



HAL
open science

Impact du changement climatique sur les précipitations extrêmes dans le sud-est de la France : apport des modèles résolvant la convection profonde

Quentin Fumière

► **To cite this version:**

Quentin Fumière. Impact du changement climatique sur les précipitations extrêmes dans le sud-est de la France : apport des modèles résolvant la convection profonde. Climatologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2019. Français. NNT : 2019TOU30239 . tel-02955946

HAL Id: tel-02955946

<https://theses.hal.science/tel-02955946>

Submitted on 2 Oct 2020

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

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



Université
de Toulouse

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 *Date de défense (19/12/2019)* par :

QUENTIN FUMIÈRE

**Impact du changement climatique sur les précipitations
extrêmes dans le Sud-Est de la France : apport des modèles
résolvant la convection profonde**

JURY

JEAN-PIERRE CHABOUREAU	Physicien de l'observatoire Midi-Pyrénées	Président du jury
YVES TRAMBLAY	Chargé de recherche	Rapporteur
SOPHIE BASTIN	Chargée de recherche	Rapporteur
LAURENT LI	Directeur de recherche CNRS	Examineur
OLIVIER NUISSIER	Chargé de Recherche	Directeur de thèse
SAMUEL SOMOT	Ingénieur en Chef des Ponts, des Eaux et des Forêts	Directeur de thèse
MICHEL DÉQUÉ	Ingénieur Général des Ponts, des Eaux et des Forêts	Invité
SÉGOLÈNE BERTHOU	Chargée de recherche	Invitée

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Océan, Atmosphère, Climat

Unité de Recherche :

UMR 3589 CNRM - Centre National de Recherches Météorologiques

Directeur(s) de Thèse :

Olivier Nuissier, Samuel Somot

Rapporteurs :

Yves Trambly et Sophie Bastin

Remerciements

Je souhaitais tout d'abord tous les trois vous remercier pour m'avoir encadré pendant ces trois années. Vous m'avez tous beaucoup appris et je n'en serais pas là sans vous aujourd'hui. A **Olivier**, j'ai été ravi d'être ton doctorant pendant ces trois années. C'était très enrichissant de travailler avec toi et je te remercie d'avoir toujours été là pour moi. Tu as fait en sorte que ma thèse se déroule dans les meilleures conditions.

A **Michel**, je voulais tout d'abord te remercier d'avoir été l'encadrant que tu as été pendant ces 3 années et d'être resté présent malgré ton départ à la retraite. Tu as été un super encadrant et je suis ravi de pouvoir me dire que j'ai été le doctorant du grand Michel Déqué. Ca a toujours été un plaisir de travailler avec toi.

A **Samuel**, je voulais te remercier d'avoir été un encadrant cool tout en étant hyper pro. Je suis arrivé dans l'équipe à sa création et il maintenant l'heure pour moi de voler de mes propres ailes. Et si je suis prêt à faire cet envol, c'est grâce à tout ce que tu m'as appris. Tu as été là du début à la fin et je te remercie d'avoir toujours été disponible pour moi malgré le fait que tu étais très occupé, particulièrement pour les corrections de l'article, du manuscrit et de mes présentations. Je me rappelle recevoir des corrections au milieu de la nuit, et je me disais "nan mais il est fou, il s'arrête jamais, comment il fait ???". J'ai été extrêmement chanceux de t'avoir comme directeur de thèse, je pense que j'aurais difficilement pu avoir un meilleur encadrement que celui que tu m'as offert pendant ces 3 années. Ca a été un véritable plaisir de travailler à tes côtés et de partager tant de choses avec toi, que ce soit des missions, des sessions beach volley, un barbecue à la ramée, des restos d'équipe.

Je tiens aussi à remercier Antoinette et Cécile les meilleures collègues que j'aurais pu avoir.

A **Antoinette**, ma co-bureau, mon mentor. Je dois t'avouer que c'est pour toi que ces remerciements sont les plus difficile à écrire, pour la simple raison que je souhaite qu'ils soient parfait. Sache que l'idée de te laisser après ces trois années me noue la gorge. Tout d'abord merci et encore merci. Merci d'avoir été toi, de m'avoir beaucoup appris, aussi bien professionnellement qu'humainement parlant. Je pense avoir eu énormément de chance de t'avoir à mes côté ces 3 années. Tu es une femme forte et notre monde serait tellement plus beaux s'il était composé uniquement de personnes comme toi. Je t'attends à Bruxelles très prochainement. A très bientôt.

A **Cécile**, j'ai beaucoup aimé travailler avec toi au cours de ces deux dernières années. J'ai appris à te connaître et à te reconnaître (le bruit de tes talons dans le couloir qui mène à ton bureau). Nos différentes missions à Trieste, Ascona, Lecce, Lisbonne et TOULOUSE m'ont permis de découvrir une femme en or. Nos petites discussions quotidiennes me manqueront. Je te remercie pour ta générosité et ta disponibilité à mon égard. Tu m'as beaucoup aidé, conseillé, soutenu. . . Tu as été très précieuse pour moi. Bon courage pour ta thèse, je sais que tu vas tout déchirer et je reviendrais dans 3 ans pour voir ça.

Ensuite, je souhaite remercier l'ensemble de mes collègues du CNRM, **Florence, Constantin, Laurent, Lauriane, Silvana, Christine, Cindy, Didier, Alexis, Hervé, Virginie...** avec qui j'ai toujours pris du plaisir à discuter boulot ou non. Vous avez contribué à ce que mon passage ici soit mémorable. Je remercie également mes amis doctorants, stagiaires et élèves de l'ENM pour leur amitié et tous les bons moments partagés (plus particulièrement **Martin, Aurélien, Benjamin, Arthur, Dimitri, Olivier et les autres.**

Enfin, je remercie le personnel administratif, **Ouria, Martine, Anita, Régine, Lydie et Manon** pour votre gentillesse et votre disponibilité à mon égard pendant ces 4 années.

D'un point de vu plus personnel, je souhaite aussi remercier ma famille et mes amis qui m'ont suivie durant cette aventure.

Résumé

Le pourtour méditerranéen, plus particulièrement le Sud-Est de la France, est affecté par des épisodes de pluies intenses pendant l'automne. Déterminer l'évolution future de ces événements est un enjeu scientifique et de société majeur. L'objectif de cette thèse est d'étudier, à très haute résolution spatiale et aux échelles climatiques, la représentation passée et l