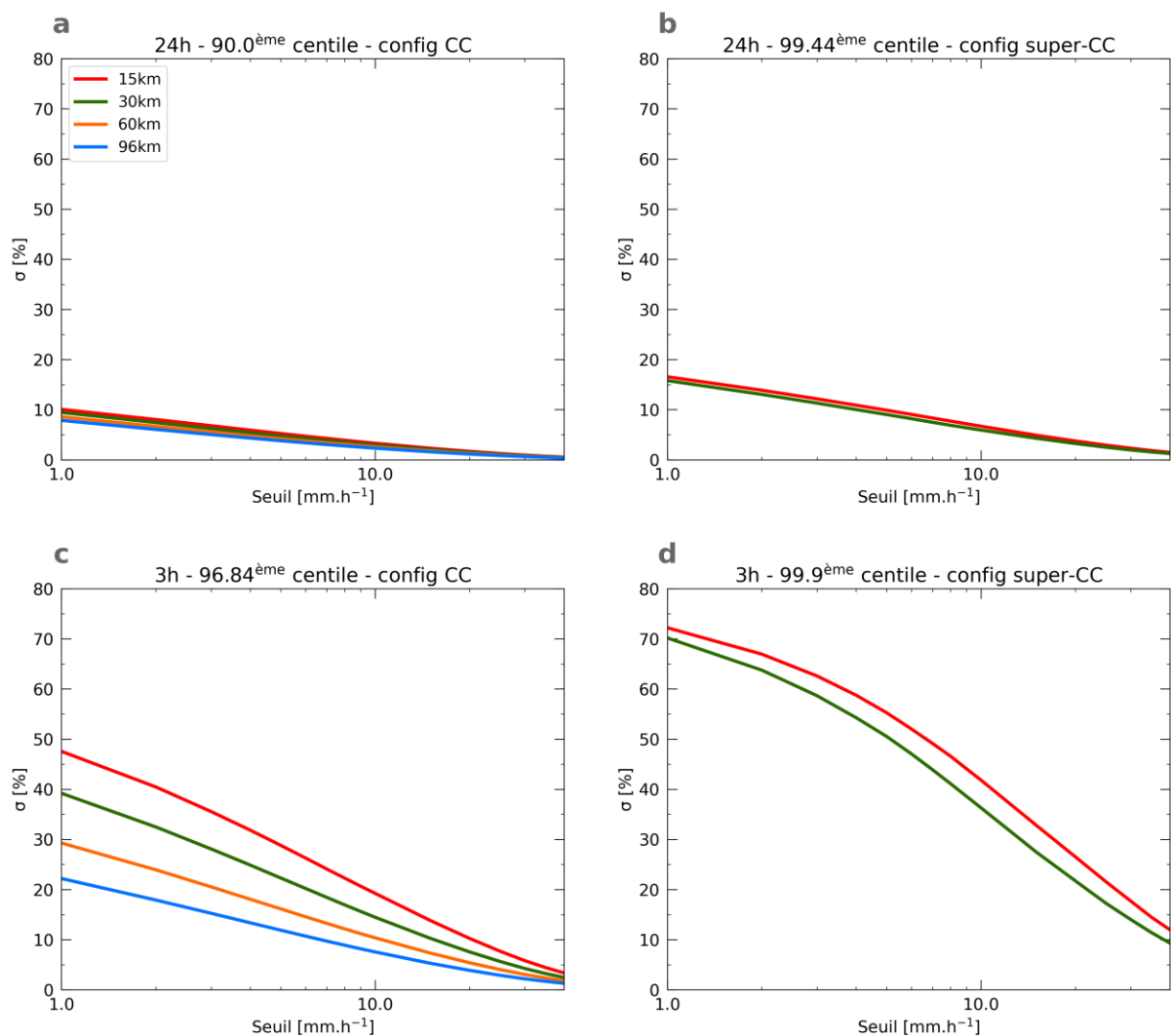
SAM Fraction Précipitante σ - 300K

Figure 4.4 – Fraction des précipitations instantanées sous-maille au sein des points de grille extrêmes à différents seuils (σ_p) dans la simulation à la SST de 300 K et aux différentes configurations définies dans le texte.

En ce qui concerne les cumuls sur 3 h (figure 4.4.c et d), la fraction précipitante des points de grilles extrêmes aux deux centiles sélectionnés est nettement plus élevée. Pour le centile 96.84, la fraction de la maille avec un taux de précipitation supérieur à 1 mm.h^{-1} s'échelonne de 22 % à 48 % selon la résolution spatiale, et est supérieure à 70 % pour le centile 99.9 aux résolutions spatiales de 15 km et de 30 km. La dispersion des valeurs de fraction précipitante entre les différentes résolutions spatiales est donc plus forte dans le cas des cumuls sur des plus courtes durées. Ainsi, la fraction précipitante est sensible au cumul, surtout temporel. Au centile 99.9 sur 3 h d'accumulation (figure 4.4.d), la fraction des précipitations supérieures à 40 mm.h^{-1} représente environ $\frac{1}{7}$ de la fraction précipitante totale, alors qu'elle est proche presque nulle dans les autres configurations.

SAM Taux de Précipitation Conditionnel R_{cond} - 300K

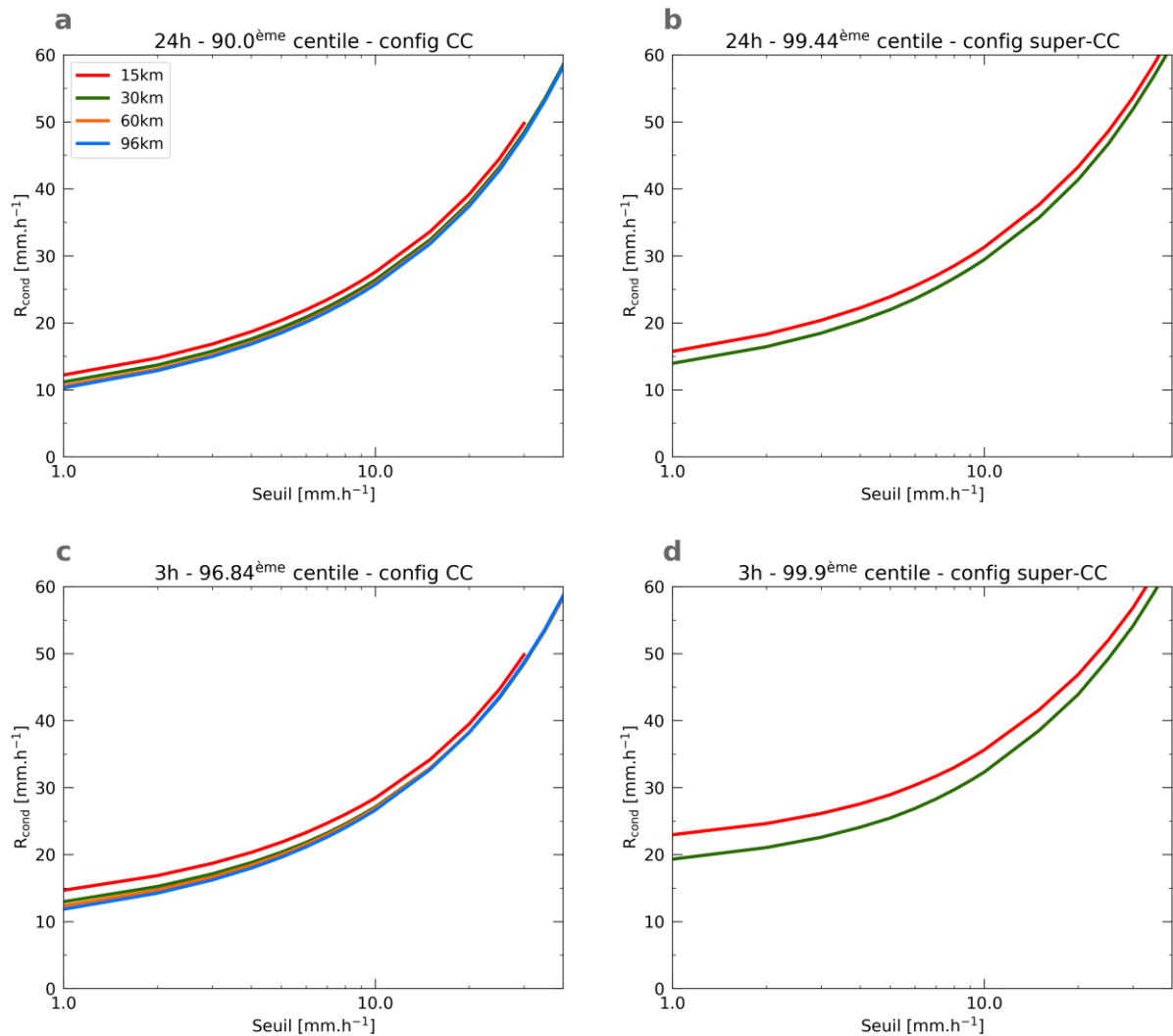


Figure 4.5 – Taux de précipitation moyen quand il pleut au-dessus d'un certain seuil instantané sous-maille ($\overline{R_{\text{cond}_p}}$) au sein des points de grille extrêmes et dans la simulation à la SST de 300 K aux différentes configurations définies dans le texte.

La précipitation conditionnée $\left[\overline{R_{cond_p}}\right]$ ne présente pas de sensibilité significative ni à la résolution spatiale, ni à la résolution temporelle (figure 4.5). Les valeurs de $\left[\overline{R_{cond_p}}\right]$ sont en revanche plus grandes quand on considère un centile plus élevé. Pour le centile 99.9 sur 3 h d'accumulation (figure 4.5.d), le taux de précipitation moyen des précipitations qui sont supérieures à 1 mm.h^{-1} est autour voire plus grand que 20 mm.h^{-1} , contre environ 10 à 15 mm.h^{-1} pour les trois autres configurations. En revanche, le taux de précipitation moyen des précipitations qui sont supérieures à 10 mm.h^{-1} est approximativement le même dans les quatre configurations ($25\sim 30 \text{ mm.h}^{-1}$). Cela signifie que les cumuls de précipitation sur 3 h au centile 99.9 ont une contribution plus faible des précipitations avec un taux inférieur à 10 mm.h^{-1} ; c'est surtout les cellules précipitantes intenses qui construisent les cumuls.

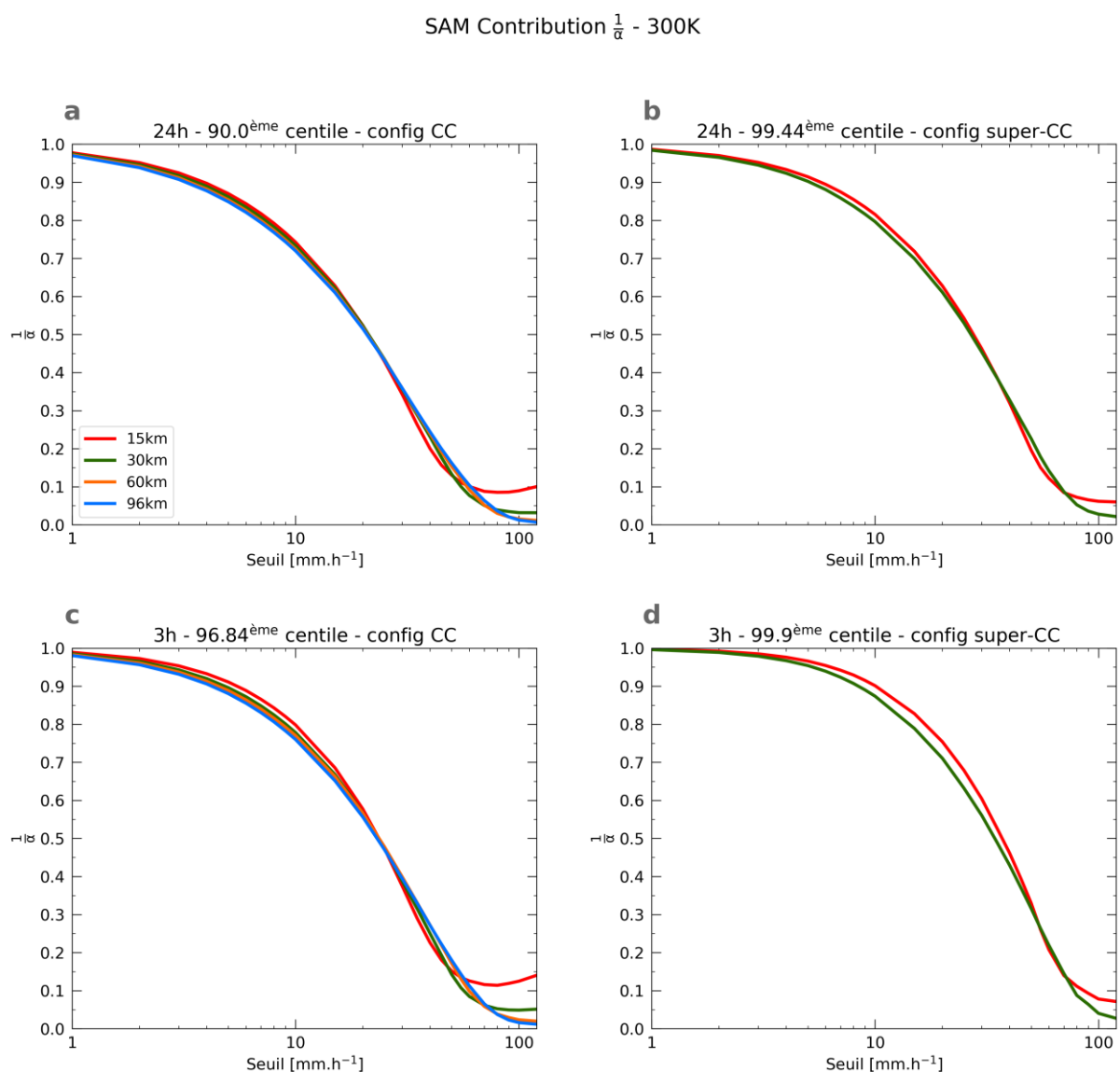


Figure 4.6 – Contribution des précipitations sous-maille du point de grille extrême supérieures à un certain seuil au volume total des précipitations du point de grille, dans la simulation à la SST de 300 K et aux différentes configurations définies dans le texte.

Enfin, le facteur correctif α_p est robuste à la taille de la maille (figure 4.6). Seules les précipitations supérieures à 10 mm.h^{-1} du centile 99.9 sur 3 h d'accumulation (figure 4.6.d) montrent une contribution notablement supérieure aux autres cas, cohérent avec l'explication donnée ci-avant sur la contribution des cellules intenses.

La distribution des trois termes de l'équation 4.1 pour une SST de 300 K et à différentes résolutions spatiales et temporelles permet de mettre en évidence quelques caractéristiques intrinsèques aux simulations idéalisées de SAM dont nous disposons associées aux précipitations extrêmes. La fraction précipitante au sein des points de grille extrêmes est relativement faible, surtout quand la résolution temporelle est faible, et peut être une piste pour expliquer les faibles cumuls de précipitation extrême. Cette fraction précipitante est principalement conditionnée par la durée d'accumulation considérée plus que par la taille de la maille. Entre le tiers et la moitié de la fraction des précipitations supérieures à 1 mm.h^{-1} est composée de précipitations au taux supérieur à 10 mm.h^{-1} , et ce pour chacune des résolutions spatio-temporelles sélectionnées. Dans la configuration correspondant au centile 99.9 sur des accumulations de 3 h, les cumuls de précipitations extrêmes ont une plus forte contribution des cellules intenses de précipitation.

4.4.2 Expression analytique des précipitations extrêmes aux échelles accumulées

Dans le chapitre précédent, il a été démontré qu'en partant du bilan d'énergie statique sèche, les précipitations extrêmes accumulées au sein d'un domaine peuvent s'écrire

$$[\bar{P}_e] = \frac{1}{L} \left[\int \bar{\rho} \bar{w} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} \right], \quad (4.2)$$

avec L la chaleur latente d'évaporation, ρ la masse volumique de l'air, w la vitesse verticale et s l'énergie statique sèche tel que $s = C_p T + gz$ avec C_p la chaleur spécifique de l'air à pression constante et g l'accélération gravitationnelle. Les variables surlignées correspondent à la moyenne horizontale au sein du domaine, et les crochets $[\]$ à la moyenne temporelle. La validité de l'équation 4.2 est testée dans les simulations de SAM à la SST de 300 K et de 305 K pour les quatre différentes configurations préalablement sélectionnées dans la section 4.3.2. $[\bar{P}_e]$ est ainsi calculé au sein des mêmes points de grille extrêmes correspondant à chacun des centiles de chaque configuration. L'intégrale est calculée de la surface à la tropopause, repérée par l'altitude à laquelle le gradient de température s'inverse dans chacune des simulations.

Pour les accumulations sur 24 h, les valeurs des extrêmes de précipitations diagnostiquées et pronostiquées avec l'équation 4.2 sont semblables (tableau 4.2). En ce qui concerne les accumulations sur 3 h, les précipitations extrêmes diagnostiquées et pronostiquées ne sont dès lors plus comparables et ce quel que soit la résolution spatiale. Deux pistes peuvent permettre d'expliquer le contraste de la validité de l'équation 4.2 selon la durée d'accumulation. Premièrement, l'omission après analyse d'échelle

			$[\overline{P_{ext}}]$		$\frac{1}{L} \left[\int \bar{\rho} \bar{w} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} \right]$		$\frac{\delta[\overline{P_{ext}}]}{[\overline{P_{ext}}]}$	$\frac{\delta \left[\int \bar{\rho} \bar{w} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} \right]}{\left[\int \bar{\rho} \bar{w} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} \right]}$
			300 K	305 K	300 K	305 K		
24h	p90	96 km	19,8	27,5	18,7	27,3	7,7	9,2
		60 km	22,1	30,4	20,5	29,9	7,6	9,1
		30 km	25,2	34,1	23,7	33,3	7,0	8,1
		15 km	28,7	38,8	26,9	38,3	7,1	8,4
	p99.44	96 km	X	X	X	X	X	X
		60 km	X	X	X	X	X	X
		30 km	51,9	79,8	50,8	80,8	10,8	11,8
		15 km	60,1	92,7	57,8	96,4	10,9	13,4
3h	p96.84	96 km	63,1	96,4	49,3	74,9	10,6	10,4
		60 km	86,2	121,9	59,8	79,3	8,3	6,5
		30 km	119,0	159,8	76,5	95,9	6,9	5,1
		15 km	159,5	207,6	92,7	121,6	6,0	6,2
	p99.9	96 km	X	X	X	X	X	X
		60 km	X	X	X	X	X	X
		30 km	317,8	499,4	391,9	689,0	11,4	15,2
		15 km	386,9	607,8	471,8	850,6	11,4	16,1

Tableau 4.2 – Taux de précipitation ($mm.j^{-1}$) diagnostiqué vs pronostiqué à l'aide de l'équation 4.2 et les taux de scaling associés aux différentes configurations définies dans le texte. Les croix signifient que moins de 100 points sont disponibles aux résolutions correspondantes qui sont donc passées sous silence.

(section 3.6) du terme de flux de chaleur sensible $\overline{F_{sh}}$ ou du terme de réchauffement radiatif $\overline{Q_R}$ n'est peut-être pas nécessairement justifiée à des échelles temporelles en dessous de 24 h. Ensuite, les expressions du taux de précipitation extrême utilisées dans diverses études font habituellement apparaître un terme d'efficacité de la précipitation, qui représente généralement la fraction des condensats qui atteignent la surface sous forme de précipitation (équation 1.8, Abbott et al., 2020; Muller et al., 2011; Romps, 2011). Il a en revanche été montré dans le chapitre précédent que l'expression du taux de précipitation extrême aux échelles accumulées (équation 4.2) ne fait pas apparaître de terme d'efficacité de la précipitation, mais que son omission à des échelles plus fines est questionnable (Bao & Sherwood, 2019; Fildier et al., 2018; Singh & O'Gorman, 2014). Il est donc possible que la disparité entre les valeurs des extrêmes de précipitations diagnostiquées et pronostiquées puissent être associée à l'omission d'un terme d'efficacité de la précipitation. Au centile 96.84, les précipitations pronostiquées sont plus faibles que celles diagnostiquées, ce qui suggère que le désaccord n'est pas associé à l'omission d'un terme d'efficacité. Le comportement est inversé au centile 99.9 et la valeur de l'efficacité des précipitations dans cette configuration serait alors $\epsilon \approx 0.8$ à 300 K (avec $\epsilon = [\overline{P}_{diagnostiquée}]/[\overline{P}_{pronostiquée}]$). Les deux pistes évoquées peuvent donc coexister pour expliquer le contraste de la validité de l'équation 4.2 selon la durée d'accumulation, mais leur exploration est hors du cadre de cette étude.

Quand bien même les valeurs absolues des taux de précipitation sur 3 h pronostiquées à l'aide de l'équation 4.2 sont éloignées de celles diagnostiquées, leurs changements fractionnels entre 300 K et

305 K au centile 96.84 sont proches (tableau 4.2). Ce comportement est moins valable en ce qui concerne le centile 99.9, et peut s'expliquer par un changement de l'efficacité des précipitations dans les cas très extrêmes sur des accumulations temporelles de 3 h, et donc à une échelle plus proche de l'échelle convective (à 305 K, l'efficacité serait $\epsilon \approx 0.7$). Cette différence dans la sensibilité de l'efficacité des précipitations selon l'échelle a été mise en évidence dans Muller & Takayabu (2020) et Fildier et al. (2017), et Lutsko & Cronin (2018) ont souligné l'importance du schéma microphysique appliqué au CRM dans la sensibilité de l'efficacité des précipitations à la température.

Finalement, l'équation 4.2 capture correctement le changement des précipitations extrêmes entre les deux climats, à l'exception de la surestimation modérée dans le cas du centile 99.9 sur 3 h d'accumulation. La décomposition du changement fractionnel de $[\bar{P}_e]$ en un mode dynamique et thermodynamique est cohérente et nous l'explorons dans la section 4.5.

4.5 Analyse multi-échelle de la sensibilité des termes issus des approches théoriques à la SST

4.5.1 Sensibilité des termes de la décomposition des précipitations extrêmes aux échelles accumulées à la SST

En reprenant l'équation 4.1, il est possible de décomposer le changement fractionnel de $[\bar{P}]$ entre un climat froid et un climat chaud en la somme du changement de la fraction précipitante σ_p , de la pluie conditionnée $[\overline{R_{cond_p}}]$ et de l'inverse de la contribution α_p . Il vient le scaling suivant :

$$\frac{\delta[\bar{P}]}{[\bar{P}]} = \frac{\delta\sigma_p}{\sigma_p} + \frac{\delta[\overline{R_{cond_p}}]}{[\overline{R_{cond_p}}]} + \frac{\delta\alpha_p}{\alpha_p} + \text{résidus} \quad (4.3)$$

La figure 4.7 présente le scaling de la fraction précipitante des points de grille extrêmes entre la SST de 300 K et de 305 K en fonction du seuil. Pour rappel, les précipitations accumulées $[\bar{P}]$ augmentent au taux de CC dans les configurations de la figure 4.7.a et c, et super-CC dans les configurations de la figure 4.7.b et d. Pour les quatre configurations, la fraction des précipitations supérieures à un taux compris entre 1 et 10 $mm.h^{-1}$ augmente à un taux inférieur à CC. Pour le seuil 1 $mm.h^{-1}$, la sensibilité est comprise entre environ 0 et 3 $\%.K^{-1}$.

Le scaling de l'intensité de la précipitation sous-maille seuillée, ou $[\overline{R_{cond_p}}]$, est dépendant du scaling de la fraction précipitante σ_p , au sens où une fraction plus grande de précipitations supérieures à un seuil élevé va influencer le $[\overline{R_{cond_p}}]$ des seuils faibles, il faut donc toujours l'analyser en parallèle du scaling de la fraction précipitante σ_p . Le comportement du scaling de $[\overline{R_{cond_p}}]$ entre les configurations CC (figure 4.8.a et c) et super-CC (figure 4.8.b et d) est différent. Le changement de $[\overline{R_{cond_p}}]$ pour les seuils supérieurs à 1 $mm.j^{-1}$ est d'environ 7 $\%.K^{-1}$ pour les configurations CC et supérieure à

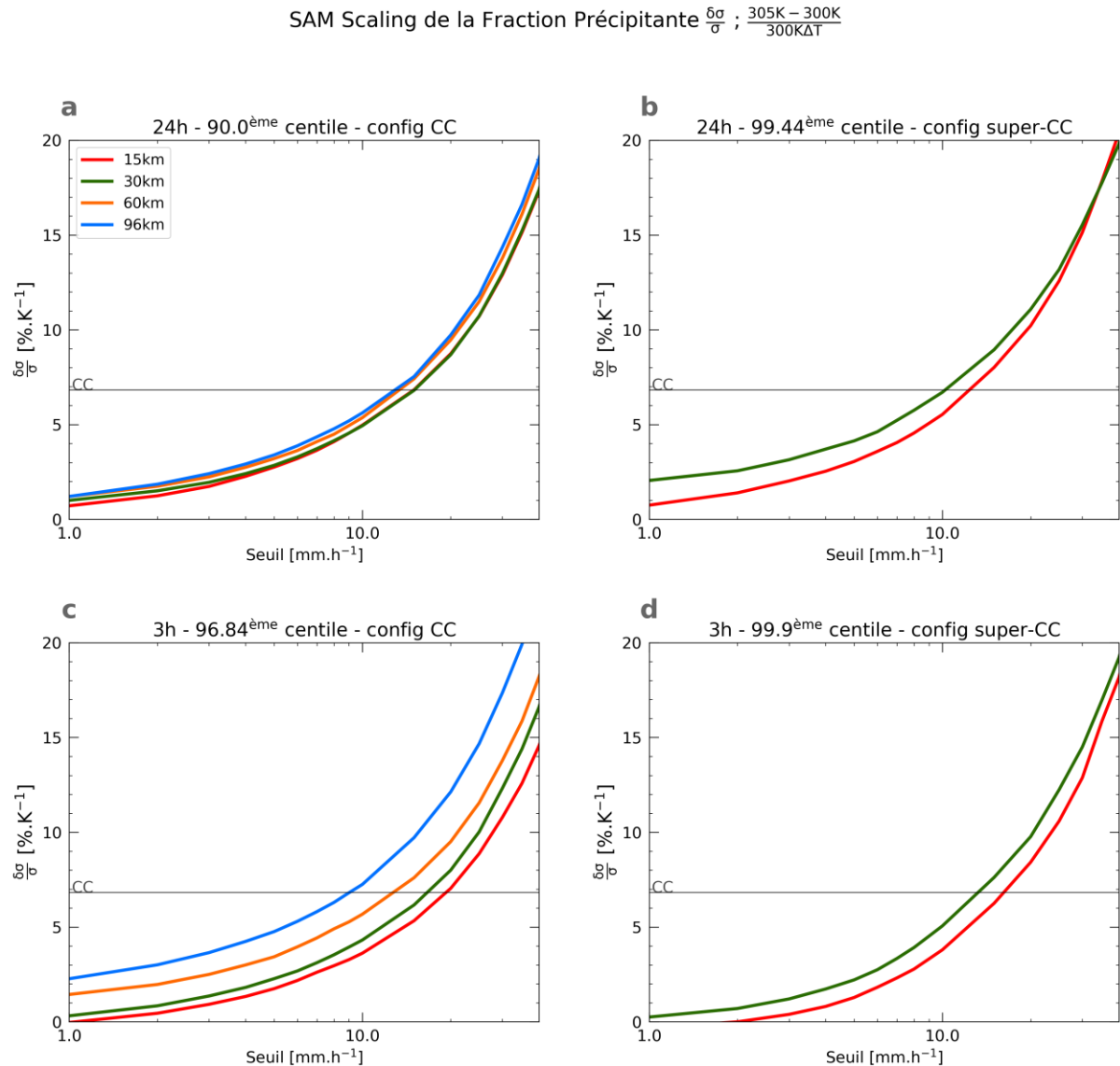


Figure 4.7 – Taux de scaling entre la SST de 300 K et de 305 K en $\% . K^{-1}$ de la fraction des précipitations instantanées sous-maille au sein des points de grille extrêmes ($\frac{\delta\sigma_p}{\sigma_p}$) en fonction du seuil et aux différentes configurations définies dans le texte. La ligne horizontale marque la valeur théorique du taux de Clausius-Clapeyron.

$12 \% . K^{-1}$ pour les configurations super-CC, là où le scaling de la fraction précipitante avait le même comportement entre toutes les configurations pour tous les seuils. La diminution du scaling de $\left[\overline{R_{cond_p}}\right]$ en fonction du seuil est également plus marquée dans les configurations super-CC, ainsi le scaling converge vers des valeurs similaires dans les seuils élevés pour les quatre configurations.

Pour les précipitations sous-mailles supérieures à $1 \text{ mm} . \text{h}^{-1}$, le scaling du facteur correctif α_p (figure 4.9) est proche de $0 \% . K^{-1}$; ces précipitations ne contribuent pas plus ni moins au volume totale $[\bar{P}]$ du domaine après un réchauffement du climat de 5 K. Pour les autres seuils, le scaling de α_p est toujours

négatif et diminue autour du seuil 8 mm.h^{-1} , exprimant la diminution (l'augmentation) avec un réchauffement de l'inverse de la contribution (de la contribution) au volume total des précipitations supérieures à 8 mm.h^{-1} .

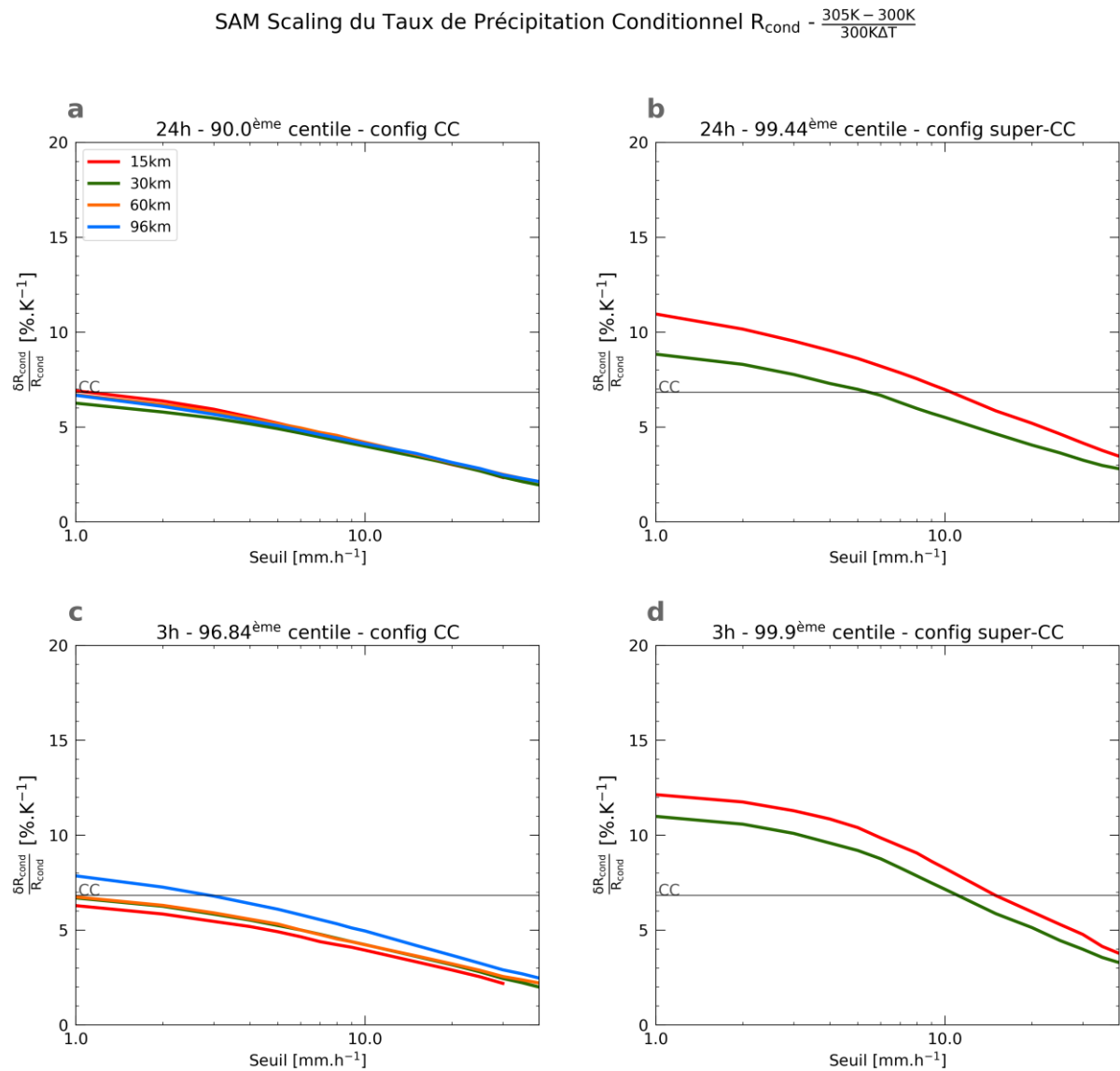


Figure 4.8 – Taux de scaling entre la SST de 300 K et de 305 K en $\%.K^{-1}$ du taux de précipitation moyen quand il pleut au-dessus d'un certain seuil instantané sous-maille au sein des points de grille extrêmes $\left(\frac{\delta[\overline{R_{\text{cond}p}}]}{[\overline{R_{\text{cond}p}]}\right)}$ en fonction du seuil et aux différentes configurations définies dans le texte. La ligne horizontale marque la valeur théorique du taux de Clausius-Clapeyron.

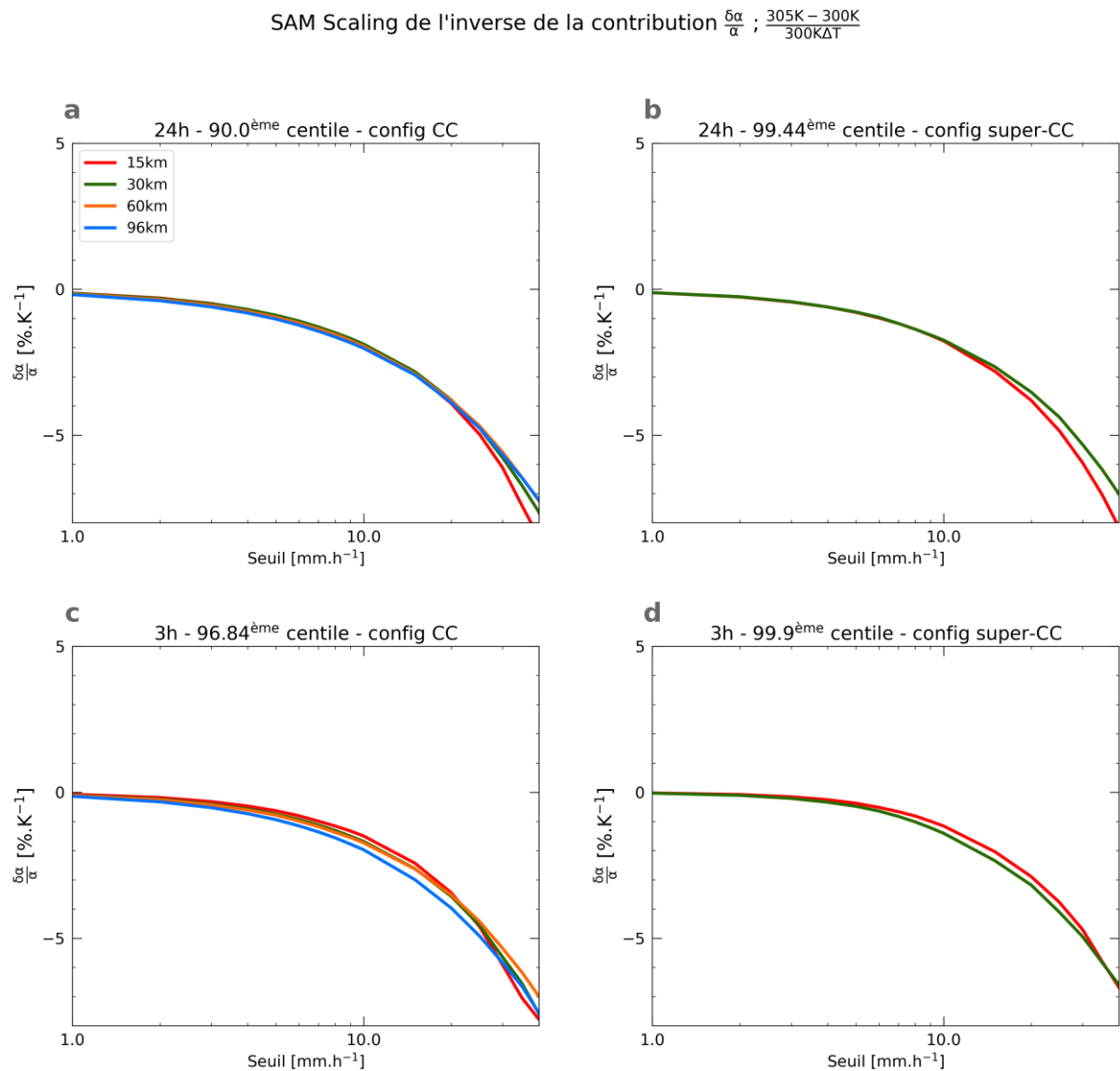


Figure 4.9 – Taux de scaling entre la SST de 300 K et de 305 K en $\% \cdot K^{-1}$ de l'inverse de la contribution des précipitations sous-maille du point de grille extrême supérieure à un certain seuil au volume total des précipitations du point de grille ($\frac{\delta\alpha_p}{\alpha_p}$) et aux différentes configurations définies dans le texte. La ligne horizontale marque la valeur théorique du taux de Clausius-Clapeyron.

En conclusion, au sein des points de grille avec une précipitation accumulée extrême, la fraction des événements précipitants ($> 1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$) n'augmente que peu ou pas quand le climat se réchauffe. Néanmoins, le taux de précipitation moyen de ces événements augmente à des valeurs proches de CC. Par ailleurs, cette augmentation s'explique par l'effet cumulé de :

- L'augmentation de la surface précipitante des zones intenses (disons $> 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$) au sein de l'évènement précipitant
- L'augmentation de l'intensité moyenne des précipitations au sein des zones intenses.

La surcontribution de l'impact des zones intenses dans le changement se traduit par l'augmentation de la contribution au volume total du volume des précipitations des zones intenses (scaling négatif du facteur correctif pour les taux $> 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, figure 4.9).

Les disparités mises en évidence dans la sensibilité des précipitations accumulées extrêmes entre les deux configurations CC et les deux super-CC peuvent également s'expliquer à l'aide de ce nouveau formalisme. La fraction des zones intenses au sein des événements précipitants augmente de façon similaire entre les quatre configurations, mais l'augmentation de l'intensité moyenne des précipitations des zones intenses est près de deux fois plus élevée dans les deux configurations super-CC. A noter que le changement des précipitations extrêmes à la résolution 96 km/3 h, légèrement supérieur à CC (tableau 4.1), peut s'expliquer par une contribution légèrement positive de l'augmentation de la fraction des événements précipitants sous un réchauffement.

L'intensité moyenne des précipitations des zones intenses peut-être reliée à un renforcement de la convection au sein des cellules lié à une réponse de la dynamique des ascendances au réchauffement, ou bien à une accentuation de l'efficacité des précipitations via la microphysique des hydrométéores. La section suivante s'intéresse aux rôles de la dynamique et de la thermodynamique, à partir de l'équation 4.2, dans l'augmentation des précipitations extrêmes accumulées des simulations du modèle.

4.5.2 Sensibilité des termes issus du scaling des précipitations extrêmes aux échelles accumulées à la SST

Le changement fractionnel de $[\bar{P}_e]$ peut se décomposer, à partir de l'équation 4.2, en un terme correspondant aux changements liés aux conditions thermodynamiques de l'atmosphère au sein des points de grille extrêmes et un terme correspondant aux changements liés à la dynamique au sein des points de grille extrêmes entre les deux climats, tel que

$$\frac{\delta[\bar{P}_e]}{[\bar{P}_e]} = \frac{\left[\int \bar{\rho} \bar{w} \delta \left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial z} \right) \right]}{\left[\int \bar{\rho} \bar{w} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} \right]} + \frac{\left[\int \delta(\bar{\rho} \bar{w}) \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} \right]}{\left[\int \bar{\rho} \bar{w} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} \right]} + \text{résidus}, \quad (4.4)$$

avec le premier terme du membre de droite correspondant au terme thermodynamique et le second au terme dynamique. Cette décomposition est similaire à celle des études mentionnées dans la section 4.1, où le changement des précipitations extrêmes se décompose généralement en une somme d'un (ou plusieurs) terme dynamique et thermodynamique.

Le tableau 4.3 présente la valeur de ces différents termes calculés entre la simulation à la SST de 300 K et de 305 K pour les configurations qui nous intéressent. Pour chacune des configurations, le terme thermodynamique ne fluctue quasiment pas et reste autour de $6.5 \% \cdot K^{-1}$. Ce taux se retrouve également dans les configurations où la sensibilité des précipitations accumulées est super-CC. C'est en effet le terme dynamique qui explique l'essentiel des écarts au taux de CC des sensibilités des précipitations à la SST. Dans les deux configuration CC, le terme dynamique augmente à des taux environ deux fois moins forts que CC. En ce qui concerne les deux configuration super-CC, le terme

			$\frac{\delta \left[\int \bar{\rho} \bar{w} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} \right]}{\left[\int \bar{\rho} \bar{w} \frac{\partial \bar{s}}{\partial z} \right]}$	T_{thermo}	T_{dyna}	$T_{thermo} + T_{dyna}$
24h	p90	96 km	9,2	5,7	3,7	9,4
		60 km	9,1	6,1	3,4	9,4
		30 km	8,1	6,1	2,3	8,4
		15 km	8,4	6,2	2,6	8,7
	p99.44	96 km	X	X	X	X
		60 km	X	X	X	X
		30 km	11,8	6,6	4,6	11,2
		15 km	13,4	6,9	5,7	12,6
3h	p96.84	96 km	10,4	6,1	4,4	10,5
		60 km	6,5	6,0	1,2	7,3
		30 km	5,1	6,0	0,2	6,2
		15 km	6,2	6,1	0,8	7,0
	p99.9	96 km	X	X	X	X
		60 km	X	X	X	X
		30 km	15,2	7,3	6,8	14,0
		15 km	16,1	7,5	7,1	14,6

Tableau 4.3 – Taux de scaling ($\% \cdot K^{-1}$) des précipitations pronostiquées à l'aide de l'équation 4.2, du terme thermodynamique, du terme dynamique et de la somme des deux termes aux différentes configurations définies dans le texte. Les croix signifient que moins de 100 points sont disponibles aux résolutions correspondantes qui sont donc passées sous silence.

dynamique présente un poids similaire à celui thermodynamique, pour lesquels la somme tend vers des valeurs super-CC comme le laissent suggérer le scaling de la précipitation de ces deux configurations. Aucun terme ne présente un scaling négatif, ils contribuent tous positivement à l'augmentation des précipitations accumulées avec la température. Ainsi, c'est par le renforcement du flux de masse intégré verticalement au sein du domaine que peut s'expliquer l'augmentation des précipitations à des taux supérieurs à celui de CC.

La figure 4.10 illustre cela, en présentant les profils de vitesse verticale $[\bar{w}]$ moyennés conditionnellement sur les points de grille extrêmes des deux configurations CC et super-CC. Les valeurs de vitesse verticales sont cohérentes avec les valeurs 4 km/horaires et journalières de Muller et al. (2011). Le changement de la durée d'accumulation est le facteur qui impacte le plus les valeurs de vitesses verticales moyennées sur le domaine, la durée faible des événements précipitants suggérées par les faibles fractions précipitantes (section 4.4.1) implique la prise en compte de nombreux points non précipitants dans le calcul de la moyenne aux faibles résolutions temporelles. En ce qui concerne l'évolution du profil moyen entre les deux climats ($\delta(\bar{\rho}\bar{w})$), on distingue une nette augmentation de la vitesse verticale moyenne entre la simulation à 300 K et à 305 K dans les 2 cas super-CC (figure 4.10.b et d). L'augmentation est moins évidente dans les cas CC. Aux échelles spatiales les plus accumulées,

l'augmentation de w peut notamment être causée par une diminution de la magnitude des subsidences ou encore une surface plus grande de zones ascendantes (Fildier et al., 2018). Pour toutes les configurations, le pic de vitesse verticale se situe plus haut dans la troposphère dans le climat plus chaud, un comportement qui se retrouve dans d'autres études et qui a été mis en relation avec l'altitude à laquelle le gradient d'humidité est maximum (Abbott et al., 2020). L'augmentation du terme dynamique dans les cas super-CC se relie directement à l'augmentation de l'intégrale verticale du profil moyen de vitesse verticale entre la SST de 300 K et de 305 K.

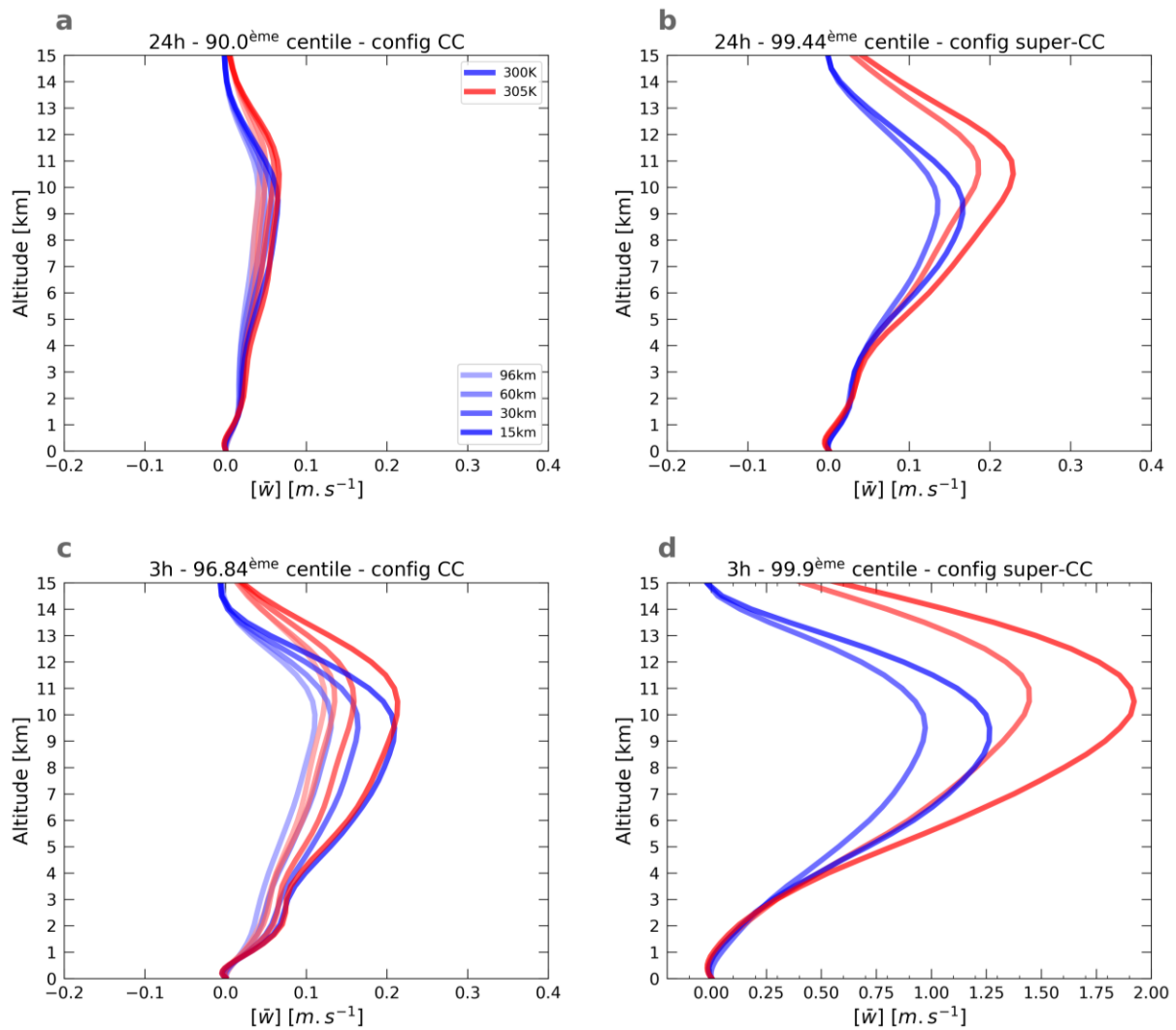


Figure 4.10 – Profils de vitesse verticale $[\bar{w}]$ moyennés conditionnellement sur les points de grille extrêmes correspondant aux différentes configurations définies dans le texte. N.B. : Les valeurs de l'axe des abscisses de la figure d. sont différentes des autres.

Pour ce qui est du profil moyen du gradient verticale d'énergie statique sèche (figure 4.11), les profils de $\left[\frac{\partial \bar{s}}{\partial z}\right]$ à une SST donnée sont similaires (à l'exception de la couche-limite) entre les accumulations sur 24 h et sur 3 h. Néanmoins, la différence de profil moyen entre la simulation à la SST de 300 K et de 305 K ($\delta\left(\frac{\partial \bar{s}}{\partial z}\right)$) est semblable quel que soit la configuration, faisant écho avec la valeur quasi-constante

du scaling du terme thermodynamique entre toutes les configurations, autour de $6.5 \%. K^{-1}$ (Tableau 4.3).

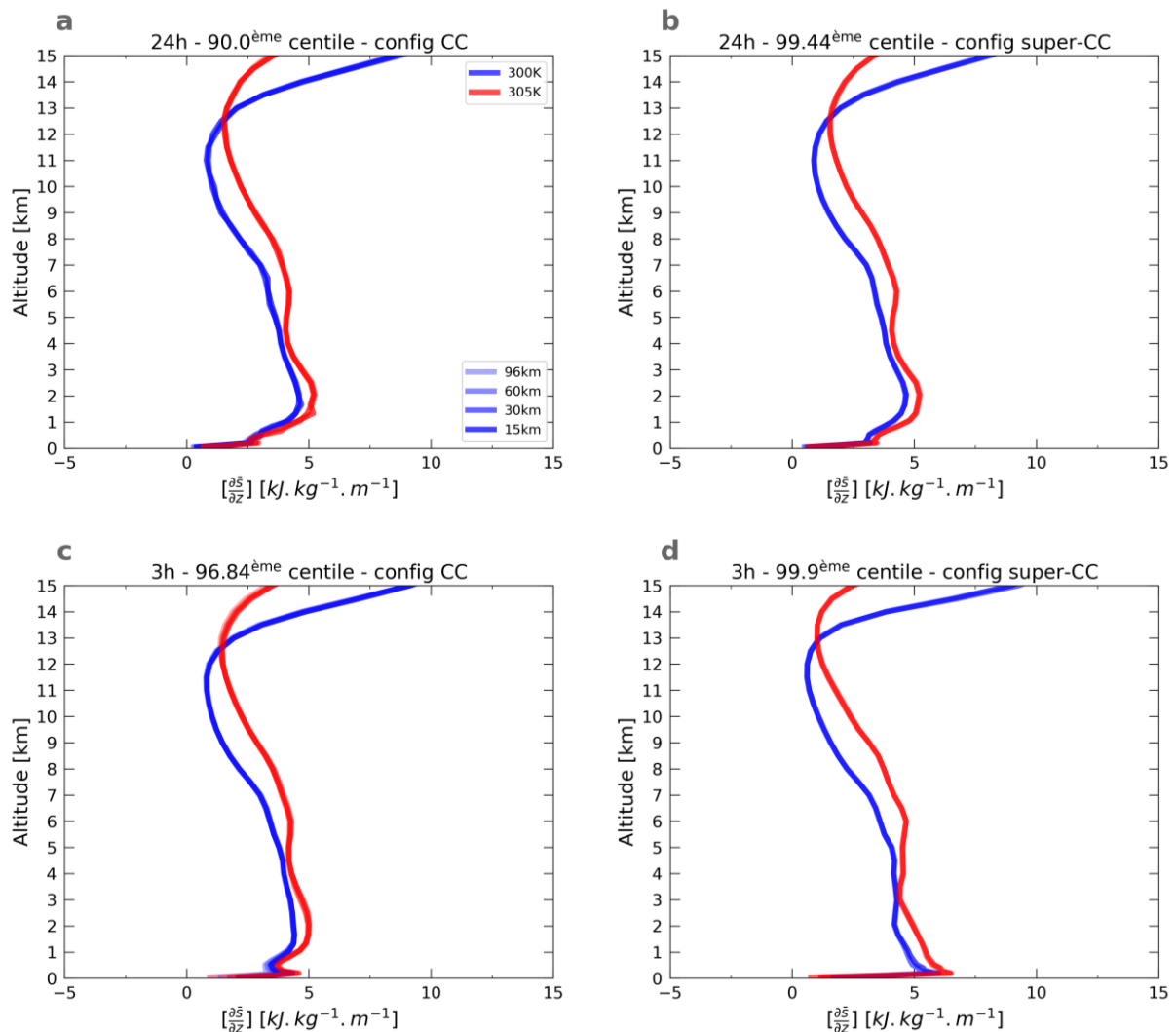


Figure 4.11 – Profils de gradient vertical d'énergie statique sèche $\left[\frac{\partial \bar{s}}{\partial z}\right]$ moyennés conditionnellement sur les points de grille extrêmes correspondant aux différentes configurations définies dans le texte.

L'augmentation de la vitesse verticale sous un réchauffement n'est pas directement reliée à une augmentation du taux de précipitation. Par exemple, si w augmente autant en magnitude qu'en altitude, il peut en parallèle baisser dans la troposphère basse où le gradient d'humidité est fort, et ainsi avoir une rétroaction négative sur le taux de précipitation (Abbott et al., 2020; Muller et al., 2011). Il est cependant difficile de relier l'énergie statique sèche à l'humidité spécifique à saturation dans le cas des extrêmes accumulées (cf section 3.6) comme il est coutume de le faire à l'échelle convective, en supposant un gradient vertical de température proche d'une adiabatique humide.

4.6 Conclusion

Les précipitations extrêmes des simulations en canal de SAM à l'équilibre radiatif-convectif ont été étudiées à plusieurs résolutions spatiales et temporelles. Quand la résolution spatiale considérée est élevée (faible), les précipitations extrêmes des simulations à notre disposition sont remarquablement fortes (faibles) en comparaison des études avec des expériences numériques analogues. Pour la résolution la plus accumulée (96 km / 24 h), les taux de précipitation extrêmes de SAM sont également plus faibles que ceux estimés par observations satellites. A pleine résolution (3 km/30 min), le scaling des précipitations extrêmes tend vers des valeurs proches de CC, cohérent avec les autres études de CRM mentionnées ci-avant. Ce comportement est très sensible à la résolution temporelle, un simple cumul sur 3 h change la réponse des précipitations extrêmes au réchauffement, et les différents regrillages spatiales font converger la valeur du scaling vers du double-CC pour la majorité des résolutions spatio-temporelles considérées. La fraction précipitante est plus sensible à la durée d'accumulation qu'à la résolution spatiale, les faibles valeurs de fraction aux échelles les plus accumulées peuvent s'expliquer au premier ordre par la faible durée pendant laquelle les points de grille ont été pluvieux. La sélection de quatre configurations avec une combinaison différente de résolutions spatiales, temporelles et de centiles et pour lesquelles le scaling des précipitations extrêmes est CC pour deux d'entre elles et super-CC pour les deux autres nous a permis d'investiguer les mécanismes en cause dans les différences de taux de scaling. L'effet cumulé de l'augmentation de la fraction des précipitations intenses ($> 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$) et de l'intensité moyenne de ces précipitations intenses est responsable de l'augmentation des précipitations extrêmes avec la SST. Une surcontribution de l'augmentation de l'intensité moyenne des précipitations intenses explique le scaling super-CC des configurations correspondantes. Le renforcement de la dynamique via l'augmentation des vitesses verticales au sein des points de grille extrêmes est à l'origine de cette augmentation. Pour les échelles les plus fines au centile le plus élevé considéré (15 km et 30 km/3 h au centile 99.9), nous suggérons que le renforcement de la dynamique est par ailleurs compensé par une diminution de l'efficacité des précipitations avec un réchauffement.

Une limite de cette étude peut résider dans la configuration idéalisée qui est utilisée. L'état RCE omet les effets de la dynamique de grande échelle ou encore des structures rotatives et la SST est fixée uniformément sur tout le domaine. Les études reposant sur l'utilisation d'un modèle en configuration RCE analysent la sensibilité des précipitations extrêmes entre deux (ou plusieurs) climats à l'équilibre, et non au sein de la variabilité du climat actuel, comme c'est le cas dans le chapitre 2. Il est cependant incertain que la sensibilité des précipitations extrêmes aux variations de température au sein du climat actuel soient pertinentes pour estimer celle entre deux climats, il n'y a à priori pas de raison physique pour que les deux sensibilités soient la même (voir section 6.2 pour une discussion approfondie). Enfin, l'analyse de la contribution du mode dynamique et thermodynamique s'applique généralement à des échelles qui sont celles de la cellule orageuse convective individuelle (Fildier et al., 2018). Ici les modes thermodynamique et dynamique réfèrent aux conditions de l'environnement méso-échelle au sein duquel

est inclus l'évènement précipitant, la comparaison de leur contribution avec celle des études analogues doit être faite avec précaution.

Une perspective directe de ces travaux serait d'étudier les raisons pour lesquelles l'intensité des précipitations extrêmes pronostiquées à l'aide de l'équation 4.2 est différente de celle diagnostiquée quand les échelles temporelles sont plus fines. Le rajout d'un terme d'efficacité de la précipitation ou bien l'inclusion du terme de refroidissement radiatif ou de flux de chaleur sensible sont autant de pistes à explorer à cet effet. La section 3.4.4 du manuscrit propose que la vitesse verticale au sein du point de grille aux échelles accumulées puisse être ramenée à la vitesse verticale seulement au sein de la fraction précipitante du point de grille. Le scaling des précipitations extrêmes aux échelles accumulées comporte ainsi un terme lié au changement de la fraction précipitante (équation 3.7). Une perspective pourrait être de tester, dans un premier temps, la validité des hypothèses faites pour développer ce scaling et, dans un second temps, d'étudier la contribution des trois termes de l'équation 3.7 dans les simulations de SAM.

L'organisation de la convection au sein des simulations issues de CRM en RCE sur des domaines limités se résume essentiellement à son agrégation en cluster autour de zones plus sèches. Mais l'organisation méso-échelle qui pilote des phénomènes tels que les systèmes convectifs de méso-échelle (MCS) est primordiale pour analyser la sensibilité des précipitations extrêmes. Elle peut notamment être à l'origine des différences mises en avant entre les précipitations extrêmes observées et simulées. Le chapitre suivant s'intéresse au rôle de l'organisation de la convection dans les extrêmes de précipitation 1°/1-jour à l'aide d'observations satellites, et dispose d'une section sur les systèmes convectifs des simulations de SAM utilisées dans ce chapitre.

Les systèmes convectifs et leur rôle dans la sensibilité des précipitations extrêmes à la SST

5.1 Introduction

Au sein du régime de SST compris en 300 K et 302.5 K, appelé « régime CC », les précipitations extrêmes tropicales 1°/1-jour observées par satellite augmentent au taux de Clausius-Clapeyron (CC). Cette augmentation a pu être reliée à l'augmentation de la fraction précipitante au sein des points de grille, mais les développements analytiques proposés ne permettent pas d'expliquer son augmentation. L'utilisation d'un modèle à convection profonde résolue a permis d'explorer les processus reliés à l'augmentation des précipitations extrêmes et de la fraction avec la SST, mais la configuration idéalisée du modèle peut expliquer certaines limites soulignées dans le chapitre précédent, comme la faible intensité des précipitations extrêmes aux échelles accumulées et les faibles valeurs de fraction précipitante associées. De plus, les mécanismes d'organisation de la convection méso-échelle dans les domaines des simulations idéalisées diffèrent de ceux du monde réel (Pendergrass, 2020).

L'objectif de ce chapitre est de proposer une deuxième piste d'exploration pour étudier les mécanismes associés au scaling des précipitations extrêmes sur les océans tropicaux, en analysant la contribution des systèmes convectifs observés par satellite et simulés à l'aide d'un modèle.

La section 5.1 introduit les systèmes convectifs, la section 5.2 présente la base de données d'observations issue de l'algorithme de suivi des systèmes convectifs utilisé, la section 5.3 détaille les caractéristiques du modèle dans lequel l'algorithme a aussi été appliqué, la section 5.4 fait le lien entre les données de précipitations et de systèmes convectifs, la section 5.5 présente les résultats à la fois dans les observations satellites et dans les simulations et la section 5.6 conclut le chapitre.

5.1.1 Le rôle des MCS dans les précipitations tropicales

Les cellules orageuses sont des structures météorologiques dont le développement nécessite deux briques élémentaires : une ascendance au sein de laquelle de l'air chaud et humide se soulèvent des basses couches vers de plus hautes altitudes, et une subsidence emmenant des précipitations et de l'air refroidit par évaporation vers les basses couches. Ces cellules orageuses individuelles peuvent interagir et former des structures orageuses complexes au sein desquelles la convection s'organise, plus communément appelées systèmes convectifs de méso-échelle (ou MCS pour *Mesoscale Convective Systems*).

Les MCS peuvent se former selon une variété de structures précipitantes et nuageuses. Ils impactent les moyennes latitudes, notamment les Grandes Plaines des États-Unis, mais sont prédominants dans les tropiques. On estime leur contribution aux précipitations tropicales de l'ordre de 50 % à 95 %, selon les études (Nesbitt et al., 2006; Roca et al., 2014; Roca & Fiolleau, 2020). Par ailleurs, ils sont importants dans la relation entre la convection atmosphérique et la circulation grande échelle (Tomassini, 2020) ainsi que dans le bilan radiatif des tropiques du fait de leurs zones nuageuses étendues en haute troposphère. On dénombre plusieurs milliers d'occurrence de MCS par an, leur surface peut dépasser les 100 000 km² et leur durée de vie s'échelonne de quelques heures à plusieurs jours. Il est communément admis que les MCS tropicaux sont plus grands et ont des durées de vie plus longues que leurs homologues des moyennes latitudes où le rayon de Rossby est plus faible. Leur sommet nuageux est également plus froid dans les tropiques, notamment à cause de la tropopause plus élevée. Les caractéristiques des MCS diffèrent entre les océans et les continents. Le cycle diurne est moins marqué dans les MCS océaniques, car la couche limite est moins impactée par les changements de température de la surface au cours de la journée. Ainsi les MCS océaniques peuvent perdurer plus longtemps au lever du jour tandis que le refroidissement de la surface continentale au cours de la nuit freine leur cycle de vie. En plus d'être en moyenne plus longs sur océan, ils sont également plus gros, en partie grâce au réservoir d'humidité et de chaleur qu'est l'océan (Houze, 2004; Liu & Zipser, 2015; Roca et al., 2017; Vant-Hull et al., 2016). Néanmoins, les MCS continentaux sont généralement plus intenses et plus développés verticalement à cause d'une convection et d'un cisaillement de vent potentiellement plus forts sur continents (Schumacher & Rasmussen, 2020; T. Wang & Tang, 2020).

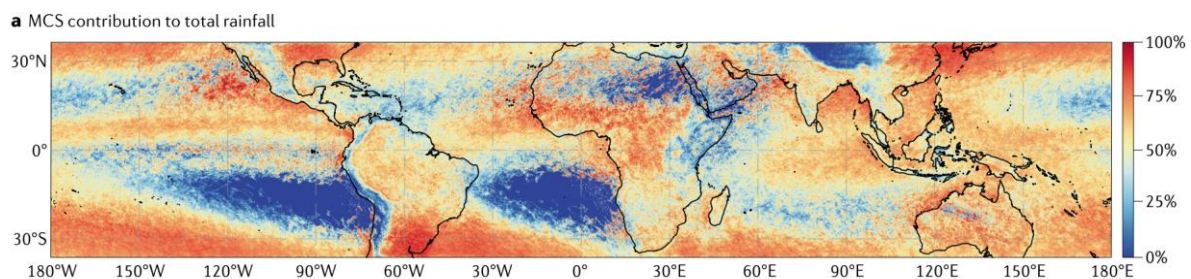


Figure 5.1 – La contribution des MCS aux précipitations globales (Schumacher & Rasmussen, 2020)

L'environnement grande échelle est important dans la formation et la propagation des MCS, ils sont notamment fréquemment associés à des phénomènes atmosphériques ondulatoires. Ainsi, la climatologie spatiale des MCS n'est pas homogène d'une région à l'autre, les processus déclenchant la convection et permettant de la maintenir organisée diffèrent d'un bassin à l'autre. La figure 5.1 permet de mettre en avant les zones géographiques les plus influencées par les MCS dans les tropiques. Les MCS associés aux ondes d'est tropicales se distinguent au-dessus de l'océan Atlantique, des côtes de la Guinée jusqu'à la longitude 40°W. Les dépressions du Golfe du Bengale sont également reliées à des MCS contribuant fortement aux précipitations. La contribution des MCS aux précipitations issues de la zone de convergence intertropicale à l'est de l'océan Pacifique est également visible. À l'est de l'Asie tropicale,

l'occurrence de MCS a été reliée au front de Mei-Yu, tandis que les MCS contribuent à la mousson en Asie du sud-est. Les ondes de gravité induisent par l'orographie des côtes Colombiennes dans le Pacifique tropical ouest (Mapes et al., 2003) ou encore la *Madden-Julian Oscillation* dans l'océan Indien sont autant de processus régionaux responsables du déclenchement de MCS (Schumacher & Rasmussen, 2020). Au-dessus de la piscine d'eau chaude du Pacifique Ouest, la SST très élevée permet à l'environnement de maintenir une formation quasi-ininterrompue de cellules convectives au sein ou autour du MCS actif, lui permettant d'atteindre une taille particulièrement élevée. Par ailleurs, les MCS océaniques peuvent donner naissance à des cyclones tropicaux (Houze, 2004). La variabilité annuelle des MCS dans les tropiques est faible, les systèmes ont tendance à être reliés à la migration saisonnière des structures de circulation grande échelle. Ainsi, ils migrent du nord au sud de l'équateur selon les saisons, mais leur fréquence reste inchangée.

5.1.2 Les MCS dans les extrêmes de précipitations aux tropiques et le changement climatique

Les MCS sont également de gros pourvoyeurs de précipitations extrêmes en plus d'être souvent associés à d'autres événements météorologiques extrêmes tels que des inondations, des vents violents, de la grêle voire même des tornades. Les systèmes à longue durée de vie ont une part disproportionnée dans les extrêmes de précipitations tropicales (Hatsuzuka et al., 2021; Liu & Zipser, 2015; Roca & Fiolleau, 2020; Rossow et al., 2013). Roca & Fiolleau (2020) ont montré que les systèmes avec une durée de vie supérieure à 24 h sont reliés à plus de 50 % des jours avec une précipitation très intense ($> 250 \text{ mm.j}^{-1}$) sur les océans tropicaux, quand bien même ces systèmes représentés seulement 10 % de la population.

Les précipitations des MCS sont très sensibles au contenu en vapeur d'eau de l'environnement (Schumacher & Petersa, 2017), quand les conditions synoptiques et méso-échelles permettent le transport persistant de vapeur d'eau dans une région favorable pour les MCS, alors des occurrences de précipitations particulièrement extrêmes peuvent survenir, en plus du développement continu de nouveaux MCS. Dans l'introduction du manuscrit, la connexion forte entre le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère et la température, à travers la relation de Clausius-Clapeyron, a été détaillée. D'un point de vue purement théorique, les précipitations associées aux MCS devraient s'intensifier dans un climat futur plus chaud du fait de la convergence d'humidité dans les basses couches (O'Gorman & Schneider, 2009b; Schumacher & Rasmussen, 2020; Trenberth et al., 2003).

La difficulté des modèles de circulation générale (GCM) à simuler des phénomènes convectifs méso-échelles ne permet pas de quantifier facilement la sensibilité des MCS au changement climatique. Certaines observations dans les moyennes latitudes, en revanche, ont indiqué que les MCS impactant les États-Unis ont vu leur durée de vie augmenter de 4 % par décennie, et de 7 % pour ceux à très longue durée de vie. Le taux de précipitation ainsi que les cumuls provenant de ces mêmes MCS étasuniens ont également augmenté et sont attribués à un renforcement du jet de basses couches dans les Grandes

Plaines, approvisionnant les MCS avec un source d'humidité supplémentaire (Feng et al., 2016; Prein et al., 2017). Des observations satellites ont démontré que l'augmentation des précipitations tropicales de 1998 à 2009 peut être attribuée aux changements dans la fréquence de la convection profonde organisée (Tan et al., 2015). Au Sahel, l'augmentation de la fréquence des MCS intenses a été reliée à un renforcement du cisaillement de vent (Taylor et al., 2017). Utilisant des modèles à convection profonde résolue, certaines études ont démontré que le volume des précipitations issues des MCS augmente avec un réchauffement (Fitzpatrick et al., 2020; Prein et al., 2017; Schumacher & Petersa, 2017), néanmoins aucun consensus clair ne se dégage sur le devenir des MCS dans ces modèles haute résolution. La CAPE (pour *Convective Available Potential Energy*) est une mesure de l'énergie disponible permettant de nourrir la convection profonde, et est attendue à augmenter avec un réchauffement climatique (Agard & Emanuel, 2017; Romps, 2016). La CIN (pour *convective inhibition*), correspondant à l'énergie nécessaire pour que la convection puisse se déclencher, est également projetée à augmenter. L'environnement aura donc plus d'énergie disponible pour déclencher de la convection, mais aussi plus d'énergie inhibant la convection, ainsi, seuls les éléments capables de passer cette barrière pourront atteindre cette énergie potentielle : la convection faible à modérée va s'affaiblir et la convection intense va s'intensifier (Schumacher & Rasmussen, 2020). Le tableau 5.1 résume les changements attendus avec un réchauffement global reliés aux propriétés des MCS.

Variable	Sign of change	Confidence ^a
MCS characteristics and hazards		
Rainfall (rate and volume)	Increase	High
Severe winds	Uncertain ^b	–
Speed of motion	Increase	Low
Organization	Uncertain ^b	–
Size	Increase	Medium
Frequency	Increase	Low
MCS environments		
Atmospheric moisture	Increase	High
Atmospheric instability	Increase	High
Convective inhibition	Increase	Medium
Vertical wind shear	Uncertain ^b	–
Frequency of environments supportive of MCSs	Increase	Low

Tableau 5.1 – Résumé des changements des propriétés des MCS sous un réchauffement (Schumacher & Rasmussen, 2020).

5.1.3 Définition des MCS

Les MCS sont des systèmes convectifs disposant d'une large structure nuageuse cirriforme ainsi que des zones de précipitations contiguës étendues. Houze (1993) définit un MCS comme étant un système nuageux peuplé d'orages qui produisent une zone de précipitation contiguë de 100 km ou plus d'extension horizontale dans au moins une direction. Les échos radar permettent d'obtenir la structure précipitante

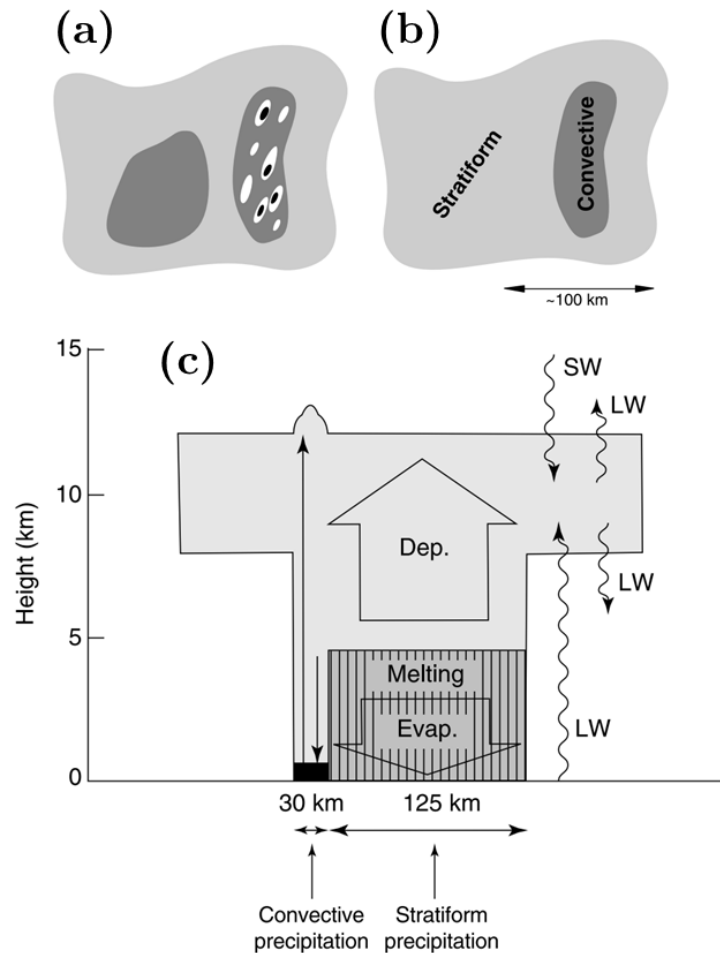


Figure 5.2 – (a) Schéma idéalisée d'une carte horizontale de réflectivité radar d'un MCS (b) divisé en une partie convective et stratiforme (Houze, 1997). (c) Structure schématique d'un MCS au stade mature, on y distingue la zone convective avec une ascendance s'amorçant dans la couche limite atmosphérique et pouvant pénétrer jusqu'à travers la tropopause (« overshoot »), ainsi qu'une subsidence voisine en basse couche pilotée par les précipitations d'origine convectives. La base nuageuse de la zone stratiforme se situe en moyenne troposphère, sous laquelle se trouve une zone de subsidence méso-échelle causée par le refroidissement de l'air due à la fonte et à l'évaporation des particules précipitantes provenant du nuage stratiforme. Au sein du nuage stratiforme, composé majoritairement de particules de glace, se situe une zone d'ascendance méso-échelle dans laquelle les particules croissent rapidement par dépôt de vapeur et continuent leur descente vers la couche de fusion (Houze, Jr., 1982).

des MCS. Cette structure se dissocie en une région stratiforme étendue avec des précipitations relativement faibles et une région convective constituée de noyaux intenses à fort développement vertical (figure 5.2). En plus de l'ascendance méso-échelle, la dissipation des cellules convectives alimente les précipitations stratiformes situées à l'arrière du système (relativement à son déplacement). Sur les océans, la contribution des précipitations stratiformes issues des MCS est plus forte que sur continents,

60 % (40 %) des précipitations des MCS dans la zone de convergence intertropicale sur l'océan Pacifique (Atlantique) sont d'origine stratiformes, contre 20-30 % sur le continent africain. Les précipitations stratiformes proviennent presque exclusivement des MCS dans ces régions océaniques.

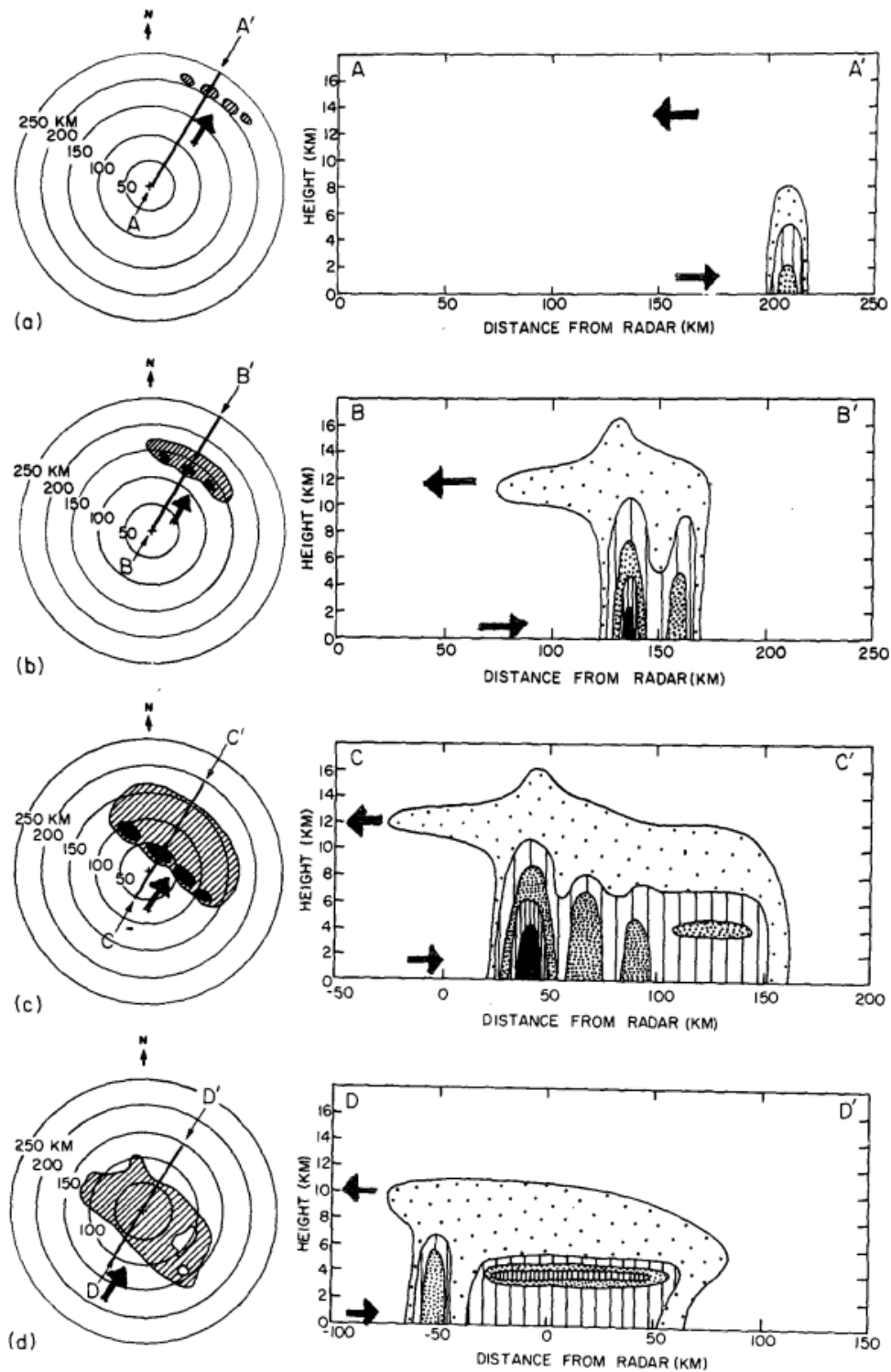


Figure 5.3 – Cycle de vie des zones précipitantes d'un MCS vu à travers les données radars.

(a) formation (b) intensification (c) maturité (d) dissipation (Leary & Houze, 1979).

Le cycle de vie d'un MCS peut se scinder en quatre phases distinctes (figure 5.3), la première étant la phase de formation où l'on observe des cellules isolées, distribuées aléatoirement ou alignées. La seconde phase est la phase d'intensification, durant laquelle les cellules individuelles continuent de croître et fusionnent. Une zone de précipitation est ainsi visible, composée de noyaux relativement intenses connectés à des zones de précipitations moins intenses. Vient ensuite la phase de maturité du système, où une zone de précipitations stratiformes se développe à partir de cellules plus anciennes qui s'agglutinent et s'affaiblissent. Ainsi, chaque cellule convective connaît un cycle de vie à la fin duquel elle s'affaiblit et alimente une partie de la zone stratiforme. Tant que de nouvelles cellules convectives se forment, le système reste à un stade mature et composé de cellules actives, en perte d'activité et de précipitations stratiformes. Enfin, durant la phase de dissipation, la formation de nouvelles cellules convectives s'atténue et l'on observe une zone étendue de précipitations stratiformes s'affaiblissant lentement au fil des heures. La distribution des précipitations convectives et stratiformes au cours du cycle de vie du MCS met en avant les différentes phases évoquées (figure 5.4), avec durant les premières heures une surreprésentation des précipitations convectives correspondant à la phase de formation et d'intensification, puis une proportion croissante des précipitations stratiformes jusqu'au milieu du cycle où les précipitations convectives et stratiformes contribuent de manière à peu près égale.

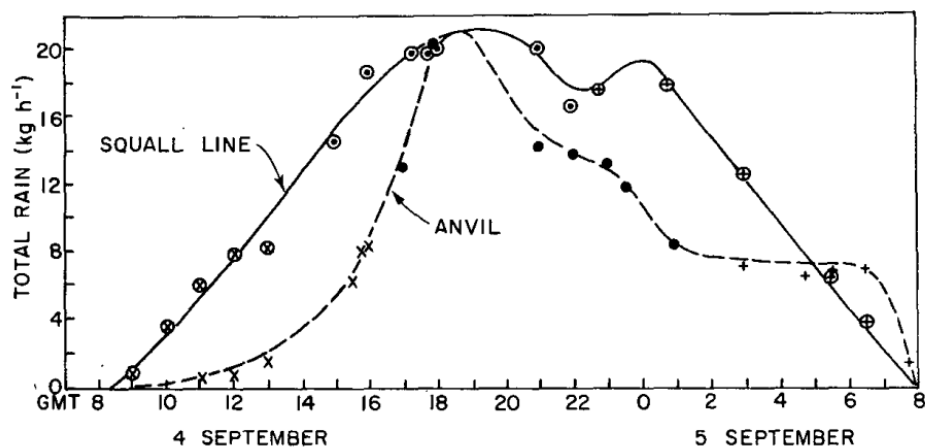


Figure 5.4 – Précipitation totale intégrée sur la zone convective (« squall line ») et stratiforme (« anvil ») d'une ligne de grain sur l'Atlantique est tropicale (Houze, 1977).

Le développement et la régénération de la zone stratiforme détermine l'échelle spatiale du MCS. La zone stratiforme peut atteindre 40 000 km² tandis que la zone convective ne dépasse pas les 2-3 000 km², limité par le nombre fini de cellules convectives. La taille finale du MCS est ainsi pilotée par sa capacité à générer de la convection. Si la zone du MCS concernée par les précipitations stratiformes a un temps de dissipation plus long que la durée de vie d'une cellule active, alors la zone stratiforme s'étend. La capacité du MCS à maintenir un nombre maximum de cellules convectives pendant un certain temps, à en générer de nouvelles et à convertir efficacement les anciennes en nuage et précipitations stratiformes sont autant d'éléments cruciaux pour déterminer la taille maximum du système.

La CAPE décrit la flottabilité d'une parcelle d'air sur la verticale à travers les conditions thermodynamiques de l'atmosphère (humidité et profil de température) et permet d'estimer la vigueur d'une cellule orageuse. Néanmoins, pour que celles-ci s'organisent en structures plus grandes telles que des MCS, un autre ingrédient est souvent requis : le cisaillement vertical de vent (Brooks, 2013; Diffenbaugh et al., 2013; Lane & Moncrieff, 2015; Moncrieff & Lane, 2015; Muller, 2013; Robe & Emanuel, 2001). Le cisaillement vertical décrit le changement de la vitesse du vent et/ou de sa direction sur la verticale, il altère la façon dont les subsidences d'air froid se propagent en dehors de l'orage. Par exemple, la présence d'un cisaillement vertical peut rediriger le flux d'air froid vers la surface et alimenter la poche froide (dôme d'air froid s'étalant devant l'orage causé par l'évaporation des précipitations), ralentir son déplacement et permettant ainsi d'augmenter son épaisseur. De ce fait, le soulèvement d'air au niveau du bord d'attaque de la poche froide est renforcé et permet l'émergence de nouvelles ascendances convectives. Ces nouvelles cellules ainsi créées alimentent à leur tour la poche froide via leur propre subsidence d'air froid, permettant au processus d'être perpétué et organisant la convection en clusters ou en lignes. Parfois, les nouvelles cellules se forment à l'avant du front de rafale, car les perturbations dues aux MCS se propagent dans le voisinage et déclenchent des mouvements convectifs à distance de la poche froide. Le cisaillement vertical de vent impacte également le transport des particules précipitantes après leur formation dans les ascendances convectives, avec comme conséquence de conditionner le lieu de déclenchement de nouvelles cellules convectives et donc influencer l'organisation de la circulation au sein du MCS. En règle générale, un MCS s'oriente perpendiculairement au cisaillement afin de maximiser le soulèvement d'air par la poche froide. Ce processus de création de nouvelles cellules par soulèvement d'air environnant au-dessus du niveau de convection libre définit en partie la vitesse de propagation du système, mais certaines études ont suggéré que les MCS adoptent parfois la vitesse de propagation d'ondes générées par un mécanisme distinct du MCS ou de plus grande échelle (Houze, 2004).

5.2 Les données de TOOCAN

5.2.1 Observations

Les connaissances sur les MCS proviennent essentiellement des campagnes de mesures menées dans les années 1970 (par exemple, TOGA COARE, GATE). D'autre part, l'essor des observations satellites dans la deuxième partie du XX^{ème} siècle a permis des améliorations considérables dans la classification des MCS (Jirak et al., 2003). En plus de GOES-1, le satellite géostationnaire Meteosat-1, lancé deux ans plus tard en 1977, a permis le suivi de manière semi-automatique des MCS au cours de leur cycle de vie grâce à l'imagerie infrarouge (IR) embarquée (Roca et al., 2010). Les satellites géostationnaires ont la capacité d'observer en continu une large couverture spatiale du globe et les imageurs IR embarqués permettent d'identifier les boucliers nuageux froids des systèmes convectifs à travers la température de brillance de leur sommet. Ils sont dès lors un outil privilégié pour décrire la morphologie des systèmes

convectifs le long de leur cycle de vie, particulièrement sur les zones océaniques dépourvues de données in-situ. Les satellites défilants, eux, ne permettent pas le suivi du cycle de vie des MCS, mais ils sont pertinents pour estimer les précipitations et décrire les processus microphysiques et dynamiques internes des systèmes (Fiolleau & Roca, 2013b).

5.2.2 L'algorithme TOOCAN

Les algorithmes de détection et de suivi des MCS ont pour objectif d'attribuer à chaque système convectif individuel des caractéristiques telles que la taille du bouclier nuageux, la température de brillance minimum, la vitesse de propagation et leurs évolutions au cours du cycle de vie du système. Jusqu'au milieu des années 1980, les MCS étaient identifiés et suivis manuellement sur les images IR. Depuis, les algorithmes ont automatisé le processus, ils reposent sur deux principales étapes :

- Une étape de détection des systèmes convectifs, consistant en une segmentation ou clusterisation des nuages convectifs dans l'imagerie infrarouge des satellites géostationnaires à un temps donné. Un seuil est appliqué afin de délimiter le bouclier nuageux froid associé aux amas (ou clusters) nuageux.
- Une étape de suivi afin de créer un lien entre les clusters appartenant à un même système convectif dans une séquence d'images infrarouges. Ainsi, chaque système détecté peut être défini le long de son cycle de vie

L'étape de détection n'a pas reçu beaucoup d'attention depuis le développement des premiers algorithmes et consiste simplement à appliquer un seuil de température de brillance (T_B) sur les images infrarouges pour délimiter les surfaces continues de nébulosité convective. La sélection du seuil varie typiquement entre 208 K et 255 K en fonction de l'analyse menée. La méthode « Detect And Spread » (DAS) est une méthode qui permet, après détection des nuages à un seuil donné, de dilater les nuages déjà segmentés jusqu'à un seuil plus chaud, et permettre ainsi d'associer l'ensemble des pixels voisin à un cluster cohérent (Boer & Ramanathan, 1997). Cette méthode a tendance à produire des clusters plus petits qu'avec des méthodes plus simples. D'autres méthodes innovatives ont également été développées récemment (ref 40 et 42 de Fiolleau & Roca, (2013a)).

D'autre part, l'étape de suivi a connu des développements d'algorithmes bien plus variés (ref 6, 9, 10, 14, 15, 16, 21 et 23 de Fiolleau & Roca (2013a)), dont la plus utilisée est la méthode de recouvrement, qui consiste à faire l'hypothèse que les systèmes convectifs observés dans une séquence d'images infrarouges se déplacent suffisamment lentement pour que ceux détectés dans deux images successives se recouvrent géographiquement. Cette méthode présente des limitations ; des divisions ou des fusions de systèmes convectifs peuvent être générées artificiellement. La figure 5.5 illustre cela avec un exemple où un système se scinde en deux au pas de temps $t+2$. L'algorithme de suivi par méthode de recouvrement décidera que le plus petit des deux clusters s'est initié au pas de temps $t+2$, alors qu'il faisait partie d'un cluster plus ancien. Le même problème peut survenir dans l'autre sens, où une fusion erronée de deux clusters en un unique cluster peut survenir. Ces divisions et fusions de systèmes

convectifs posent problème dès lors qu'on veut s'intéresser à l'étude de leur cycle de vie et limitent fortement l'usage des résultats de détection et suivi de MCS.

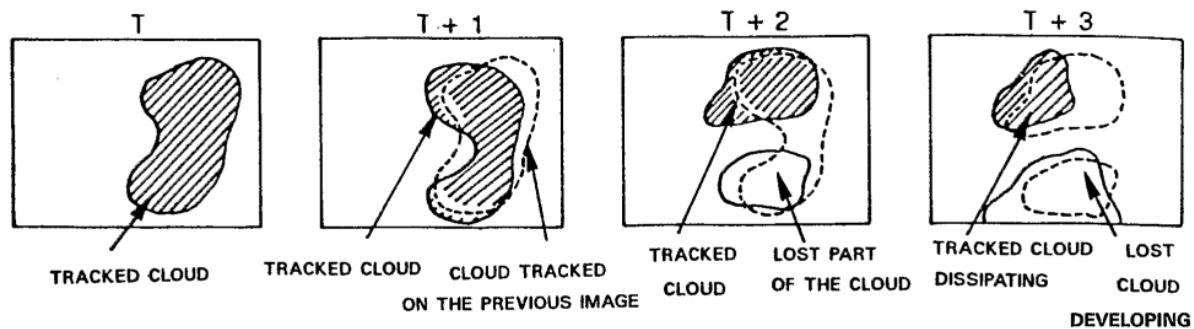


Figure 5.5 – Illustration de la méthode de suivi par recouvrement à plusieurs instants $t+dt$ (Arnaud et al., 1992).

L'ensemble de ces limitations a ainsi mené à l'élaboration d'un nouvel algorithme afin d'améliorer la caractérisation des MCS. Cet algorithme peut être considéré comme une extension de la méthode DAS ; il opère dans un champ spatio-temporel à trois dimensions au sein des images infrarouges, contre deux dimensions spatiales pour DAS. Il propose donc une alternative aux deux étapes classiques de détection et de suivi en ajoutant la dimension temporelle dans le processus. L'algorithme se nomme Tracking Of Organized Convection Algorithm through a 3-D segmentation (TOOCAN). TOOCAN définit un MCS comme étant un cœur convectif de température de brillance froide associé à une partie stratiforme de température de brillance plus chaude. L'objectif de TOOCAN est ainsi de détecter les cœurs convectifs au sein d'une couverture nuageuse et de les associer à leurs enclumes correspondantes dans le temps et l'espace (figure 5.6). De cette manière, la couverture nuageuse identifiée par une température de brillance donnée est décomposée en plusieurs MCS dans le domaine spatio-temporel. Ce nouvel algorithme utilise une séquence d'images infrarouges pour identifier et suivre les MCS à l'aide d'une méthodologie de segmentation 3D (spatial + temporel). Pour décomposer la couverture nuageuse, TOOCAN est basé sur un processus itératif de détection de noyaux convectifs à plusieurs seuils de température de brillance, de sorte à ce que des MCS de plusieurs profondeurs et températures de brillance puissent être identifiés. Les principales étapes sont les suivantes :

- La détection 3D d'un de noyaux convectifs individuels. Cette étape consiste à rechercher l'ensemble des pixels dont la température de brillance n'excède pas un certain seuil en température et qui n'a pas été déjà associé à d'autres noyaux convectifs.
- L'identification 3D d'un bouclier nuageux intermédiaire à un seuil de température 5 K plus chaud.
- Une dilatation 3D des noyaux convectifs dans le domaine spatio-temporel jusqu'à atteindre les limites du bouclier nuageux. Cette étape est arrêtée lorsque l'ensemble des pixels appartenant au bouclier nuageux froid sont assignés à un noyau convectif.

Une première détection est réalisée à un seuil de T_B de 190 K. Lorsque les noyaux convectifs sont identifiés, les frontières de la graine convective sont étendues jusqu'à atteindre les limites de l'enveloppe nuageuse définie par un seuil de température de brillance plus élevée. Un processus itératif de détection et de dilatation des systèmes convectifs débute alors. Les noyaux convectifs sont identifiés par plusieurs étapes de détection, d'un seuil de 190 K jusqu'à un seuil de 235 K par pas de 5 K. L'introduction de nouveaux noyaux convectifs est assurée à chaque pas de détection.

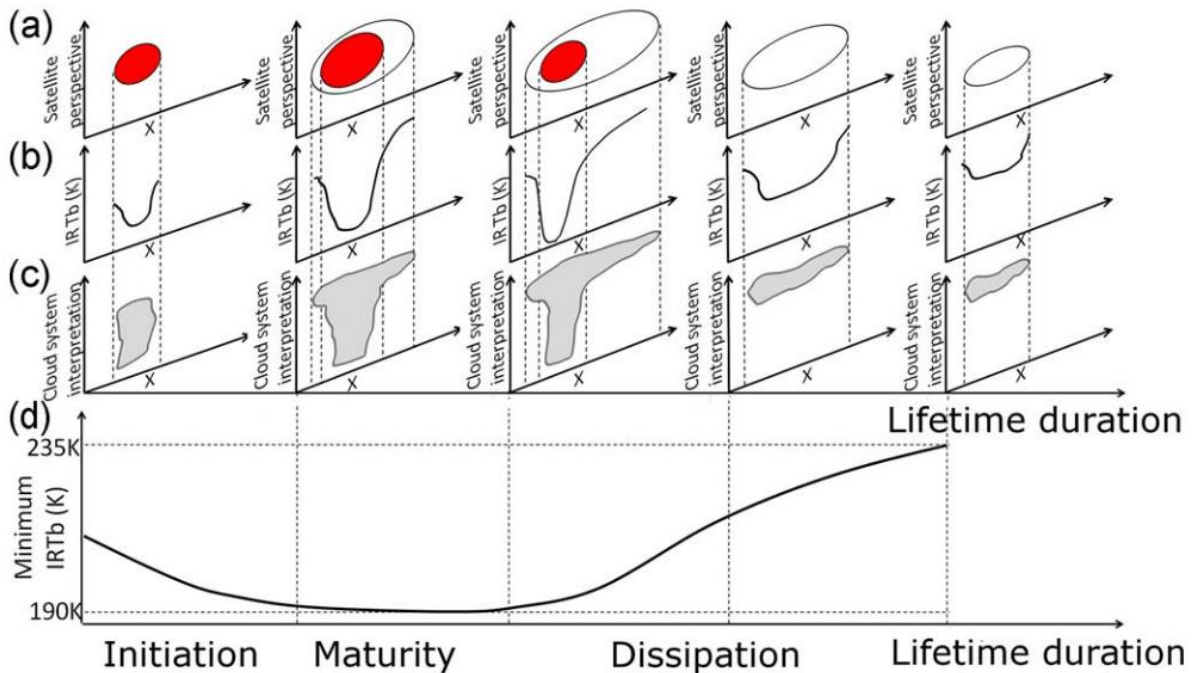


Figure 5.6 – (a) Schéma de l'évolution d'un MCS à plusieurs pas de temps depuis une perspective satellite. En rouge est représentée le cœur convectif et les lignes noires représentent la frontière du bouclier nuageux froid. (b) Température de brillance minimum à chaque pas de temps successif du cycle de vie. (c) Système convectif associée pour les différentes étapes successives. (d) Température de brillance minimum au cours du cycle de vie (Fiolleau & Roca, 2013a).

Cet algorithme a pour but de surmonter les principales limitations des algorithmes de suivi existant, tels que les artefacts causés par la division et fusion des systèmes, et d'améliorer la description des paramètres morphologiques des MCS le long de leur cycle de vie entier. Qu'importe la région tropicale ou la situation convective, TOOCAN décompose la couverture nuageuse définie par un seuil de 235 K en plusieurs MCS, améliorant la description des MCS au cours de leur cycle de vie en comparaison des précédents algorithmes de suivi utilisant la méthode de recouvrement (Fiolleau & Roca, 2013a). Cette segmentation du bouclier nuageux apparaît être en meilleur accord avec les suivis manuels de systèmes convectifs. De plus, TOOCAN détecte plus tôt les phases d'initiation et de dissipation des MCS, qui ne sont pas affectés par de phénomènes de division ou de fusion au cours de leur cycle de vie. Ces améliorations combinées affinent la documentation des paramètres morphologiques des MCS tropicaux

le long de leur cycle de vie et permettent la caractérisation d'un plus grand nombre de systèmes. L'algorithme TOOCAN et les données issues de TOOCAN ont été utilisés dans de nombreuses études (par exemple, Berthet et al., 2017; Bouniol et al., 2016, 2021; Cheeks et al., 2020; Elsaesser et al., 2022; Roca et al., 2014, 2017; Roca & Fiolleau, 2020).

5.2.3 Les données du GEOring

Plusieurs plateformes géostationnaires d'agences spatiales différentes orbitent autour de la Terre et scannent des régions différentes du globe. En combinant les observations de chacun des satellites, il est possible d'obtenir une observation continue de l'ensemble des longitudes de la Terre au sein d'une large bande latitudinale (60°N – 60°S) avec des instruments similaires, qu'on appelle le GEOring. TOOCAN peut être appliqué sur le GEOring afin de fournir une base de données de systèmes convectifs sur l'ensemble de la ceinture tropicale. La particularité de telles analyses nécessite plusieurs prérequis :

- Une empreinte spatiale haute résolution et une résolution spatiale de l'ordre de 5 km des instruments embarqués.
- Un temps d'échantillonnage minimum de 30 min.
- Une couverture spatiale dédiée aux tropiques.
- Des températures de brillance homogénéisées à travers des ajustements spectrales et des calibrations.
- Un ajustement de l'angle de pointage des différentes plateformes dans les observations IR.

Les différentes plateformes utilisées pour former le GEOring sont présentées dans le tableau 5.2. L'instrument SCARAB du satellite Megha-Tropiques permet d'homogénéiser les températures de brillance de chacun de ces satellites (Fiolleau et al., 2020).

Platform	Nadir location	Instrument	Central wavelength	Spectral interval	Spatial resolution at nadir	Temporal resolution	Region of interest	Source	Period
GOES-15	135°W	IMAGER	10.7 μm	10.2-11.2 μm	4 km	30 min	180°W-105°W 35°S-35°N	NOAA / DWD	Jan 2012- Dec 2016
GOES-13	75°W	IMAGER	10.7 μm	10.2-11.2 μm	4 km	30 min	111°W-30°W 35°S-35°N	NOAA / DWD	Jan 2012- Dec 2016
METEOSAT-8/9/10	0°	SEVIRI	10.8 μm	9.8-11.8 μm	3 km	15 min	45°W-45°E 35°S-35°N	EUMETSAT/ AERIS	Jan 2012- Dec 2016
METEOSAT-7 (IODC)	57.5°E	MVIRI	11.5 μm	10.5-12.5 μm	5 km	30 min	12°E-107°E 35°S-35°N	EUMETSAT/ AERIS	Jan 2012- Dec 2016
MTSAT-2	145°E	IMAGER	10.8 μm	10.3-11.3 μm	4 km	30 min	94°E-170°W 35°S-35°N	AERIS/ CIMSS	Jan 2012- May 2015
HIMAWARI-8	140.7°E	AHI	11.2 μm	11.0-11.4 μm	2 km	10 min	94°E-170°W 35°S-35°N	AERIS/ JMA	Jun 2015- Dec 2016

Tableau 5.2 – Caractéristiques techniques de la flotte de satellites géostationnaires opérationnels et de leur radiomètre imageur utilisé sur la période 2012-2016 (Fiolleau et al., 2020). La flotte est la même pour la période 2012-2020 à l'exception de MTSAT-2 qui n'est plus fonctionnel depuis Mai 2015.

5.2.4 Produit de niveau 2

La base de données des paramètres morphologiques des MCS tropicaux, issue de l'application de TOOCAN sur le GEOring, est disponible pour la période 2012 – 2020. Cette base de données représente un produit de niveau 2 et donne accès aux paramètres morphologiques intégrés sur la durée de vie des systèmes, tels que leur durée de vie, la distance parcourue, leur taille maximum, ainsi que leurs caractéristiques morphologiques (excentricité, vitesse instantanée, couverture nuageuse, etc.) à chaque demi-heure. Elle permet l'analyse des MCS à travers une approche lagrangienne.

5.2.5 Produit de niveau 3

Mener une analyse conjointe d'une base de données de précipitations grillés et de TOOCAN requiert le couplage d'information de différentes natures : eulérienne pour la précipitation et lagrangienne (ou orientée-objet) pour les MCS. La base de données CACATOES est un produit de niveau 3 au sein duquel les paramètres morphologiques intégrés de TOOCAN ont été regrillés sur une grille eulérienne de $1^\circ/1$ jour, en projetant tous les boucliers nuageux des MCS dans la grille correspondante depuis les images segmentées à pleine résolution. Le nombre de pixels infrarouges d'un MCS donné dans un point de grille $1^\circ \times 1^\circ$ et au cours de la journée (24 h) est conservé et les paramètres morphologiques de jusqu'à 25 MCS par point de grille sont stockés. Les statistiques sont ensuite construites pour chaque point de grille et chaque jour, avec le système contribuant le plus au point de grille défini comme le système avec le plus grand nombre de pixels infrarouges dans le point de grille. Au cours de l'été 2009, un tiers des points de grille $1^\circ/1$ jour sous les tropiques ($30^\circ\text{N} - 30^\circ\text{S}$) présentaient une activité convective, mais ils contribuaient à 93 % des précipitations totales (Roca et al., 2014).

Les différents paramètres de la base de données CACATOES qui seront utilisés dans ce chapitre sont :

- La nébulosité froide du point de grille, qui représente la somme de tous les pixels avec une température de brillance inférieure à 235 K dans le point de grille au cours de la journée divisée par le nombre de pixels total. La nébulosité froide est un paramètre eulérien qui dépend autant de la couverture spatiale que du temps de résidence des systèmes convectifs au sein du point de grille.
- La durée de vie des MCS ayant résidé dans le point de grille au cours de la journée.
- La distance parcourue au cours de leur cycle de vie des MCS ayant résidé dans le point de grille au cours de la journée.
- La surface maximum atteinte au cours de leur cycle de vie des MCS ayant résidé dans le point de grille au cours de la journée.

Le premier paramètre, la nébulosité froide, constitue une première approximation de la précipitation accumulée, et est notamment utilisée dans la plupart des méthodes d'estimation de précipitations par mesures IR, tel que le GOES Precipitation Index (Arkin, 1979).

Les trois derniers paramètres, étant des paramètres lagrangiens, nécessitent quelques précautions d'analyse quand considérés au sein d'une grille eulérienne. Par exemple, un MCS avec une très longue durée de vie peut impacter seulement pendant une courte durée et/ou sur une courte surface un point de grille $1^\circ/1$ -jour, et causer un biais dans les statistiques du point de grille. Dès lors, les paramètres lagrangiens des MCS sont constamment pondérés par leur nébulosité individuelle dans le point de grille $1^\circ/1$ -jour au cours de ce chapitre.

5.3 Modèles

5.3.1 Introduction

La majorité des études sur les MCS reposent sur l'utilisation de données d'observations (satellites, radars), mais des modèles numériques ont également été utilisés à cet égard. Il est communément admis que les GCM ne sont pas adéquats pour simuler réalistiquement des phénomènes convectifs méso-échelle. La paramétrisation de la convection dans les GCM consiste à simuler un seul processus convectif localisé dans un point de grille individuel (de l'ordre de 25-200 km en taille) proche de ce à quoi peut ressembler un cumulonimbus ordinaire (Rossow et al., 2013). Les GCM ne sont pas capables d'organiser la convection sur de la méso-échelle en réponse à la circulation grande échelle, ce qui pourrait être une des causes du biais des GCM à simuler essentiellement des précipitations faibles (Tan et al., 2015). Ainsi, les changements des précipitations extrêmes ne peuvent être considérés comme réalistes étant donné que les MCS dominent à la fois la distribution des intensités et des cumuls de précipitation. Afin de simuler les MCS avec plus de fidélité, il est nécessaire d'avoir recours à des modèles haute résolution pour résoudre correctement les processus importants à la micro et méso-échelle (Schumacher & Rasmussen, 2020).

Cependant, les coûts numériques de telles simulations imposent des contraintes sur la taille du domaine et la longueur de la simulation, les modèles sont ainsi souvent utilisés en configuration idéalisée à l'équilibre radiatif convectif (RCE, voir chapitre 4). Le phénomène selon lequel la convection s'organise dans les configurations idéalisées est l'agrégation de la convection, qui se déroule lorsque des cellules convectives se regroupent spatialement et sont entourées par des régions sèches (Fildier et al., 2021; Pendergrass, 2020). Ces clusters de convection peuvent se mouvoir au sein du domaine et la mise en place d'une circulation méso-échelle peut survenir quand la taille du domaine le permet. Par ailleurs, l'absence de vent moyen imposée dans certaines configurations RCE (comme pour RCEMIP) peut impacter l'organisation de la convection, notamment à travers l'absence de cisaillement vertical grande échelle.

5.3.2 Le modèle SAM en configuration RCE

L'algorithme de suivi des MCS TOOCAN a été appliqué dans les sorties du modèle SAM à l'équilibre radiatif convectif dans un domaine en canal aux SST de 300 K et 305 K (voir section 4.2 pour plus de

détails sur les simulations de SAM en RCE). La température de brillance des sommets nuageux est dérivée du rayonnement sortant à grande longueur d'onde (OLR) afin de permettre le suivi des systèmes convectifs dans les sorties du modèle. Ainsi, le suivi des systèmes convectifs dans les simulations de SAM est réalisé selon le même processus que dans le cas des observations satellites, avec un suivi des boucliers nuageux froids dont la température de brillance est inférieure ou égale à 235 K. Les paramètres morphologiques intégrés des MCS ont été projetés dans une grille de 100 km/1-jour de manière à former une base de données équivalente à CACATOES dans le cadre des simulations du modèle. Dans ce chapitre, seule la résolution 100 km/1-jour est traitée.

5.4 Lien avec les données de précipitations

Le chapitre 2 a mis en avant l'augmentation du taux de précipitations extrêmes 1°/1-jour sur les océans tropicaux à une valeur proche de celle du taux de Clausius-Clapeyron (CC) au sein du régime de SST [300 K, 302.5 K] (ou « régime CC ») pour les cinq produits de précipitation utilisés et pour de nombreux centiles (figure 2.9).

L'objectif de cette présente étude est d'analyser la sensibilité de l'organisation de la convection à la SST à travers les changements des paramètres morphologiques des MCS dans le cadre du scaling des précipitations extrêmes à l'échelle 1°/1-jour sur les océans tropicaux.

Pour ce faire, une analyse conjointe de la base de données CACATOES, des estimations de cinq produits satellites de précipitation issus de la base de données FROGS et de deux produits de SST (voir section 2.6) est menée. De manière analogue aux chapitres précédents, les points de grille extrêmes correspondent aux points de grille avec un taux de précipitation dans les 10 % de la valeur du centile correspondant. Cette valeur du centile étant dépendante du produit de précipitation (figure 1.6), la composition des points de grille extrêmes est différente pour chacun des produits de précipitation utilisés. Par conséquent, la sensibilité à la sélection du produit de précipitation est prise en compte dans les résultats.

De plus, l'analyse est également menée dans les simulations du modèle SAM. Au cours du chapitre 4, le scaling des précipitations extrêmes n'était pas calculé quand moins de 100 points extrêmes étaient disponibles, cette limite est ici relaxée. À cet égard, la figure 5.7 montre le scaling des précipitations 100 km/1-jour sur plusieurs centiles, où l'on distingue une tendance des précipitations extrêmes à augmenter à des taux supérieurs à CC sur les centiles plus élevés et au taux de CC pour le centile 90.

La section 5.5.1.1 du chapitre consiste à quantifier les paramètres des MCS issus de la base de données de CACATOES dans les points de grille extrêmes d'un bin de SST. La section 5.5.1.2 s'intéresse à la sensibilité de ces paramètres à la SST et au centile. La section 5.5.1.3 repose sur une étude de sensibilité des résultats à la sélection du produit de SST. La section 5.5.2 s'intéresse aux MCS des simulations de SAM en RCE décrites dans le chapitre 4 et la section 5.6 conclut le chapitre.

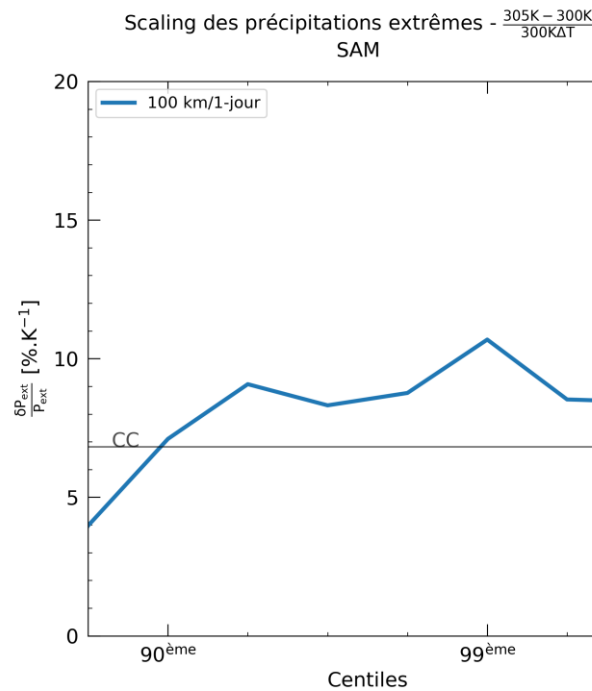


Figure 5.7 – Taux de scaling des précipitations de SAM entre la simulation à la SST de 300 K et de 305 K en $\%.K^{-1}$ en fonction du centile et à la résolution 100 km / 1 jour. La ligne horizontale marque la valeur théorique du taux de Clausius-Clapeyron

5.5 Analyse des relations entre précipitations extrêmes et MCS

5.5.1 Dans les observations satellites

5.5.1.1 Les paramètres des MCS observés

Afin de quantifier les paramètres reliés aux MCS des points de grille extrêmes de notre étude, nous nous limitons dans un premier temps à un seul centile d'un seul bin de SST du produit OSTIA. La valeur du centile 99.9 de la distribution des précipitations du premier bin de SST du régime CC ([300 K, 300.5 K]) est comprise entre $113 \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$ et $195 \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$ selon le produit de précipitation, avec entre 406 et 669 points de grille extrêmes dénombrés selon le produit de précipitation (figure 2.8). La moitié de ces points de grille ont une nébulosité froide supérieure à 60 % et environ 10 % d'entre eux ont une nébulosité froide supérieure à 90 % (figure 5.8.e). Moins de 5 % des points de grille extrêmes disposent d'une nébulosité froide inférieure à 30 %. Cette nébulosité froide se décompose en boucliers nuageux froids appartenant à un ou plusieurs MCS. Ainsi, 10 % des points de grille extrêmes sont associées à des MCS dont la durée de vie dépasse les 30 h, et dont la médiane vaut environ 17 h (figure 5.8.f). La médiane de la distribution des surfaces maximum atteintes par les MCS au cours de leur cycle de vie est supérieure à $1 \times 10^5 \text{ km}^2$ — la surface d'un point de grille $1^\circ \times 1^\circ$ — et 20 % des points de grille extrêmes sont associés à des systèmes convectifs dont la taille maximum dépasse $2 \times 10^5 \text{ km}^2$ (figure 5.8.g). La moitié des points de grille extrêmes sont associés à des MCS se propageant sur des distances plus grandes

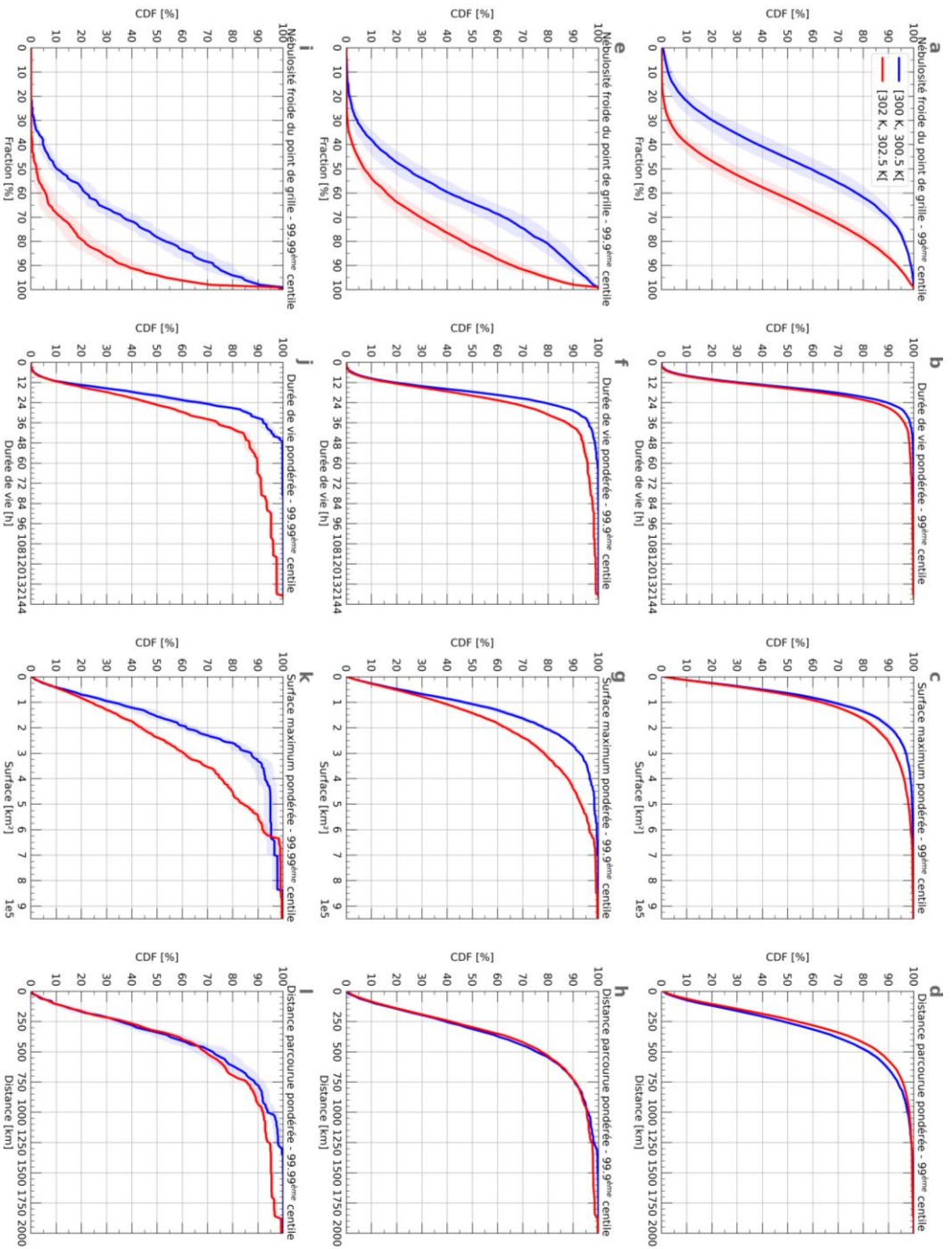


Figure 5.8 – CDF des nébulosités froides des points de grille extrêmes et des paramètres des systèmes convectifs pondérés par leur nébulosité froide associés aux points de grille extrêmes correspondant au 99^{ème} (haut), 99.9^{ème} (milieu) et 99.99^{ème} centile (bas) dans le bin [300 K, 300.5 K] (bleu) et [302 K, 302.5K] (rouge) de la SST de OSTIA. La zone ombrée correspond à l'écart-type entre les cinq produits de précipitation.

que 300 km. Par ailleurs, 60 % des points de grille extrêmes sont reliées à des MCS parcourant des distances plus grandes que celle d'une maille typique de GCM (2.5°) (figure 5.8.h). Ces résultats sont robustes à la sélection du produit de précipitation.

Les points de grilles $1^\circ/1$ jour avec une précipitation extrême disposent ainsi d'une couverture nuageuse importante pour la majorité d'entre eux. Les valeurs de durée de vie des MCS ainsi que la surcontribution de ceux à longue durée de vie dans les extrêmes de précipitation sont cohérentes avec l'étude de Roca & Fiolleau (2020).

La section suivante s'intéresse à la sensibilité de la nébulosité froide des points de grille extrêmes à la SST au sein du régime CC, ainsi que des paramètres morphologiques des MCS contribuant à cette nébulosité, afin d'éclairer la relation entre les extrêmes de précipitation à l'échelle $1^\circ / 1$ jour et la SST des océans tropicaux.

5.5.1.2 Sensibilité des paramètres des MCS observés à la SST

Plusieurs études ont mis en avant le lien entre l'augmentation des précipitations issues des MCS et les conditions thermodynamiques plus favorables de l'environnement local (Diffenbaugh et al., 2013; Fitzpatrick et al., 2020; Schiro et al., 2020; Schumacher & Petersa, 2017). La sensibilité des paramètres des MCS entre le premier bin (« bin froid ») et le dernier bin (« bin chaud ») du régime CC est investiguée dans cette section afin d'estimer la contribution des changements d'organisation de la convection dans les extrêmes de précipitation $1^\circ/1$ jour.

Au centile 99.9 (figure 5.8.e, f, g et h), 35 % des points de grille extrêmes ont une nébulosité froide supérieure à 90 % dans le bin chaud, contre 10 % dans le bin froid. La médiane des nébulosités froides passe de 65 % à plus de 80 % avec une SST plus chaude de 2 K. La totalité de la distribution est décalée vers des valeurs de nébulosité plus élevées quand la SST, et donc le taux de précipitation, augmentent.

La probabilité que les points de grille extrêmes soient associés à des MCS d'une durée de vie supérieure à 24 h passe de 20 % dans le bin froid à 35 % dans le bin chaud. La distribution des durées de vie est également décalée vers des valeurs plus élevées dans le bin chaud. C'est particulièrement le cas dans la queue de la distribution, où 10 % des occurrences de MCS dans les points de grille extrêmes sont associées à des MCS d'une durée de vie supérieure à 28 h dans le bin froid et supérieure à 40 h dans le bin chaud.

La surface maximum qu'un MCS atteint au cours de son cycle de vie est étroitement corrélée (positivement) à sa durée de vie (Roca et al., 2017). Les points de grille extrêmes sont en effet associés à des systèmes dont la surface maximum augmente avec la SST. La probabilité d'occurrence des MCS avec une surface maximum supérieure à $3 \times 10^5 \text{ km}^2$ est plus de deux fois plus grandes dans les points de grille extrêmes du bin chaud que du bin froid.

En revanche, la distribution des distances parcourues ne présente pas de sensibilité flagrante à la SST. Les points de grille ne sont pas davantage associés à des MCS parcourant des distances plus grandes ni plus petites quand la SST augmente.

Le centile 99 de la distribution des précipitations vaut entre 63 mm.j^{-1} et 91 mm.j^{-1} selon le produit. A ce centile (figure 5.8.a, b, c et d), les résultats liés à l'occurrence des MCS dans les points de grille extrêmes sont globalement similaires. On distingue également une augmentation de l'occurrence de points de grille extrêmes avec une nébulosité plus forte avec une SST plus chaude. Les points de grille extrêmes ont une probabilité plus forte d'être associés à des MCS d'une durée de vie supérieure à 24 h et d'une surface maximum supérieure à $2 \times 10^5 \text{ km}^2$, mais d'un ordre de grandeur inférieur aux probabilités correspondantes au centile 99.9. La population des points de grilles extrêmes dans le bin chaud est associée à des MCS parcourant légèrement moins de distance que dans le bin froid.

La valeur du centile 99.99 de la distribution des précipitations est comprise entre 176 mm.j^{-1} et 340 mm.j^{-1} selon le produit. Les résultats liés à l'occurrence des MCS dans les points de grille extrêmes correspondant au centile 99.99 sont qualitativement similaires à ceux du centile 99.9, mais d'une amplitude supérieure (figure 5.8.i, j, k et l). Dans le bin chaud, 65 % des points de grille extrêmes ont une nébulosité froide supérieure à 90 %, contre 25 % dans le bin froid. 55 % des points de grille extrêmes sont associés à des systèmes dont la durée de vie excède 24 h, contre 30 % dans le bin froid. Également, la probabilité que les points de grille extrêmes soient associés à des systèmes de plus de 48 h est de 15 % dans le bin chaud, et proche de 0 % dans le bin froid. La probabilité d'occurrence des MCS avec une surface maximum plus grande que $3 \times 10^5 \text{ km}^2$ passe de 15 % au sein des points de grilles extrêmes du bin froid à 40 % dans le bin chaud. Enfin, le signal sur le changement de l'occurrence des MCS parcourant des distances plus grandes se distinguent uniquement dans la queue de la distribution.

Ces résultats mettent en avant, dans un premier temps, l'augmentation systématique de la nébulosité froide des points de grille extrêmes entre le premier et dernier bin du régime CC de SST, et dans un second temps, le caractère disproportionné de l'occurrence des MCS à longue durée de vie et avec des surfaces maximums élevées au sein du bin chaud face au bin froid. Le rôle de ces systèmes bien organisés dans les précipitations intenses a déjà été mis en avant (Boers et al., 2016; Diffenbaugh et al., 2013; Feng et al., 2016; Fiolleau et al., 2020; Hatsuzuka et al., 2021; Machado et al., 1998; Mathon & Laurent, 2001; Tan et al., 2015; Tan & Oreopoulos, 2019) mais leur sensibilité à la SST n'était jusqu'alors pas établie.

Réciproquement, les points de grille extrêmes ne sont pas associés à des MCS qui se propagent davantage quand la SST augmente. Cela suggère une occurrence plus élevée dans les points de grille extrêmes de MCS dont la vitesse moyenne diminue, ce qui peut permettre d'éclairer la relation entre la nébulosité froide des points de grille et la SST.

La figure 5.9 donne un aperçu intégré de la sensibilité des différents paramètres des MCS associés aux points de grille extrêmes à la SST, en présentant le rapport de la médiane des distributions de la figure 5.8 pour plusieurs centiles.

La nébulosité froide médiane augmente pour tous les centiles. L'augmentation moins forte observée dans les centiles élevées peut être attribuée à la probabilité plus forte des points de grille extrêmes à être associés à des valeurs de nébulosité froide proche de la valeur seuil 100 %.

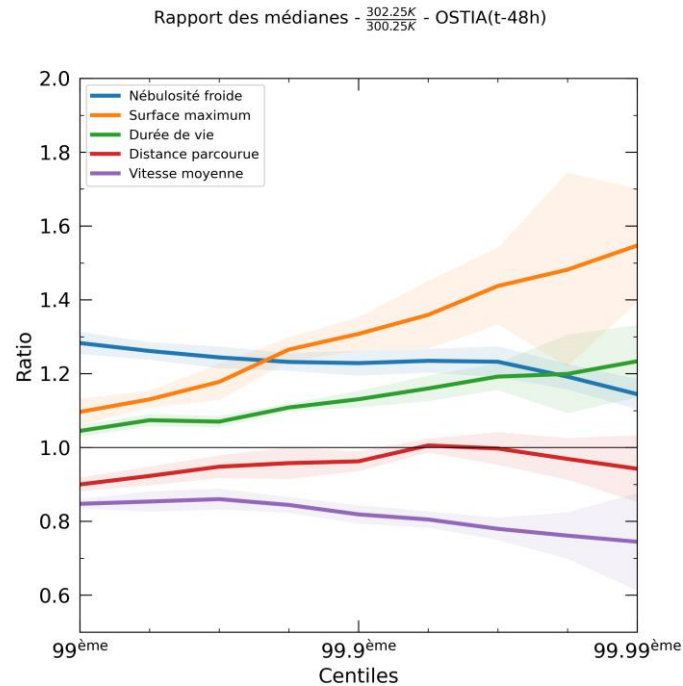


Figure 5.9 – Rapport des médianes de la distribution des nébulosités froides des points de grille extrêmes et des distributions des paramètres des systèmes convectifs pondérés par leur nébulosité froide associés aux points de grille extrêmes entre le bin [300 K, 300.5 K] et [302 K, 302.5 K] de la SST de OSTIA. La zone ombrée correspond à l'écart-type entre les cinq produits de précipitation.

La médiane de la surface maximum et de la durée de vie des MCS associés aux points de grille extrêmes augmente pour tous les centiles quand la SST augmente. La distance parcourue médiane est stable, voire diminue, selon le centile. La vitesse moyenne médiane diminue et ce pour tous les centiles de précipitations extrêmes. Ainsi, les points de grille extrêmes sont plus fréquemment associés à des MCS ralentissant quand la SST augmente, suggérant une augmentation de leur temps de résidence au sein du point de grille qui explique l'augmentation de la nébulosité froide observée, et par extension des précipitations cumulées.

Les fortes valeurs de nébulosité froide des points de grille extrêmes décrites tout au long de ce chapitre mettent en lumière la relative complexité des estimations de SST. Jusqu'à présent, la SST utilisée ici provient du produit OSTIA (Donlon et al., 2012), qui utilise des observations satellites issues d'instruments mesurant dans le spectre à la fois micro-ondes et infrarouge (voir section 2.2.2 pour plus de détails). La section suivante s'attarde sur la sensibilité des résultats à la sélection du produit de SST.

5.5.1.3 Sensibilité des résultats à la sélection du produit de SST

La version du produit de SST OISST utilisé dans cette section est la même que celle décrite dans la section 2.2.2. Cette version repose uniquement sur l'utilisation de mesures infrarouges provenant des radiomètres AVHRR à bord des satellites de la NOAA (Banzon et al., 2016). Les longueurs d'onde de

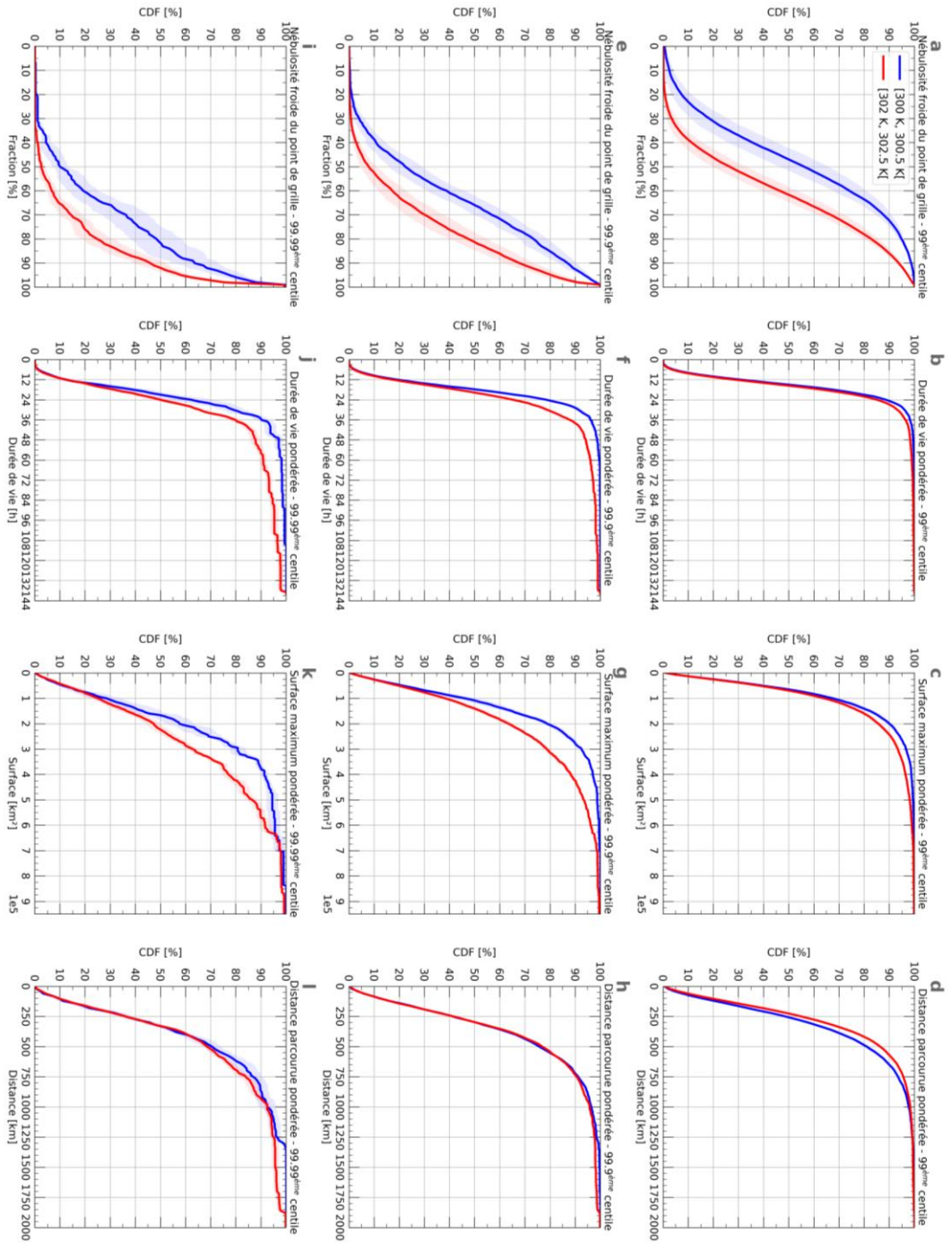


Figure 5.10 – Similaire à la figure 5.8 mais avec la SST du produit OISST.

l'infrarouge, contrairement au rayonnement micro-ondes, n'ont pas la capacité de pénétrer à travers les surfaces nuageuses jusqu'à la surface. Néanmoins, les valeurs des centiles extrêmes de la distribution des taux de précipitation $1^\circ / 1$ jour au sein de chaque bin de SST de OISST sont très proches de celles de OSTIA (chapitre 2). L'objectif est à présent de savoir s'il existe une sensibilité à la sélection du produit de SST de nos résultats.

La figure 5.10 montre les distributions des paramètres des MCS au sein des deux bins de SST de OISST aux deux extrémités du régime CC. Les résultats sont très similaires à ceux obtenus avec la SST de OSTIA. Les seules disparités pouvant être mises en évidence concernent la distribution des nébulosités froides au centile 99.99 qui, dans le bin de SST $[302 \text{ K}, 302.5 \text{ K}]$, présente une fréquence légèrement plus faible de points de grille avec une forte nébulosité, et dans le bin de SST $[300 \text{ K}, 300.5 \text{ K}]$ un écart-type inter-produit de précipitation plus élevée. Également, les points de grille extrêmes correspondant au 99.99^{ème} centile sont moins fréquemment associés à des MCS avec une longue durée de vie en utilisant la SST de OISST. Ces différences entre les deux produits de SST ne remettent pas en cause les conclusions tirées des sections précédentes. Le caractère disproportionné de l'occurrence des MCS bien organisés dans les extrêmes de précipitation quand la SST augmente est toujours évident, et la baisse de la vitesse moyenne des systèmes convectifs au sein des points de grille extrêmes est également manifeste avec la SST de OISST (figure 5.11). La robustesse des résultats à la sélection du produit de SST renforce également la nécessité de l'implémentation d'un délai de 2 jours entre la date d'estimation de la SST et celle de la précipitation extrême, tel que décrit dans le chapitre 2, afin de s'affranchir des effets des systèmes convectifs sur leur environnement local (Duncan et al., 2014).

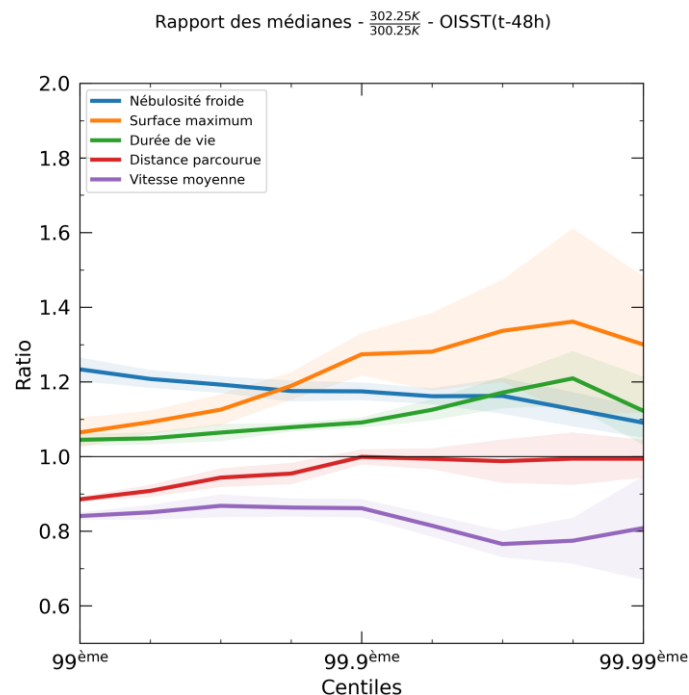


Figure 5.11 – Similaire à la figure 5.9 mais avec la SST du produit OISST.

5.5.2 Dans les simulations idéalisées

5.5.2.1 Introduction

Plusieurs études sur l'organisation de la convection au sein de CRM sont réalisées dans des configurations RCE (Bao et al., 2017; Bao & Sherwood, 2019; Fildier et al., 2021; Khairoutdinov & Emanuel, 2010; Muller et al., 2011). Ces études ont pu démontrer que la convection s'agrège plus facilement quand la SST augmente. De plus, Bao & Sherwood (2019) ont montré que les cumuls de précipitation sur 24 h augmente quand la convection s'agrège, car la convection est plus organisée et plusieurs évènements distincts peuvent contribuer au cumul journalier. Ces changements en organisation de la convection sont affectés par de nombreux facteurs tels que la SST, la taille du domaine ou la résolution horizontale (Bao et al., 2017). La plupart des CRM à domaine en canal de RCEMIP exhibent une baisse de la fraction nuageuse moyenne au sein du domaine quand la SST augmente. C'est notamment le cas de SAM entre 300 K et 305 K (Wing et al., 2020). Cette baisse n'est cependant pas conditionnée sur les extrêmes de précipitation.

En complément du chapitre 4, les MCS issus du domaine en canal des simulations idéalisées de SAM sont étudiés et la sensibilité de leurs paramètres entre deux climats est quantifiée dans les sections suivantes.

5.5.2.2 Paramètre des MCS simulés

Dans la simulation à la SST de 300 K, 158 points de grille extrêmes sont comptabilisés pour le 94.38^{ème} centile, dont la valeur est $22.8 \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$. Les valeurs de nébulosité froide de ces points de grille sont relativement faibles (figure 5.12.e), tout comme le sont les valeurs de fraction précipitante (figure 4.5.a). Très peu de points de grille extrêmes disposent d'une nébulosité froide supérieure à 30 % et le plus couvert en nuage ne dépasse pas les 45 % de nébulosité froide. Ces points de grilles extrêmes sont associés à des MCS dont la durée de vie médiane est d'environ 19 h. Aucune occurrence de MCS avec une durée de vie supérieure à 36 h n'est répertoriée (figure 5.12.f). Les points de grille extrêmes ont une probabilité de 10 % d'être associés à des MCS dont la surface maximum est supérieure à $2.5 \times 10^4 \text{ km}^2$ et la médiane vaut environ $8 \times 10^3 \text{ km}^2$ (figure 5.12.g). La médiane de la distance parcourue des MCS associés aux points de grille extrêmes est d'environ 70 km. Très peu d'occurrences de MCS se propageant sur des distances supérieures à 250 km sont dénombrées au sein de ces points de grille (figure 5.12.h).

Au centile 90 ($19.6 \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$), 198 points de grille extrêmes sont comptabilisés. Les résultats sont similaires à ceux correspondant au centile 94.38, seule la distribution des nébulosités froides comporte davantage de valeurs légèrement plus faibles (figure 5.12.a, b, c et d).

La valeur du 99^{ème} centile est de $34.4 \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$ et 30 points de grille 100 km/1-jour correspondent à ce centile. Ces 30 points de grilles ont des occurrences de nébulosité froide plus élevées que pour les deux autres centiles, la médiane est supérieure à 25 % et des valeurs jusqu'à 55 % de nébulosité froide sont répertoriées. Les points de grille extrêmes sont également associés à des MCS d'une durée de vie

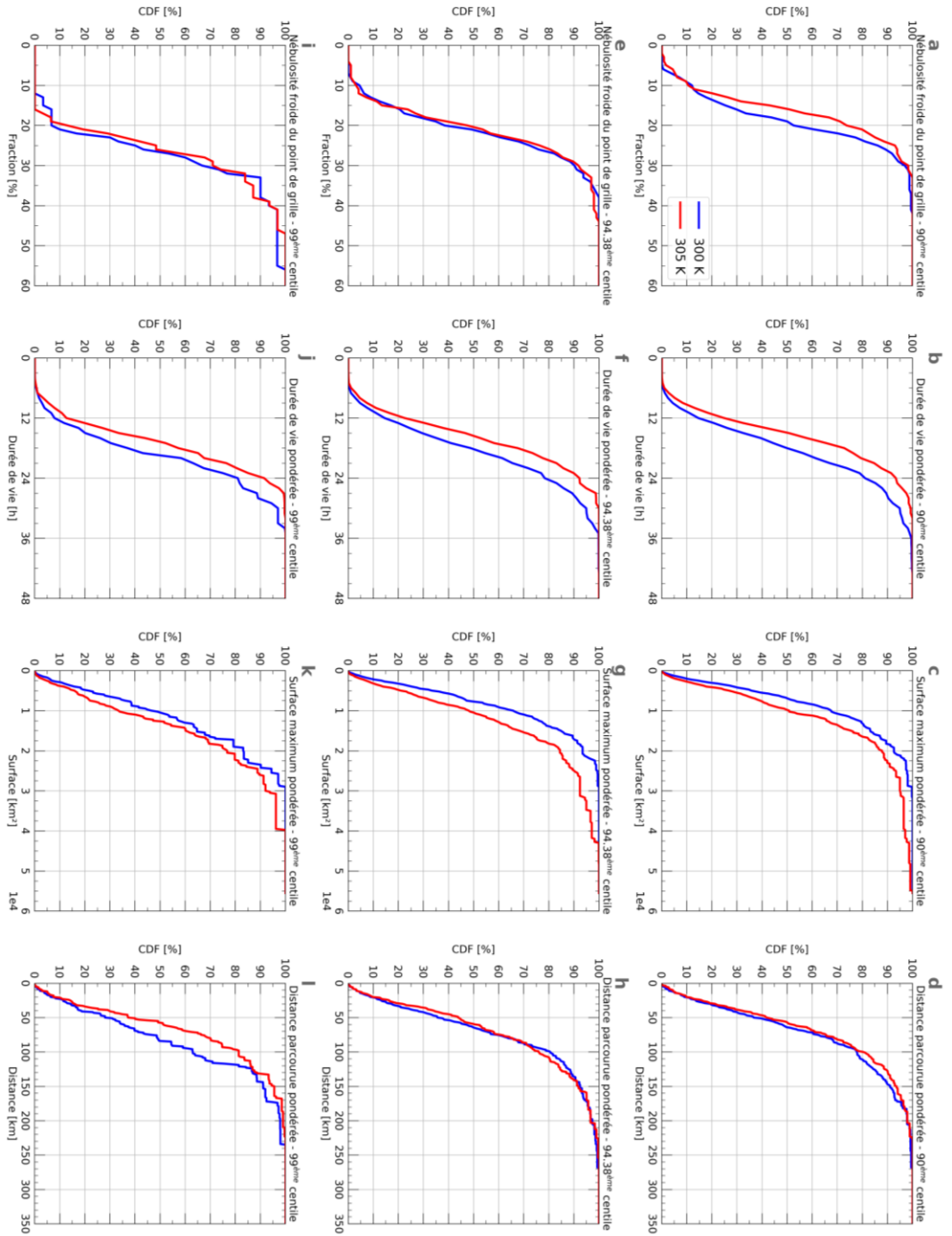


Figure 5.12 – Similaire à la figure 5.8 mais dans les simulations du modèle SAM avec une sélection de centile différente (90^{ème} (haut), 94.38^{ème} (milieu) et 99^{ème} centile (bas)) et avec une SST prescrite à 300 K et à 305 K.

légèrement plus longue. La probabilité d'occurrence des MCS d'une surface supérieure à $1 \times 10^4 \text{ km}^2$ dans les points de grille extrêmes passe de 35 % à 55 % entre le centile 94.38 et 99. De même, la distribution des distances parcourues par les MCS associés aux points de grille extrêmes est légèrement décalée vers des valeurs plus élevées au centile 99 (figure 5.12.i, j, k et l).

Les points de grilles extrêmes de SAM en RCE sont donc associés à des MCS dont la durée de vie est comparable à celles des MCS observés. Leur surface maximum n'est pas si fréquemment supérieure à la surface d'un point de grille de 100 km de large ($1 \times 10^4 \text{ km}^2$). De plus, ils ne se déplacent que peu fréquemment sur des distances supérieures à 100 km. Ces différences peuvent s'expliquer par la configuration idéalisée appliquée au modèle ; il n'y a pas de vent moyen dans le domaine, bridant ainsi la capacité des MCS à se mouvoir au sein du canal, dont la taille limitée peut expliquer les surfaces maximums plus faibles d'un facteur 10 en comparaison des observations sur le GEOring.

5.5.2.3 Sensibilité des paramètres des MCS simulés à la SST

Au centile 94.38 (figure 5.12.e, f, g et h), les nébulosités froides des points de grille extrêmes sont distribuées de façon similaire à la SST de 300 K et de 305 K. Il n'y a pas de sensibilité flagrante de la nébulosité froide des points de grille extrême à la SST, tout comme il n'y en a pas pour la fraction nuageuse moyenne du domaine (Wing et al., 2020). Les points de grille extrêmes dans la simulation froide (300 K) sont associés à des MCS dont la durée de vie est plus courte que ceux associés aux points de grille extrêmes dans la simulation chaude (305 K), il y'a une baisse de la fréquence des MCS avec des durées de vie longues quand la SST augmente. Le comportement est opposé en ce qui concerne la surface maximum des MCS ; ceux associés aux points de grille extrêmes sont plus fréquemment larges dans la simulation chaude. La distribution des distances parcourues des MCS associés aux points de grille extrêmes est similaire dans les deux simulations.

Au centile 90 (figure 5.12.a, b, c et d), la fréquence des hautes valeurs de nébulosité froide baisse avec l'augmentation de la SST. Environ 50 % des points de grille extrêmes à la SST de 300 K ont une nébulosité froide supérieure à 20 %, contre à peine plus de 20 % des points de grille extrêmes à la SST de 305 K. Au centile 99 (figure 5.12.i, j, k et l), les points de grille extrêmes dans la simulation froide sont associés à des MCS dont la distance parcourue est plus longue que ceux associés aux points de grille extrêmes dans la simulation chaude. Les autres paramètres reliés aux MCS ont une sensibilité similaire à la SST sur les trois centiles.

Le rapport de la médiane de la nébulosité froide des points de grille extrêmes entre les deux simulations montre que celle-ci diminue pour la majorité des centiles, et n'augmente que très légèrement pour deux centiles (figure 5.13). En revanche, la médiane de la surface maximum des MCS associés aux points de grille extrêmes est plus grande à la SST de 305 K, tandis que la durée de vie médiane de ces MCS est plus faible. La distance médiane parcourue par les MCS associés aux points extrêmes est également plus faible quand la SST augmente. Ici, la médiane de la vitesse moyenne des MCS ne montre

pas de signal clair entre les deux simulations, avec une augmentation de la probabilité d'occurrence de MCS plus rapides pour certains centiles, et de MCS plus lents pour d'autres centiles.

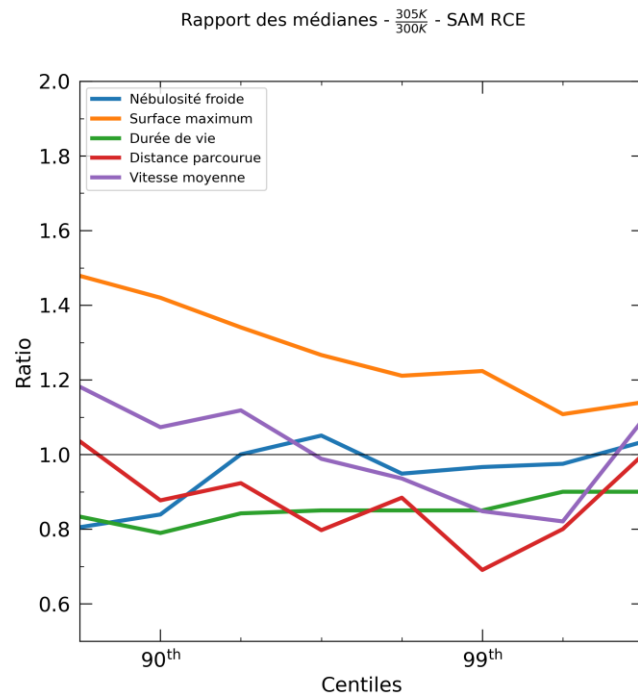


Figure 5.13 – Similaire à la figure 5.9 mais dans les simulations du modèle SAM entre la SST prescrite à 300 K et à 305 K. NB : la valeur des rapports est donc à interpréter pour une différence de 5 K et non 2 K comme dans la figure 5.9.

Finalement, ces résultats suggèrent que le cycle de vie des MCS associés aux points de grille extrêmes se déroule dans les environs du point de grille car ils ne se déplacent que peu et à de faibles vitesses. De plus, leur surface maximum reste relativement contenue, permettant d'expliquer les valeurs relativement faibles de nébulosité froide au sein des points de grille extrêmes. Ainsi, les MCS simulés et les précipitations extrêmes sont reliés à des processus différents de ceux observés dans le climat actuel du monde réel. La faible diminution de la nébulosité froide des points de grille extrêmes dans la simulation à 305 K peut s'expliquer par la combinaison de l'augmentation de la surface maximum des MCS associés aux points de grille extrêmes et la baisse de leur durée de vie : les systèmes atteignent des tailles plus grandes au cours d'un cycle de vie plus court.

5.6 Conclusion

Cette étude a tiré profit de l'algorithme de suivi des MCS TOOCAN, appliqué à la fois sur le GEOring et dans le domaine en canal des simulations de SAM en RCE. Les observations satellites ont mis en avant la fréquence plus élevée de points de grille extrêmes avec une forte nébulosité froide quand la SST augmente. L'occurrence disproportionnée de systèmes bien organisées, à longue durée de vie, dans le changement des extrêmes de précipitation est également mise en évidence. Par ailleurs, le ralentissement

de la vitesse moyenne des MCS avec une SST plus chaude suggère une augmentation de leur temps de résidence au sein des points de grille extrêmes. Le ralentissement des MCS associés aux extrêmes combiné à leur surface maximum plus élevée peut expliquer l'augmentation de la nébulosité froide des points de grille extrêmes, et par extension l'augmentation de la fraction précipitante au sein de ces points de grille (voir chapitre 3). Plusieurs études suggèrent que l'augmentation des précipitations issues de la partie stratiforme pilote l'augmentation des précipitations des MCS plus organisés (Feng et al., 2019; Tan & Oreopoulos, 2019), possiblement car l'efficacité des précipitations issues de processus de pluie chaude (i.e. sans phase glace car sous l'isotherme zéro degré) est plus grande (Hamada et al., 2015). Une perspective serait de discriminer la partie cirriforme et précipitante des boucliers nuageux froids des MCS associés aux points de grille extrêmes à l'aide des produits satellites de précipitation haute résolution pour étudier la sensibilité de la structure précipitante des MCS à la SST et leur lien avec l'augmentation de la nébulosité froide.

Les MCS suivis dans les simulations de SAM en RCE présentent des différences majeures avec ceux suivis par satellites autant sur leurs caractéristiques que sur le changement de leurs caractéristiques entre deux climats. La nébulosité froide des points de grille extrêmes est relativement faible, en cohérence avec les faibles fraction précipitantes mises en avant dans le chapitre 4. Les MCS contribuant à cette nébulosité sont à la fois plus petits d'un facteur 10 et se propagent peu en comparaison de ceux observés, ce qui questionne la pertinence de l'état RCE pour étudier les extrêmes de précipitation aux échelles accumulées. Ils ont en revanche des durées de vie plus en adéquation avec celles issues des images satellites infrarouges. Le changement de ces paramètres entre la simulation à la SST de 300 K et de 305 K montre que la nébulosité froide médiane diminue ou stagne selon les centiles. Seule la médiane de la taille maximum des MCS augmente pour tous les centiles sous un climat plus chaud, alors que la médiane de la durée de vie diminue. Les simulations aux deux SST représentent deux climats différents à l'équilibre et les observations satellites sont faites au sein du climat présent, rien n'indique que le changement des caractéristiques des MCS convergent dans les deux cas. Les zones intenses de précipitation sous-maille pilote la sensibilité des précipitations extrêmes 96 km/1-jour dans les simulations de SAM utilisées (chapitre 4), la baisse parallèle de la nébulosité froide des points de grille extrême dans le climat chaud suggère que les zones convectives des MCS s'intensifient.

Conclusion

6.1 Synthèse des travaux

L'augmentation potentielle de l'intensité des précipitations extrêmes avec le changement climatique est une préoccupation sociétale majeure. Les inondations causées par des événements extrêmes de précipitation sont parmi les risques naturels les plus dangereux et coûteux pour la société. En 2011, elles ont causé la mort de plus de 6000 personnes à travers le monde et le coût des dommages a été estimé à 70 milliards de dollars (Westra et al., 2014). Des approches conceptuelles ont été développées afin d'appréhender le changement des précipitations extrêmes dans un climat plus chaud, et suggèrent que l'intensité des précipitations extrêmes, contrairement aux précipitations globales, doit suivre les variations du contenu en humidité de l'atmosphère. La relation de Clausius-Clapeyron (CC) établit que ce contenu en humidité est attendu à augmenter à un taux autour de 7 % par degré de réchauffement, ce qui constitue une base pour quantifier l'augmentation des précipitations extrêmes avec un réchauffement. Cette approche conceptuelle a ensuite été théorisée, ce qui a permis à la fois de relier physiquement le changement des précipitations extrêmes avec celui de l'humidité en surface (le « scaling » des précipitations extrême) et également de dissocier les différentes contributions associées à leur changement. Par ailleurs, l'incapacité des modèles de circulation grande échelle (GCM) à simuler explicitement la convection et son organisation ne permet pas d'analyser avec confiance le changement des précipitations extrêmes dans des projections climatiques à long terme, particulièrement dans les tropiques. Les modèles à échelle plus fine, à convection profonde résolue (CRM) et dans des configurations idéalisées peuvent être considérés comme une alternative. Une autre alternative consiste à avoir recours à des données observationnelles (pluviomètres, radar, satellites, etc.) bien que cela nécessite d'étudier la sensibilité des précipitations extrêmes à la température au sein de la variabilité du climat actuel.

Au sein des tropiques, aucun consensus ne se dégage sur le scaling des précipitations extrêmes. De plus, très peu d'études s'intéressent aux précipitations extrêmes à des échelles accumulées, typiquement 1° / 1-jour, en dehors de celles reposant sur l'utilisation de GCM, considérés inadaptés pour cette problématique. Dans cette thèse, l'objectif était de comprendre comment le changement climatique influence les extrêmes de précipitation dans les tropiques à ces échelles accumulées. Pour cela, les analyses ont été restreintes aux océans tropicaux, qui représentent un cas simplifié de la relation entre les précipitations extrêmes et les conditions thermodynamiques de surface, et facilitent la comparaison avec les simulations idéalisées issues des CRM.

Dans ce manuscrit, il a pu être montré que les produits satellites de précipitation et de température de surface de l'océan (SST) sont adaptés à l'étude des précipitations extrêmes sur les océans tropicaux.

L'intensité des précipitations extrêmes à l'échelle $1^\circ/1$ -jour augmente linéairement (en échelle log) au sein d'un régime de SST compris entre 300 K et 302.5 K (le « régime CC »), et dans lequel près de 60 % du volume total des précipitations tropicales océaniques survient. Dans ce régime, le 99.9^{ème} centile de la distribution des précipitations augmente à un taux proche du taux de CC, et ce pour les sept produits satellites de précipitations issus de la base de données FROGS utilisés. Cependant, deux familles de produits se distinguent sur la valeur du 99.9^{ème} centile, avec une famille dont la valeur oscille autour de 140 mm.j^{-1} et une autre famille autour de 210 mm.j^{-1} . Ces résultats sont robustes à la sélection du produit satellite de SST, à la longueur du jeu de données ou encore au centile considéré. La nécessité d'implémenter un délai de 2 jours entre la SST et la précipitation a été mise en évidence et permet de s'affranchir des effets de l'occurrence de la précipitation sur les conditions de surface.

Afin d'investiguer les mécanismes à l'origine de l'augmentation des précipitations extrêmes $1^\circ/1$ -jour dans le régime CC, le bilan d'énergie statique sèche a été revisité pour étendre la validité du scaling aux échelles accumulées. Néanmoins, ce nouveau développement ne permet pas de dégager une explication analytique simple du taux d'augmentation. Une approche théorique alternative a été proposée et repose sur la décomposition des précipitations accumulées en un terme relié à la fraction précipitante au sein du domaine et un terme relié au taux de précipitation conditionnel instantané. Des produits satellites de précipitation haute résolution ont été utilisés pour explorer cette décomposition et ont permis de clarifier les rôles relatifs de la fréquence et de l'intensité des événements précipitants au sein des cellules $1^\circ/1$ jour dans cette augmentation. Notamment, la fraction précipitante au sein de ces points de grille augmente au taux de CC, tandis que l'intensité des précipitations instantanées conditionnées par la fraction n'est que peu sensible à la SST. Ces résultats sont également robustes à la sélection du produit de précipitation et du centile.

Deux pistes ont été suivies afin de mieux comprendre le rôle de la fraction précipitante dans la sensibilité des extrêmes de précipitation accumulées. D'une part, des simulations du CRM SAM à l'équilibre radiatif-convectif (RCE) ont permis d'étudier la décomposition des précipitations extrêmes à différentes échelles accumulées entre deux climats. Une forte sensibilité de l'intensité et du scaling des précipitations extrêmes à la résolution spatio-temporelle a été mise en avant. L'intensité des précipitations extrêmes et la fraction précipitante au sein des points de grille des échelles les plus accumulés (par exemple, $96 \text{ km} / 24 \text{ h}$) sont particulièrement faibles. Le taux de scaling entre la simulation à la SST de 300 K et de 305 K tend vers CC uniquement à la résolution la plus fine ($3 \text{ km} / 30 \text{ min}$). Il tend vers des valeurs proches de $2 \times \text{CC}$ pour les autres résolutions. Dans ces simulations, la fraction précipitante ne pilote pas à elle seule la sensibilité des précipitations extrêmes. C'est l'effet cumulé de l'augmentation de la fraction des précipitations intenses ($> 10 \text{ mm.h}^{-1}$) et de l'intensité moyenne des précipitations au sein de cette fraction qui permet d'expliquer le taux de scaling positif. Dans les cas où ce dernier est supérieur à CC, une surcontribution de l'intensité des précipitations intenses, mais pas de leur fraction, a été souligné, ce qui a pu être relié à un renforcement du profil de

vitesse verticale au sein des points de grille. La contribution thermodynamique est, elle, toujours proche du taux de CC, qu'importe la résolution.

La seconde piste s'est intéressée à la contribution des systèmes convectifs de méso-échelle (MCS) dans les extrêmes de précipitation $1^\circ/1$ -jour du régime CC. À l'aide de l'algorithme de suivi des MCS TOOCAN appliqué à l'imagerie infrarouge de satellites géostationnaires, il a pu être mis en évidence que la nébulosité froide des points de grille extrêmes augmente avec la SST. Les MCS associés aux points de grille extrêmes ont une vitesse moyenne qui diminue avec la SST, ce qui peut suggérer une augmentation de leur temps de résidence dans les points de grille et être mis en lien avec l'augmentation de la nébulosité froide, et par extension de la fraction précipitante. De plus, une occurrence plus élevée de MCS avec une longue durée de vie a été mise en avant quand la SST est plus chaude, et donc les précipitations extrêmes plus élevées. Appliqué aux simulations idéalisées, TOOCAN a permis de démontrer que la propagation des systèmes convectifs au sein du domaine était particulièrement faible, soulignant les limites de la configuration RCE et questionnant la pertinence des simulations pour étudier le scaling entre deux climats et les processus associés.

6.2 Conséquences pour le changement climatique

Le scaling actuel, établie en reliant les précipitations extrêmes aux variations de température au sein du climat actuel, n'est pas nécessairement un outil directement exploitable pour estimer le changement des précipitations extrêmes dans un climat futur (voir section 1.2.4.1). En revanche, dans les zones où la circulation atmosphérique reste inchangée, et donc sans perturbation dynamique malgré le réchauffement climatique, la courbe de scaling sera la même dans le climat actuel et dans un climat futur, mais la valeur absolue du pic peut différer (c-à-d que sa position sur l'axe des ordonnées peut différer). Le scaling climatique permet de connaître la trajectoire prise par la courbe de scaling dans un climat plus chaud, et donc de déterminer la réponse complète des précipitations extrêmes à un réchauffement. La figure 6.1 permet d'illustrer cela, à travers trois scénarios de changement de la courbe de scaling dans un climat plus chaud en l'absence de changement dans la circulation. Si les précipitations extrêmes s'intensifient avec le réchauffement climatique au même taux que dans la variabilité du climat actuel, alors la réponse thermodynamique du réchauffement décale la courbe de scaling le long d'une trajectoire à $7\% \cdot K^{-1}$ (à gauche). Si le scaling climatique (courbe noire) est plus faible que le scaling actuel, les précipitations extrêmes à la température du pic actuel seraient plus faibles dans un climat plus chaud (au milieu). Enfin, le cas à droite correspond à la situation où le scaling climatique est supérieur au scaling actuel (Zhang et al., 2017).

D'après le chapitre 2, le scaling des précipitations extrêmes $1^\circ/1$ -jour sur les océans tropicaux au sein de la variabilité du climat actuel peut être correctement représenté par les courbes bleues de la figure 6.1. Les simulations de deux climats en RCE utilisées dans le chapitre 4 permettent de quantifier le scaling entre deux climats, et donc l'équivalent des courbes noires de la figure 6.1, et il a été montré que le scaling climatique tend vers des valeurs supérieures à CC aux échelles accumulées. À la lumière

de ces résultats, le scénario suggéré pour le futur des précipitations extrêmes aux échelles accumulées serait celui représenté sur la droite de la Figure 6.1 (sous l'hypothèse d'une circulation inchangée et donc dans un régime tropicale humide équivalent). À la SST correspondant au pic de l'intensité des précipitations extrêmes du climat actuel, l'intensité serait donc supérieure dans le climat plus chaud. Cette projection reste néanmoins dépendante du modèle et de l'expérience numérique menée.

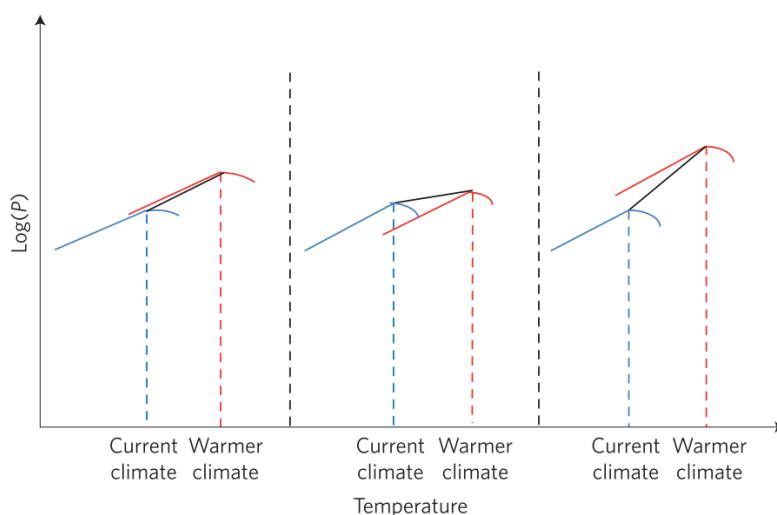


Figure 6.1 – Représentation schématique des possibles changements de la courbe de scaling dans un climat plus chaud en l'absence de changement dans la circulation. La courbe du scaling au sein de la variabilité du climat futur (rouge) se décale le long de celle du climat actuel (bleu) si le taux de scaling actuel et climatique sont les mêmes (gauche), elle se décale à droite au-dessous si le scaling actuel est supérieur au climatique (milieu) et à droite au-dessus si le scaling climatique est supérieur à l'actuel. Les courbes noires représentent le changement du pic de précipitation extrême entre le climat actuel et le climat futur, et donc le scaling climatique (Zhang et al., 2017).

6.3 Perspectives

Le rôle de la fraction précipitante mis en évidence dans les extrêmes de précipitation aux échelles accumulées observées par satellite amène plusieurs perspectives. Dans cette thèse, il a été montré que la fraction précipitante à $1^\circ/1$ -jour augmente au taux de CC dans le régime CC, et une nouvelle approche théorique a mené à l'ajout d'un terme relié à la fraction précipitante dans le scaling des précipitations extrêmes accumulées. Cependant, les hypothèses utilisées ne permettent pas d'obtenir une relation physique simple entre le scaling de la fraction précipitante et la température de surface. Un développement analytique raffiné permettrait de relier, via la convergence grande échelle d'humidité, la fraction précipitante et le taux de CC. De plus, le terme dynamique et le terme thermodynamique du nouveau scaling proposé dans cette thèse sont sensés s'annuler entre eux, étant donné que le troisième

terme, relié à la fraction précipitante, domine la réponse des précipitations extrêmes accumulées. Ce comportement nécessiterait de plus amples investigations. Il a également été mis en évidence le rôle important des MCS dans le scaling des extrêmes de précipitation, notamment à travers leur ralentissement avec l'augmentation de la SST. Pouvoir faire le pont entre la fraction précipitante et la structure précipitante des MCS impactant les points de grille extrêmes est une perspective de ce travail. L'essor de nouvelles missions satellites, telles que C²OMODO (Brogniez et al., 2022), peut permettre d'aller dans ce sens. La mission C²OMODO repose sur l'utilisation d'un train de satellites sur la même orbite basse mais séparés par un intervalle de temps de l'ordre de la minute. Ce delta de temps permet d'avoir accès à la structure verticale des systèmes convectifs et peut s'avérer utile pour discriminer leur partie convective. Associer les données de C²OMODO et de TOOCAN pourrait permettre d'analyser plus en profondeur le rôle de la structure précipitante des MCS dans le scaling des précipitations extrêmes.

Également, connaître l'impact des perturbations cycloniques sur les MCS associés aux extrêmes est important. Les cyclones tropicaux contribuent fortement aux extrêmes de précipitation dans certaines zones des tropiques (Stephan Pfahl & Wernli, 2012), particulièrement aux précipitations cumulés sur 24 h (Utsumi et al., 2017). Les zones océaniques au large de Madagascar dans l'océan Indien, au large de la Chine dans le Pacifique Ouest ou encore au large du Mexique dans le Pacifique et l'Atlantique sont des régions où les cyclones tropicaux contribuent à souvent plus de 80 % des précipitations extrêmes journalières. Cependant, les études ne distinguent pas les tempêtes tropicales des cyclones de catégorie supérieure, rendant floue la frontière entre les MCS suivis par TOOCAN et les objets considérés en tant que cyclones dans ces études. Une analyse plus poussée, discriminant les cyclones par leur catégorie au cours de leur cycle de vie, permettrait de connaître la part des cyclones dans les points de grille extrêmes ainsi que l'impact des perturbations cycloniques sur les MCS, et mettrait en lumière leur contribution dans le scaling des précipitations extrêmes accumulées.

Une autre perspective concerne les simulations idéalisées du chapitre 4. Les faibles valeurs de fraction précipitante questionnent la capacité du modèle à simuler des événements précipitants réalistes aux échelles agrégées. Les réponses différentes des précipitations extrêmes à un réchauffement selon l'échelle spatio-temporelle d'accumulation, le rôle secondaire de la fraction précipitante dans ces réponses ou encore la faible propagation des systèmes convectifs dans le domaine sont autant de paramètres qui interrogent la pertinence de la configuration RCE pour les précipitations accumulées. Étudier les précipitations des simulations issues d'autres modèles de l'exercice RCEMIP permettrait de connaître la sensibilité des résultats à la sélection du modèle. Des simulations réalistes issues de modèles globaux à convection résolue, tels que DYAMOND, commencent à voir le jour et permettraient de jeter un nouveau regard sur le scaling des précipitations extrêmes simulées.

Enfin, une dernière perspective, plus générale, consiste à tester la validité des processus observés par satellites dans le climat présent et détaillés au cours de cette thèse, dans le climat futur. Cela permettrait de déterminer le scénario le plus probable concernant le futur des précipitations extrêmes en analysant

la pertinence des processus actuels dans le cadre d'un climat globalement réchauffé. Des séries longues provenant de simulations réalistes issues de CRM offriraient un outil de choix pour répondre à cette problématique.

BIBLIOGRAPHIE

- Abbott, T. H., Cronin, T. W., & Beucler, T. (2020). Convective Dynamics and the Response of Precipitation Extremes to Warming in Radiative–Convective Equilibrium. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 77(5), 1637–1660. <https://doi.org/10.1175/jas-d-19-0197.1>
- Agard, V., & Emanuel, K. (2017). Clausius-Clapeyron scaling of peak CAPE in continental convective storm environments. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(9), 3043–3054. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0352.1>
- Alexander, L. V., Bador, M., Roca, R., Contractor, S., Donat, M. G., & Nguyen, P. L. (2020). Intercomparison of annual precipitation indices and extremes over global land areas from in situ, space-based and reanalysis products. *Environmental Research Letters*, 15(5). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab79e2>
- Ali, H., Fowler, H. J., & Mishra, V. (2018). Global Observational Evidence of Strong Linkage Between Dew Point Temperature and Precipitation Extremes. *Geophysical Research Letters*, 45(22), 12,320–12,330. <https://doi.org/10.1029/2018GL080557>
- Ali, H., Peleg, N., & Fowler, H. J. (2021). Global Scaling of Rainfall With Dewpoint Temperature Reveals Considerable Ocean–Land Difference. *Geophysical Research Letters*, 48(15), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2021GL093798>
- Allan, R. P., Barlow, M., Byrne, M. P., Cherchi, A., Douville, H., Fowler, H. J., Gan, T. Y., Pendergrass, A. G., Rosenfeld, D., Swann, A. L. S., Wilcox, L. J., & Zolina, O. (2020). Advances in understanding large-scale responses of the water cycle to climate change. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1472(1), 49–75. <https://doi.org/10.1111/nyas.14337>
- Allan, R. P., & Liu, C. (2019). *Chapter 5 - Evaluating Large-Scale Variability and Change in Tropical Rainfall and Its Extremes* (V. Venugopal, J. Sukhatme, R. Murtugudde, & R. B. T.-T. E. Roca (eds.); pp. 139–163). Elsevier. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809248-4.00005-4>
- Allan, R. P., & Soden, B. J. (2008). Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes. *Science*, 321(5895), 1481–1484. <https://doi.org/10.1126/science.1160787>
- Allen, M. R., & Ingram, W. J. (2002). Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, 419(September).
- Andersson, A., Fennig, K., Klepp, C., Bakan, S., Graßl, H., & Schulz, J. (2010). The Hamburg ocean atmosphere parameters and fluxes from satellite data-HOAPS-3. *Earth System Science Data*, 2(2), 215–234. <https://doi.org/10.5194/essd-2-215-2010>
- Andersson, A., Graw, K., Schröder, M., Fennig, K., Liman, J., Bakan, S., Hollmann, R., & Klepp, C. (2017). Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data - HOAPS 4.0. *Satellite Application Facility on Climate Monitoring*. https://doi.org/DOI:10.5676/EUM_SAF_CM/HOAPS/V002
- Anthes, R. A. (1977). A Cumulus Parameterization Scheme Utilizing a One-Dimensional Cloud Model. *Monthly Weather Review*, 105(3), 270–286. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1977\)105<0270:ACPSUA>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493(1977)105<0270:ACPSUA>2.0.CO;2)
- Aonashi, K., Awaka, J., Hirose, M., Kozu, T., Kubota, T., Liu, G., Shige, S., Kida, S., Seto, S., Takahashi, N., & Takayabu, Y. N. (2009). Gsmap passive microwave precipitation retrieval algorithm: Algorithm description and validation. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 87 A(June 2008), 119–136. <https://doi.org/10.2151/jmsj.87A.119>
- Arkin, P. A. (1979). The Relationship between Fractional Coverage of High Cloud and Rainfall Accumulations during GATE over the B-Scale Array. *Monthly Weather Review*, 107(10), 1382–1387. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1979\)107<1382:TRBFCO>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493(1979)107<1382:TRBFCO>2.0.CO;2)
- Arnaud, Y., Desbois, M., & Maizi, J. (1992). Automatic tracking and characterization of African convective

- systems on Meteosat pictures. *Journal of Applied Meteorology*, 31(5), 443–453. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1992\)031<0443:ATACOA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1992)031<0443:ATACOA>2.0.CO;2)
- Ashouri, H., Hsu, K. L., Sorooshian, S., Braithwaite, D. K., Knapp, K. R., Cecil, L. D., Nelson, B. R., & Prat, O. P. (2015). PERSIANN-CDR: Daily precipitation climate data record from multisatellite observations for hydrological and climate studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(1), 69–83. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00068.1>
- Attema, J. J., Loriaux, J. M., & Lenderink, G. (2014). Extreme precipitation response to climate perturbations in an atmospheric mesoscale model. *Environmental Research Letters*, 9(1). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/1/014003>
- Bador, M., Alexander, L. V., Contractor, S., & Roca, R. (2020). Diverse estimates of annual maxima daily precipitation in 22 state-of-the-art quasi-global land observation datasets. *Environmental Research Letters*, 15(3). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab6a22>
- Banzon, V., Smith, T. M., Mike Chin, T., Liu, C., & Hankins, W. (2016). A long-term record of blended satellite and in situ sea-surface temperature for climate monitoring, modeling and environmental studies. *Earth System Science Data*, 8(1), 165–176. <https://doi.org/10.5194/essd-8-165-2016>
- Bao, J., & Sherwood, S. C. (2019). The Role of Convective Self-Aggregation in Extreme Instantaneous Versus Daily Precipitation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(1), 19–33. <https://doi.org/10.1029/2018MS001503>
- Bao, J., Sherwood, S. C., Alexander, L. V., & Evans, J. P. (2017). Future increases in extreme precipitation exceed observed scaling rates. *Nature Climate Change*, 7(2), 128–132. <https://doi.org/10.1038/nclimate3201>
- Bao, J., Sherwood, S. C., Colin, M., & Dixit, V. (2017). The Robust Relationship Between Extreme Precipitation and Convective Organization in Idealized Numerical Modeling Simulations. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9(6), 2291–2303. <https://doi.org/10.1002/2017MS001125>
- Barbero, R., Westra, S., Lenderink, G., & Fowler, H. J. (2018). Temperature-extreme precipitation scaling: a two-way causality? *International Journal of Climatology*, 38(December 2017), e1274–e1279. <https://doi.org/10.1002/joc.5370>
- Beck, H. E., Van Dijk, A. I. J. M., Levizzani, V., Schellekens, J., Miralles, D. G., Martens, B., & De Roo, A. (2017). MSWEP: 3-hourly 0.25° global gridded precipitation (1979–2015) by merging gauge, satellite, and reanalysis data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(1), 589–615. <https://doi.org/10.5194/hess-21-589-2017>
- Beck, H. E., Wood, E. F., Pan, M., Fisher, C. K., Miralles, D. G., Van Dijk, A. I. J. M., McVicar, T. R., & Adler, R. F. (2019). MSWep v2 Global 3-hourly 0.1° precipitation: Methodology and quantitative assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(3), 473–500. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0138.1>
- Berg, P., Moseley, C., & Haerter, J. O. (2013). Strong increase in convective precipitation in response to higher temperatures. *Nature Geoscience*, 6(3), 181–185. <https://doi.org/10.1038/ngeo1731>
- Berthet, S., Roca, R., Duvel, J. P., & Fiolleau, T. (2017). Subseasonal variability of mesoscale convective systems over the tropical northeastern Pacific. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(703), 1086–1094. <https://doi.org/10.1002/qj.2992>
- Betts, A. K. (1997). *The Parameterization of Deep Convection BT - The Physics and Parameterization of Moist Atmospheric Convection* (R. K. Smith (ed.); pp. 255–279). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-015-8828-7_10
- Boer, E. R., & Ramanathan, V. (1997). Lagrangian approach for deriving cloud characteristics from satellite observations and its implications to cloud parameterization. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 102(17), 21383–21399. <https://doi.org/10.1029/97jd00930>
- Boers, N., Bookhagen, B., Marwan, N., & Kurths, J. (2016). Spatiotemporal characteristics and synchronization of extreme rainfall in South America with focus on the Andes Mountain range. *Climate Dynamics*, 46(1–2), 601–617. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2601-6>

- Bouniol, D., Roca, R., Fiolleau, T., & Poan, D. E. (2016). Macrophysical, microphysical, and radiative properties of tropical mesoscale convective systems over their life cycle. *Journal of Climate*, *29*(9), 3353–3371. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0551.1>
- Bouniol, D., Roca, R., Fiolleau, T., Raberanto, P., Bouniol, D., Roca, R., Fiolleau, T., & Raberanto, P. (2021). *Life cycle resolved observation of radiative properties of mesoscale convective systems*.
- Breugem, A. J., Wesseling, J. G., Oostindie, K., & Ritsema, C. J. (2020). Meteorological aspects of heavy precipitation in relation to floods – An overview. *Earth-Science Reviews*, *204*(March), 103171. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103171>
- Brognez, H., Roca, R., Auguste, F., Chaboureau, J.-P., Haddad, Z., Munchak, S. J., Li, X., Bouniol, D., Dépée, A., Fiolleau, T., & Kollias, P. (2022). Time-Delayed Tandem Microwave Observations of Tropical Deep Convection: Overview of the C2OMODO Mission. *Frontiers in Remote Sensing*, *3*(April), 1–18. <https://doi.org/10.3389/frsen.2022.854735>
- Brooks, H. E. (2013). Severe thunderstorms and climate change. *Atmospheric Research*, *123*, 129–138. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.04.002>
- Bumke, K., Kedzierski, R. P., Schröder, M., Klepp, C., & Fennig, K. (2019). Validation of HOAPS rain retrievals against OceanRAIN In-situ measurements over the Atlantic Ocean. *Atmosphere*, *10*(1). <https://doi.org/10.3390/atmos10010015>
- Burdanowitz, J., Buehler, S. A., Bakan, S., & Klepp, C. (2019). On the sensitivity of oceanic precipitation to sea surface temperature. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, *1*(March), 1–21. <https://doi.org/10.5194/acp-2019-136>
- Cheeks, S. M., Fueglistaler, S., & Garner, S. T. (2020). A satellite-based climatology of central and southeastern u.s. mesoscale convective systems. *Monthly Weather Review*, *148*(6), 2607–2621. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-20-0027.1>
- Dai, N., & Soden, B. J. (2020). Convective Aggregation and the Amplification of Tropical Precipitation Extremes. *AGU Advances*, *1*(4). <https://doi.org/10.1029/2020av000201>
- De Meyer, V., & Roca, R. (2021). Thermodynamic scaling of extreme daily precipitation over the tropical ocean from satellite observations. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, *99*(2), 423–436. <https://doi.org/10.2151/JMSJ.2021-020>
- Diffenbaugh, N. S., Scherer, M., & Trapp, R. J. (2013). Robust increases in severe thunderstorm environments in response to greenhouse forcing. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *110*(41), 16361–16366. <https://doi.org/10.1073/pnas.1307758110>
- Donlon, C. J., Martin, M., Stark, J., Roberts-Jones, J., Fiedler, E., & Wimmer, W. (2012). The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system. *Remote Sensing of Environment*, *116*, 140–158. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.10.017>
- Drobinski, P., Alonzo, B., Bastin, S., Da Silva, N., & Muller, C. (2016). Scaling of precipitation extremes with temperature in the French Mediterranean region: What explains the hook shape? *Journal of Geophysical Research*, *121*(7), 3100–3119. <https://doi.org/10.1002/2015JD023497>
- Duncan, D. I., Kummerow, C. D., & Elsaesser, G. S. (2014). A lagrangian analysis of deep convective systems and their local environmental effects. *Journal of Climate*, *27*(5), 2072–2086. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00285.1>
- Elsaesser, G. S., Roca, R., Fiolleau, T., Del Genio, A. D., & Wu, J. (2022). A Simple Model for Tropical Convective Cloud Shield Area Growth and Decay Rates Informed by Geostationary IR, GPM, and Aqua/AIRS Satellite Data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *127*(10), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2021JD035599>
- Feng, Z., Houze, R. A., Leung, L. R., Song, F., Hardin, J. C., Wang, J., Gustafson, W. I., & Homeyer, C. R. (2019). Spatiotemporal characteristics and large-scale environments of mesoscale convective systems east of the rocky mountains. *Journal of Climate*, *32*(21), 7303–7328. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0137.1>
- Feng, Z., Leung, L. R., Hagos, S., Houze, R. A., Burleyson, C. D., & Balaguru, K. (2016). More frequent

- intense and long-lived storms dominate the springtime trend in central US rainfall. *Nature Communications*, 7(May), 1–8. <https://doi.org/10.1038/ncomms13429>
- Fennig, K., Schröder, M., Andersson, A., & Hollmann, R. (2020). A Fundamental Climate Data Record of SMMR, SSM/I, and SSMIS brightness temperatures. *Earth System Science Data*, 12(1), 647–681. <https://doi.org/10.5194/essd-12-647-2020>
- Fildier, B., Collins, W. D., & Muller, C. (2021). Distortions of the Rain Distribution With Warming, With and Without Self-Aggregation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 13(2). <https://doi.org/10.1029/2020MS002256>/FORMAT/PDF
- Fildier, B., Parishani, H., & Collins, W. D. (2017). Simultaneous characterization of mesoscale and convective-scale tropical rainfall extremes and their dynamical and thermodynamic modes of change. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9(5), 2103–2119. <https://doi.org/10.1002/2017MS001033>
- Fildier, B., Parishani, H., & Collins, W. D. (2018). Prognostic Power of Extreme Rainfall Scaling Formulas Across Space and Time Scales. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(12), 3252–3267. <https://doi.org/10.1029/2018MS001462>
- Fioleau, T., & Roca, R. (2013a). An algorithm for the detection and tracking of tropical mesoscale convective systems using infrared images from geostationary satellite. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 51(7), 4302–4315. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2227762>
- Fioleau, T., & Roca, R. (2013b). Composite life cycle of tropical mesoscale convective systems from geostationary and low Earth orbit satellite observations: Method and sampling considerations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(673), 941–953. <https://doi.org/10.1002/qj.2174>
- Fioleau, T., Roca, R., Cloche, S., Bouniol, D., & Raberanto, P. (2020). Homogenization of Geostationary Infrared Imager Channels for Cold Cloud Studies Using Megha-Tropiques/ScaRaB. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 58(9), 6609–6622. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2020.2978171>
- Fischer, E. M., & Knutti, R. (2016). Observed heavy precipitation increase confirms theory and early models. *Nature Climate Change*, 6(11), 986–991. <https://doi.org/10.1038/nclimate3110>
- Fitzpatrick, R. G. J., Parker, D. J., Marsham, J. H., Rowell, D. P., Guichard, F. M., Taylor, C. M., Cook, K. H., Vizy, E. K., Jackson, L. S., Finney, D., Crook, J., Stratton, R., & Tucker, S. (2020). What drives the intensification of mesoscale convective systems over the West African Sahel under climate change? *Journal of Climate*, 33(8), 3151–3172. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0380.1>
- Fowler, H. J., Ali, H., Allan, R. P., Ban, N., Barbero, R., Berg, P., Blenkinsop, S., Cabi, N. S., Chan, S., Dale, M., Dunn, R. J. H., Ekström, M., Evans, J. P., Fosser, G., Golding, B., Guerreiro, S. B., Hegerl, G. C., Kahraman, A., Kendon, E. J., ... Whitford, A. (2021). Towards advancing scientific knowledge of climate change impacts on short-duration rainfall extremes. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 379(2195). <https://doi.org/10.1098/rsta.2019.0542>
- Fowler, H. J., Lenderink, G., Prein, A. F., Westra, S., Allan, R. P., Ban, N., Barbero, R., Berg, P., Blenkinsop, S., Do, H. X., Guerreiro, S., Haerter, J. O., Kendon, E. J., Lewis, E., Schaer, C., Sharma, A., Villarini, G., Wasko, C., & Zhang, X. (2021). Anthropogenic intensification of short-duration rainfall extremes. *Nature Reviews Earth and Environment*, 2(2), 107–122. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-00128-6>
- Gentemann, C. L., Wentz, F. J., Brewer, M., Hilburn, K., & Smith, D. (2010). *Passive Microwave Remote Sensing of the Ocean: An Overview BT - Oceanography from Space: Revisited* (V. Barale, J. F. R. Gower, & L. Alberotanza (eds.); pp. 13–33). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-90-481-8681-5_2
- Gosset, M., Alcoba, M., Roca, R., Cloché, S., & Urbani, G. (2018). Evaluation of TAPEER daily estimates and other GPM-era products against dense gauge networks in West Africa, analysing ground reference uncertainty. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(May), 255–269. <https://doi.org/10.1002/qj.3335>
- Greene, J. S., Klatt, M., Morrissey, M., & Postawko, S. (2008). The comprehensive pacific rainfall database. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25(1), 71–82.

- <https://doi.org/10.1175/2007JTECHA904.1>
- Guiloteau, C., Roca, R., & Gosset, M. (2016). A multiscale evaluation of the detection capabilities of high-resolution satellite precipitation products in West Africa. *Journal of Hydrometeorology*, *17*(7), 2041–2059. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0148.1>
- Hamada, A., Takayabu, Y. N., Liu, C., & Zipser, E. J. (2015). Weak linkage between the heaviest rainfall and tallest storms. *Nature Communications*, *6*, 6213. <https://doi.org/10.1038/ncomms7213>
- Hardwick Jones, R., Westra, S., & Sharma, A. (2010). Observed relationships between extreme sub-daily precipitation, surface temperature, and relative humidity. *Geophysical Research Letters*, *37*(22), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2010GL045081>
- Hatsuzuka, D., Sato, T., & Higuchi, Y. (2021). Sharp rises in large-scale, long-duration precipitation extremes with higher temperatures over Japan. *Npj Climate and Atmospheric Science*, *4*(1). <https://doi.org/10.1038/s41612-021-00184-9>
- He, J., & Soden, B. J. (2015). Anthropogenic weakening of the tropical circulation: The relative roles of direct CO₂ forcing and sea surface temperature change. *Journal of Climate*, *28*(22), 8728–8742. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0205.1>
- Held, I. M., & Soden, B. J. (2006). Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. *Journal of Climate*, *19*(21), 5686–5699. <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/JCLI3990.1>
- Henderson, D. S., Kummerow, C. D., Marks, D. A., & Berg, W. (2017). A regime-based evaluation of TRMM oceanic precipitation biases. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *34*(12), 2613–2635. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-16-0244.1>
- Hong, Y., Hsu, K. L., Sorooshian, S., & Gao, X. (2004). Precipitation estimation from remotely sensed imagery using an artificial neural network cloud classification system. *Journal of Applied Meteorology*, *43*(12), 1834–1852. <https://doi.org/10.1175/jam2173.1>
- Houze, Jr., R. A. (1982). Cloud Clusters and Large-Scale Vertical Motions in the Tropics. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, *60*(1), 396–410. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.60.1_396
- Houze, R. A. (1977). Structure and Dynamics of a Tropical Squall-Line System. *Monthly Weather Review*, *105*(12), 1540–1567. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1977\)105<1540:SADOAT>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0493(1977)105<1540:SADOAT>2.0.CO;2)
- Houze, R. A. (1993). *Cloud Dynamics*.
- Houze, R. A. (1997). Stratiform Precipitation in Regions of Convection: A Meteorological Paradox? *Bulletin of the American Meteorological Society*, *78*(10), 2179–2196. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<2179:SPIROC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<2179:SPIROC>2.0.CO;2)
- Houze, R. A. (2004). Mesoscale convective systems. *International Geophysics*, *104*, 237–286. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374266-7.00009-3>
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Arkin, P., Chang, A., Ferraro, R., Gruber, A., Janowiak, J., McNab, A., Rudolf, B., & Schneider, U. (1997). The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *78*(1), 5–20. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<0005:TGPCPG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<0005:TGPCPG>2.0.CO;2)
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., Gu, G., Nelkin, E. J., Bowman, K. P., Hong, Y., Stocker, E. F., & Wolff, D. B. (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, *8*(1), 38–55. <https://doi.org/10.1175/JHM560.1>
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Morrissey, M. M., Bolvin, D. T., Curtis, S., Joyce, R., McGavock, B., & Susskind, J. (2001). Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *Journal of Hydrometeorology*, *2*(1), 36–50. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2001\)002<0036:GPAODD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2001)002<0036:GPAODD>2.0.CO;2)
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Braithwaite, D., Hsu, K.-L., Joyce, R. J., Kidd, C., Nelkin, E. J., Sorooshian, S., Stocker, E. F., Tan, J., Wolff, D. B., & Xie, P. (2020). *Integrated Multi-satellite Retrievals for the Global Precipitation Measurement (GPM) Mission (IMERG) BT - Satellite Precipitation Measurement:*

- Volume 1 (Vincenzo Levizzani, C. Kidd, D. B. Kirschbaum, C. D. Kummerow, K. Nakamura, & F. J. Turk (eds.); pp. 343–353). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-24568-9_19
- Jakob, C., Singh, M. S., & Jungandreas, L. (2019). Radiative Convective Equilibrium and Organized Convection: An Observational Perspective. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *124*(10), 5418–5430. <https://doi.org/10.1029/2018JD030092>
- Jirak, I. L., Cotton, W. R., & McAnelly, R. L. (2003). Satellite and radar survey of mesoscale convective system development. *Monthly Weather Review*, *131*(10), 2428–2449. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<2428:SARSOM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<2428:SARSOM>2.0.CO;2)
- Johnson, R. H., & Ciesielski, P. E. (2000). Rainfall and radiative heating rates from TOGA COARE atmospheric budgets. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *57*(10), 1497–1514. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2000\)057<1497:RARHRF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057<1497:RARHRF>2.0.CO;2)
- Johnson, R. H., Ciesielski, P. E., Ruppert, J. H., & Katsumata, M. (2015). Sounding-based thermodynamic budgets for DYNAMO. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *72*(2), 598–622. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0202.1>
- Joyce, R. J., & Xie, P. (2011). Kalman filter-based CMORPH. *Journal of Hydrometeorology*, *12*(6), 1547–1563. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-022.1>
- Kato, S., Xu, K. M., Wong, T., Loeb, N. G., Rose, F. G., Trenberth, K. E., & Thorsen, T. J. (2016). Investigation of the residual in column-integrated atmospheric energy balance using cloud objects. *Journal of Climate*, *29*(20), 7435–7452. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0782.1>
- Khairoutdinov, M. F., & Emanuel, K. A. (2010). Aggregation of convection and the regulation of tropical climate. *Paper Presented at 29th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, American Meteorological Society, Tucson, AZ.*
- Khairoutdinov, M. F., & Randall, D. A. (2003). Cloud resolving modeling of the ARM summer 1997 IOP: Model formulation, results, uncertainties, and sensitivities. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *60*(4), 607–625. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2003\)060<0607:CRMOTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2003)060<0607:CRMOTA>2.0.CO;2)
- Khan, S., & Maggioni, V. (2019). Assessment of level-3 Gridded Global Precipitation Mission (GPM) products over oceans. *Remote Sensing*, *11*(3). <https://doi.org/10.3390/rs11030255>
- Klepp, C., Michel, S., Protat, A., Burdanowitz, J., Albern, N., Kähnert, M., Dahl, A., Louf, V., Bakan, S., & Buehler, S. A. (2018). Data Descriptor: OceanRAIN, a new in-situ shipboard global ocean surface-reference dataset of all water cycle components. *Scientific Data*, *5*, 1–22. <https://doi.org/10.1038/sdata.2018.122>
- Kubota, T., Aonashi, K., Ushio, T., Shige, S., Takayabu, Y. N., Kachi, M., Arai, Y., Tashima, T., Masaki, T., Kawamoto, N., Mega, T., Yamamoto, M. K., Hamada, A., Yamaji, M., Liu, G., & Oki, R. (2020). *Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) Products in the GPM Era BT - Satellite Precipitation Measurement: Volume 1* (Vincenzo Levizzani, C. Kidd, D. B. Kirschbaum, C. D. Kummerow, K. Nakamura, & F. J. Turk (eds.); pp. 355–373). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-24568-9_20
- L'Ecuyer, T. S., Beaudoin, H. K., Rodell, M., Olson, W., Lin, B., Kato, S., Clayson, C. A., Wood, E., Sheffield, J., Adler, R., Huffman, G., Bosilovich, M., Gu, G., Robertson, F., Houser, P. R., Chambers, D., Famiglietti, J. S., Fetzer, E., Liu, W. T., ... Hilburn, K. (2015). The observed state of the energy budget in the early twenty-first century. *Journal of Climate*, *28*(21), 8319–8346. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00556.1>
- L'Ecuyer, T. S., & Stephens, G. L. (2003). The tropical oceanic energy budget from the TRMM perspective. Part I: Algorithm and uncertainties. *Journal of Climate*, *16*(12), 1967–1985. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<1967:TTOEBF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<1967:TTOEBF>2.0.CO;2)
- Lafore, J. P., Chapelon, N., Diop, M., Gueye, B., Largeron, Y., Ndiaye, O., Lepape, S., D. J. Parker, E. P., Roca, R., Roehrig, R., Taylor, C. M., & Moncrieff, M. (2016). *Meteorology of Tropical West Africa: The Forecasters' Handbook*. Wiley-Blackwell.

- Lane, T. P., & Moncrieff, M. W. (2015). Long-lived mesoscale systems in a low-convective inhibition environment. Part I: Upshear propagation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *72*(11), 4297–4318. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0073.1>
- Leary, C. A., & Houze, R. A. (1979). The structure and evolution of convection in a tropical cloud cluster. In *Journal of the Atmospheric Sciences* (Vol. 36, Issue 3, pp. 437–457). [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1979\)036<0437:TSAEOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1979)036<0437:TSAEOC>2.0.CO;2)
- Lenderink, G., Barbero, R., Loriaux, J. M., & Fowler, H. J. (2017). Super-Clausius-Clapeyron scaling of extreme hourly convective precipitation and its relation to large-scale atmospheric conditions. *Journal of Climate*, *30*(15), 6037–6052. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0808.1>
- Lenderink, G., De Vries, H., Fowler, H. J., Barbero, R., Van Uft, B., & Van Meijgaard, E. (2021). Scaling and responses of extreme hourly precipitation in three climate experiments with a convection-permitting model. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, *379*(2195). <https://doi.org/10.1098/rsta.2019.0544>
- Lenderink, G., & Fowler, H. J. (2017). Hydroclimate: Understanding rainfall extremes. *Nature Climate Change*, *7*(6), 391–393. <https://doi.org/10.1038/nclimate3305>
- Lenderink, G., Mok, H. Y., Lee, T. C., & Van Oldenborgh, G. J. (2011). Scaling and trends of hourly precipitation extremes in two different climate zones - Hong Kong and the Netherlands. *Hydrology and Earth System Sciences*, *15*(9), 3033–3041. <https://doi.org/10.5194/hess-15-3033-2011>
- Lenderink, G., & Van Meijgaard, E. (2008). Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes. *Nature Geoscience*, *1*(8), 511–514. <https://doi.org/10.1038/ngeo262>
- Lenderink, G., & Van Meijgaard, E. (2010). Linking increases in hourly precipitation extremes to atmospheric temperature and moisture changes. *Environmental Research Letters*, *5*(2). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/5/2/025208>
- Levizzani, V., Kidd, C., Aonashi, K., Bennartz, R., Ferraro, R. R., Huffman, G. J., Roca, R., Turk, F. J., & Wang, N. Y. (2018). The activities of the international precipitation working group. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *144*(January), 3–15. <https://doi.org/10.1002/qj.3214>
- Liu, C., & Zipser, E. J. (2015). The global distribution of largest, deepest, and most intense precipitation systems. *Geophysical Research Letters*, *42*(9), 3591–3595. <https://doi.org/10.1002/2015GL063776>
- Loriaux, J. M., Lenderink, G., De Roode, S. R., & Siebesma, A. P. (2013). Understanding convective extreme precipitation scaling using observations and an entraining plume model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *70*(11), 3641–3655. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0317.1>
- Loriaux, J. M., Lenderink, G., & Pier Siebesma, A. (2017). Large-scale controls on extreme precipitation. *Journal of Climate*, *30*(3), 955–968. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0381.1>
- Lutsko, N. J., & Cronin, T. W. (2018). Increase in Precipitation Efficiency With Surface Warming in Radiative-Convective Equilibrium. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *10*(11), 2992–3010. <https://doi.org/10.1029/2018MS001482>
- Machado, L. A. T., Rossow, W. B., Guedes, R. L., & Walker, A. W. (1998). Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. *Monthly Weather Review*, *126*(6), 1630–1654. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126<1630:LCVOMC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<1630:LCVOMC>2.0.CO;2)
- Maeda, E. E., Utsumi, N., & Oki, T. (2012). Decreasing precipitation extremes at higher temperatures in tropical regions. *Natural Hazards*, *64*(1), 935–941. <https://doi.org/10.1007/s11069-012-0222-5>
- Mapes, B. E., Warner, T. T., Xu, M., & Negri, A. J. (2003). Diurnal Patterns of Rainfall in Northwestern South America. Part I: Observations and Context. *Monthly Weather Review*, *131*(5), 813–829. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0813:DPORIN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0813:DPORIN>2.0.CO;2)
- Martinkova, M., & Kysely, J. (2020). Overview of Observed Clausius-Clapeyron Scaling of Extreme Precipitation in Midlatitudes. *Atmosphere*, *11*(8), 786. <https://doi.org/10.3390/atmos11080786>
- Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J., Maycock, T., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R., Zhou, B., ... Zickfeld, K. (2021). 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. In *Cambridge University Press*. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>.
- Masunaga, H., & Schröder, M. (2014). Inter-product biases in global precipitation extremes. *Journal of Cognition and Development*, *15*(3), 437–452. <https://doi.org/10.1080/15248372.2013.767261>
- Masunaga, H., Schröder, M., Furuzawa, F. A., Kummerow, C., Rustemeier, E., & Schneider, U. (2019). Inter-product biases in global precipitation extremes. *Environmental Research Letters*, *14*(12), 125016. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab5da9>
- Mathon, V., & Laurent, H. (2001). Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Q. J. 14. Meteorol. Soc.*, *127*, 377–406.
- Moncrieff, M. W., & Lane, T. P. (2015). Long-lived mesoscale systems in a low-convective inhibition environment. Part II: Downshear propagation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *72*(11), 4319–4336. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0074.1>
- Moustakis, Y., Onof, C. J., & Paschalis, A. (2020). Atmospheric convection, dynamics and topography shape the scaling pattern of hourly rainfall extremes with temperature globally. *Communications Earth & Environment*, 1–9. <https://doi.org/10.1038/s43247-020-0003-0>
- Muller, C. (2013). Impact of convective organization on the response of tropical precipitation extremes to warming. *Journal of Climate*, *26*(14), 5028–5043. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00655.1>
- Muller, C., O’Gorman, P. A., & Back, L. E. (2011). Intensification of precipitation extremes with warming in a cloud-resolving model. *Journal of Climate*, *24*(11), 2784–2800. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3876.1>
- Muller, C., & Takayabu, Y. (2020). Response of precipitation extremes to warming: what have we learned from theory and idealized cloud-resolving simulations, and what remains to be learned? *Environmental Research Letters*. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab7130>
- Na, Y., Fu, Q., & Kodama, C. (2020). Precipitation probability and its future changes from a global cloud-resolving model and CMIP6 simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1–23. <https://doi.org/10.1029/2019JD031926>
- Neelin, J. D., Sahany, S., Stechmann, S. N., & Bernstein, D. N. (2017). Global warming precipitation accumulation increases above the current-climate cutoff scale. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *114*(6), 1258–1263. <https://doi.org/10.1073/pnas.1615333114>
- Nesbitt, S. W., Cifelli, R., & Rutledge, S. A. (2006). Storm morphology and rainfall characteristics of TRMM precipitation features. *Monthly Weather Review*, *134*(10), 2702–2721. <https://doi.org/10.1175/MWR3200.1>
- O’Gorman, P. A. (2012). Sensitivity of tropical precipitation extremes to climate change. *Nature Geoscience*, *5*(10), 697–700. <https://doi.org/10.1038/ngeo1568>
- O’Gorman, P. A. (2015). Precipitation Extremes Under Climate Change. *Current Climate Change Reports*, *1*(2), 49–59. <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0009-3>
- O’Gorman, P. A., Li, Z., Boos, W. R., & Yuval, J. (2021a). *Response of extreme precipitation to climate warming in quasi-global aquaplanet simulations at high resolution.*
- O’Gorman, P. A., Li, Z., Boos, W. R., & Yuval, J. (2021b). Response of extreme precipitation to uniform surface warming in quasi-global aquaplanet simulations at high resolution. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, *379*(2195). <https://doi.org/10.1098/rsta.2019.0543>
- O’Gorman, P. A., & Muller, C. (2010). How closely do changes in surface and column water vapor follow Clausius-Clapeyron scaling in climate change simulations? *Environmental Research Letters*, *5*(2). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/5/2/025207>
- O’Gorman, P. A., & Schneider, T. (2009a). Scaling of precipitation extremes over a wide range of climates simulated with an idealized GCM. *Journal of Climate*, *22*(21), 5676–5685.

- <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2701.1>
- O’Gorman, P. A., & Schneider, T. (2009b). The physical basis for increases in precipitation extremes in simulations of 21st-century climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *106*(35), 14773–14777. <https://doi.org/10.1073/pnas.0907610106>
- Panthou, G., Mailhot, A., Laurence, E., & Talbot, G. (2014). Relationship between surface temperature and extreme rainfalls: A multi-time-scale and event-based analysis. *Journal of Hydrometeorology*, *15*(5), 1999–2011. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0020.1>
- Pendergrass, A. G. (2020). Changing Degree of Convective Organization as a Mechanism for Dynamic Changes in Extreme Precipitation. *Current Climate Change Reports*, *6*(2), 47–54. <https://doi.org/10.1007/s40641-020-00157-9>
- Pendergrass, A. G., Reed, K. A., & Medeiros, B. (2016). The link between extreme precipitation and convective organization in a warming climate: Global radiative-convective equilibrium simulations. *Geophysical Research Letters*, *43*(21), 11,445–11,452. <https://doi.org/10.1002/2016GL071285>
- Pfahl, S., O’Gorman, P. A., & Fischer, E. M. (2017). Understanding the regional pattern of projected future changes in extreme precipitation. *Nature Climate Change*, *7*(6), 423–427. <https://doi.org/10.1038/nclimate3287>
- Pfahl, Stephan, & Wernli, H. (2012). Quantifying the Relevance of Cyclones for Precipitation Extremes. *Journal of Climate*, *25*(19), 6770–6780. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00705.1>
- Prakash, S., & Gairola, R. M. (2014). Validation of TRMM-3B42 precipitation product over the tropical Indian Ocean using rain gauge data from the RAMA buoy array. *Theoretical and Applied Climatology*, *115*(3–4), 451–460. <https://doi.org/10.1007/s00704-013-0903-3>
- Prakash, S., Mahesh, C., & Gairola, R. M. (2013). Comparison of TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA)-3B43 version 6 and 7 products with rain gauge data from ocean buoys. *Remote Sensing Letters*, *4*(7), 677–685. <https://doi.org/10.1080/2150704X.2013.783248>
- Prakash, S., Ramesh Kumar, M. R., Mathew, S., & Venkatesan, R. (2018). How accurate are satellite estimates of precipitation over the north Indian Ocean? *Theoretical and Applied Climatology*, *134*(1–2), 467–475. <https://doi.org/10.1007/s00704-017-2287-2>
- Prein, A. F., Liu, C., Ikeda, K., Trier, S. B., Rasmussen, R. M., Holland, G. J., & Clark, M. P. (2017). Increased rainfall volume from future convective storms in the US. *Nature Climate Change*, *7*(12), 880–884. <https://doi.org/10.1038/s41558-017-0007-7>
- Rayner, N. A., Parker, D. E., Horton, E. B., Folland, C. K., Alexander, L. V., Rowell, D. P., Kent, E. C., & Kaplan, A. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *108*(14). <https://doi.org/10.1029/2002jd002670>
- Robe, F. R., & Emanuel, K. A. (2001). The effects of vertical wind shear on radiative-convective equilibrium states. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *58*(11), 1427–1445. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<1427:TEOVWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<1427:TEOVWS>2.0.CO;2)
- Roca, R. (2019). Estimation of extreme daily precipitation thermodynamic scaling using gridded satellite precipitation products over tropical land. *Environmental Research Letters*, *14*(9), 095009. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab35c6>
- Roca, R., Alexander, L. V., Potter, G., Bador, M., Jucá, R., Contractor, S., Bosilovich, M. G., & Cloché, S. (2019). FROGS: A daily 1° × 1° gridded precipitation database of rain gauge, satellite and reanalysis products. *Earth System Science Data*, *11*(3), 1017–1035. <https://doi.org/10.5194/essd-11-1017-2019>
- Roca, R., Aublanc, J., Chambon, P., Fiolleau, T., & Viltard, N. (2014). Robust observational quantification of the contribution of mesoscale convective systems to rainfall in the tropics. *Journal of Climate*, *27*(13), 4952–4958. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00628.1>
- Roca, R., Bergès, J. C., Brogniez, H., Capderou, M., Chambon, P., Chomette, O., Cloché, S., Fiolleau, T., Jobard, I., Lémond, J., Ly, M., Picon, L., Raberanto, P., Szantai, A., & Viollier, M. (2010). On the water and energy cycles in the Tropics. *Comptes Rendus - Geoscience*, *342*(4–5), 390–402.

- <https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.01.003>
- Roca, R., & Fiolleau, T. (2020). Extreme precipitation in the tropics is closely associated with long-lived convective systems. *Communications Earth & Environment* 2020 1:1, 1(1), 1–6. <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00015-4>
- Roca, R., Fiolleau, T., & Bouniol, D. (2017). A simple model of the life cycle of mesoscale convective systems cloud shield in the tropics. *Journal of Climate*, 30(11), 4283–4298. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0556.1>
- Roca, R., Guérou, A., Jucá Oliveira, R. A., Chambon, P., Gosset, M., Cloché, S., & Schröder, M. (2020). *Merging the Infrared Fleet and the Microwave Constellation for Tropical Hydrometeorology (TAPEER) and Global Climate Monitoring (GIRAFE) Applications BT - Satellite Precipitation Measurement: Volume 1* (Vincenzo Levizzani, C. Kidd, D. B. Kirschbaum, C. D. Kummerow, K. Nakamura, & F. J. Turk (eds.); pp. 429–450). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-24568-9_24
- Roca, R., Haddad, Z., Akimoto, F. F., Alexander, L. V., Behrangi, A., Huffman, G. J., Kato, S., Kidd, C., Kirstetter, P. E., Kubota, T., Kummerow, C., L'Ecuyer, T. S., Levizzani, V., Maggioni, V., Massari, C., Masunaga, H., Schröder, M., Tapiador, F. J., Turk, F. J., & Utsum, N. (2021). *The Joint IPWG / GEWEX Precipitation Assessment* (Issue June).
- Roca, R., Taburet, N., Lorant, E., Chambon, P., Alcoba, M., Brogniez, H., Cloché, S., Dufour, C., Gosset, M., & Guilloteau, C. (2018). Quantifying the contribution of the Megha-Tropiques mission to the estimation of daily accumulated rainfall in the Tropics. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(May), 49–63. <https://doi.org/10.1002/qj.3327>
- Roderick, T. P., Wasko, C., & Sharma, A. (2019). Atmospheric Moisture Measurements Explain Increases in Tropical Rainfall Extremes. *Geophysical Research Letters*, 46(3), 1375–1382. <https://doi.org/10.1029/2018GL080833>
- Romps, D. M. (2011). Response of tropical precipitation to global warming. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(1), 123–138. <https://doi.org/10.1175/2010JAS3542.1>
- Romps, D. M. (2016). Clausius-clapeyron scaling of CAPE from analytical solutions to RCE. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(9), 3719–3737. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0327.1>
- Rossow, W. B., Mekonnen, A., Pearl, C., & Goncalves, W. (2013). Tropical precipitation extremes. *Journal of Climate*, 26(4), 1457–1466. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00725.1>
- Schär, C., Ban, N., Fischer, E. M., Rajczak, J., Schmidli, J., Frei, C., Giorgi, F., Karl, T. R., Kendon, E. J., Tank, A. M. G. K., O'Gorman, P. A., Sillmann, J., Zhang, X., & Zwiers, F. W. (2016). Percentile indices for assessing changes in heavy precipitation events. *Climatic Change*. <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1669-2>
- Schiro, K. A., Sullivan, S. C., Kuo, Y. H., Su, H., Gentine, P., Elsaesser, G. S., Jiang, J. H., & Neelin, J. D. (2020). Environmental controls on tropical mesoscale convective system precipitation intensity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 77(12), 4233–4249. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-0111.1>
- Schubert, W. H., Ciesielski, P. E., & Johnson, R. H. (2018). *Heat and Moisture Budget Analysis with an Improved Form of Moist Thermodynamics*. 1–14. <http://arxiv.org/abs/1810.11119>
- Schumacher, R. S., & Petersa, J. M. (2017). Near-surface thermodynamic sensitivities in simulated extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Monthly Weather Review*, 145(6), 2177–2200. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0255.1>
- Schumacher, R. S., & Rasmussen, K. L. (2020). The formation, character and changing nature of mesoscale convective systems. *Nature Reviews Earth and Environment*, 1(6), 300–314. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0057-7>
- Serra, Y. L. (2018). Precipitation measurements from the Tropical Moored Array: A review and look ahead. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(June 2017), 221–234. <https://doi.org/10.1002/qj.3287>
- Sharma, S., & Mujumdar, P. P. (2019). On the relationship of daily rainfall extremes and local mean

- temperature. *Journal of Hydrology*, 572(September 2018), 179–191. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.02.048>
- Shige, S., Yamamoto, T., Tsukiyama, T., Kida, S., Ashiwake, H., Kubota, T., Seto, S., Aonashi, K., & Okamoto, K. (2009). The GSMaP precipitation retrieval algorithm for microwave sounders part i: Over-ocean algorithm. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(9), 3084–3097. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2009.2019954>
- Singh, M. S., & O’Gorman, P. A. (2014). Influence of microphysics on the scaling of precipitation extremes with temperature. *Geophysical Research Letters*, 41(16), 6037–6044. <https://doi.org/10.1002/2014GL061222>
- Singleton, A., & Toumi, R. (2013). Super-Clausius-Clapeyron scaling of rainfall in a model squall line. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(671), 334–339. <https://doi.org/10.1002/qj.1919>
- Slingo, J. M., Bates, P., Bauer, P., Belcher, S., Palmer, T., Stephens, G. L., Stevens, B., Stocker, T., & Teutsch, G. (2022). Ambitious partnership needed for reliable climate prediction. *Nature Climate Change*, 12(6), 494–496. <https://doi.org/https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1038/s41558-022-01384-8>
- Sobel, A., Nilsson, J., & Polvani, L. M. (2001). The weak temperature gradient approximation and balanced tropical moisture waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(23), 3650–3665. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<3650:TWTGAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<3650:TWTGAA>2.0.CO;2)
- Sobel, A., Wang, S., & Kim, D. (2014). Moist static energy budget of the MJO during DYNAMO. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(11), 4276–4291. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0052.1>
- 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>
- Steiner, M., Houze, Jr., Robert A., & Yuter, Y. E. (1995). Climatological Characterization of Three-Dimensional Storm Structure from Operational Radar and Rain Gauge Data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 34(9), 1978–2007. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1995\)034<1978:CCOTDS>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450(1995)034<1978:CCOTDS>2.0.CO;2)
- Stephens, G. L., & Ellis, T. D. (2008). Controls of global-mean precipitation increases in global warming GCM experiments. *Journal of Climate*, 21(23), 6141–6155. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2144.1>
- Stephens, G. L., Slingo, J. M., Rignot, E., Reager, J. T., Hakuba, M. Z., Durack, P. J., Worden, J., & Rocca, R. (2020). Earth’s water reservoirs in a changing climate. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 476(2236). <https://doi.org/10.1098/rspa.2019.0458>
- Sugiyama, M., Shiogama, H., & Emori, S. (2010). Precipitation extreme changes exceeding moisture content increases in MIROC and IPCC climate models. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 107(2), 571–575. <https://doi.org/10.1073/pnas.0903186107>
- Sun, Q., Miao, C., Duan, Q., Ashouri, H., Sorooshian, S., & Hsu, K. L. (2018). A Review of Global Precipitation Data Sets: Data Sources, Estimation, and Intercomparisons. *Reviews of Geophysics*, 56(1), 79–107. <https://doi.org/10.1002/2017RG000574>
- Tan, J., Huffman, G. J., Bolvin, D. T., & Nelkin, E. J. (2019). Diurnal Cycle of IMERG V06 Precipitation. *Geophysical Research Letters*, 46(22), 13584–13592. <https://doi.org/10.1029/2019GL085395>
- Tan, J., Jakob, C., Rossow, W. B., & Tselioudis, G. (2015). Increases in tropical rainfall driven by changes in frequency of organized deep convection. *Nature*, 519(7544), 451–454. <https://doi.org/10.1038/nature14339>
- Tan, J., & Oreopoulos, L. (2019). Subgrid precipitation properties of mesoscale atmospheric systems represented by modis cloud regimes. *Journal of Climate*, 32(6), 1797–1812. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0570.1>
- Tapiador, F. J., Roca, R., Del Genio, A., Dewitt, B., Petersen, W., & Zhang, F. (2019). Is precipitation a good metric for model performance? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(2), 223–233. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0218.1>
- Tapiador, F. J., Turk, F. J., Petersen, W., Hou, A. Y., García-Ortega, E., Machado, L. A. T., Angelis, C. F.,

- Salio, P., Kidd, C., Huffman, G. J., & de Castro, M. (2012). Global precipitation measurement: Methods, datasets and applications. *Atmospheric Research*, *104–105*, 70–97. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.10.021>
- Taylor, C. M., Belusic, D., Guichard, F., Parker, D. J., Vischel, T., Bock, O., Harris, P. P., Janicot, S., Klein, C., & Panthou, G. (2017). Frequency of extreme Sahelian storms tripled since 1982 in satellite observations. *Nature*, *544(7651)*, 475–478. <https://doi.org/10.1038/nature22069>
- Thompson, E. J., Rutledge, S. A., Dolan, B., & Thurai, M. (2015). Drop size distributions and radar observations of convective and stratiform rain over the equatorial Indian and West Pacific Oceans. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *72(11)*, 4091–4125. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0206.1>
- Tomassini, L. (2020). The Interaction between Moist Convection and the Atmospheric Circulation in the Tropics. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *101(8)*, E1378–E1396. <https://doi.org/10.1175/bams-d-19-0180.1>
- Traxl, D., Boers, N., Rheinwalt, A., & Bookhagen, B. (2021). The role of cyclonic activity in tropical temperature-rainfall scaling. *Nature Communications* *2021* *12:1*, 12(1), 1–9. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-27111-z>
- 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. (1999). *Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change*.
- Trenberth, K. E. (2011). Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, *47(1–2)*, 123–138. <https://doi.org/10.3354/cr00953>
- Trenberth, K. E., Dai, A., Rasmussen, R. M., & Parsons, D. B. (2003). The changing character of precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *84(9)*, 1205-1217+1161. <https://doi.org/10.1175/BAMS-84-9-1205>
- Ushio, T., Sasashige, K., Kubota, T., Shige, S., Okamoto, K., Aonashi, K., Inoue, T., Takahashi, N., Iguchi, T., Kachi, M., Oki, R., Morimoto, T., & Kawasaki, Z. I. (2009). A kalman filter approach to the global satellite mapping of precipitation (GSMaP) from combined passive microwave and infrared radiometric data. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, *87* A(June 2008), 137–151. <https://doi.org/10.2151/jmsj.87A.137>
- Utsumi, N., Kim, H., Kanae, S., & Oki, T. (2017). Relative contributions of weather systems to mean and extreme global precipitation. *Journal of Geophysical Research*, *122(1)*, 152–167. <https://doi.org/10.1002/2016JD025222>
- Utsumi, N., Seto, S., Kanae, S., Maeda, E. E., & Oki, T. (2011). Does higher surface temperature intensify extreme precipitation? *Geophysical Research Letters*, *38(16)*, 1–5. <https://doi.org/10.1029/2011GL048426>
- Vant-Hull, B., Rossow, W., & Pearl, C. (2016). Global comparisons of regional life cycle properties and motion of multiday convective systems: Tropical and midlatitude land and ocean. *Journal of Climate*, *29(16)*, 5837–5858. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0698.1>
- Varble, A. (2018). Erroneous attribution of deep convective invigoration to aerosol concentration. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *75(4)*, 1351–1368. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-17-0217.1>
- Venugopal, V., Sukhatme, J., Murtugudde, R., & Roca, R. (2018). *Tropical Extremes: Natural Variability and Trends*.
- Vergara-Temprado, J., Ban, N., & Schär, C. (2021). Extreme Sub-Hourly Precipitation Intensities Scale Close to the Clausius-Clapeyron Rate Over Europe. *Geophysical Research Letters*, *48(3)*. <https://doi.org/10.1029/2020GL089506>
- Virman, M., Bister, M., Räisänen, J., Sinclair, V. A., & Järvinen, H. (2021). Radiosonde comparison of ERA5 and ERA-Interim reanalysis datasets over tropical oceans. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, *73(1)*, 1–7. <https://doi.org/10.1080/16000870.2021.1929752>
- Visser, J. B., Wasko, C., Sharma, A., & Nathan, R. (2020). Resolving Inconsistencies in Extreme

- Precipitation-Temperature Sensitivities. *Geophysical Research Letters*, 47(18). <https://doi.org/10.1029/2020GL089723>
- Wang, G., Wang, D., Trenberth, K. E., Erfanian, A., Yu, M., Bosilovich, M. G., & Parr, D. T. (2017). The peak structure and future changes of the relationships between extreme precipitation and temperature. *Nature Climate Change*, 7(4), 268–274. <https://doi.org/10.1038/nclimate3239>
- Wang, T., & Tang, G. (2020). Spatial Variability and Linkage Between Extreme Convections and Extreme Precipitation Revealed by 22-Year Space-Borne Precipitation Radar Data. *Geophysical Research Letters*, 47(12), 1–10. <https://doi.org/10.1029/2020GL088437>
- Wasko, C., Parinussa, R. M., & Sharma, A. (2016). A quasi-global assessment of changes in remotely sensed rainfall extremes with temperature. *Geophysical Research Letters*, 43(24), 12,659–12,668. <https://doi.org/10.1002/2016GL071354>
- Wasko, C., Sharma, A., & Johnson, F. (2015). Does storm duration modulate the extreme precipitation-temperature scaling relationship? *Geophysical Research Letters*, 42(20), 8783–8790. <https://doi.org/10.1002/2015GL066274>
- Wasko, C., Sharma, A., & Westra, S. (2016). Reduced spatial extent of extreme storms at higher temperatures. *Geophysical Research Letters*, 43(8), 4026–4032. <https://doi.org/10.1002/2016GL068509>
- Wentz, F. J., Gentemann, C., Smith, D., & Chelton, D. (2000). Satellite measurements of sea surface temperature through clouds. *Science*, 288(5467), 847–850. <https://doi.org/10.1126/science.288.5467.847>
- Westra, S., Alexander, L. V., & Zwiers, F. W. (2013). Global increasing trends in annual maximum daily precipitation. *Journal of Climate*, 26(11), 3904–3918. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00502.1>
- Westra, S., Fowler, H. J., Evans, J. P., Alexander, L. V., Berg, P., Johnson, F., Kendon, E. J., Lenderink, G., & Roberts, N. M. (2014). Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 522–555. <https://doi.org/10.1029/88EO01108>
- Wing, A. A., Reed, K. A., Satoh, M., Stevens, B., Bony, S., & Ohno, T. (2018). Radiative-convective equilibrium model intercomparison project. *Geoscientific Model Development*, 11(2), 793–813. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-793-2018>
- Wing, A. A., Stauffer, C. L., Becker, T., Reed, K. A., Ahn, M. S., Arnold, N. P., Bony, S., Branson, M., Bryan, G. H., Chaboureaud, J. P., De Roode, S. R., Gayatri, K., Hohenegger, C., Hu, I. K., Jansson, F., Jones, T. R., Khairoutdinov, M., Kim, D., Martin, Z. K., ... Zhao, M. (2020). Clouds and Convective Self-Aggregation in a Multimodel Ensemble of Radiative-Convective Equilibrium Simulations. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(9), 1–38. <https://doi.org/10.1029/2020MS002138>
- Wu, Q., & Wang, Y. (2019). Comparison of oceanic multisatellite precipitation data from tropical rainfall measurement mission and global precipitation measurement mission datasets with rain gauge data from ocean buoys. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 36(5), 903–920. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-18-0152.1>
- Xie, P., Joyce, R., Wu, S., Yoo, S. H., Yarosh, Y., Sun, F., & Lin, R. (2017). Reprocessed, bias-corrected CMORPH global high-resolution precipitation estimates from 1998. *Journal of Hydrometeorology*, 18(6), 1617–1641. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0168.1>
- Yanai, M., Esbensen, S., & Chu, J.-H. (1973). Determination of Bulk Properties of Tropical Cloud Clusters from Large-scale Heat and Moisture Budgets. *Journal of the Atmospheric Sciences*.
- Zhang, X., Alexander, L., Hegerl, G. C., Jones, P., Tank, A. K., Peterson, T. C., Trewin, B., & Zwiers, F. W. (2011). Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2(6), 851–870. <https://doi.org/10.1002/wcc.147>
- Zhang, X., Zwiers, F. W., Li, G., Wan, H., & Cannon, A. J. (2017). Complexity in estimating past and future extreme short-duration rainfall. *Nature Geoscience*, 10(4), 255–259. <https://doi.org/10.1038/ngeo2911>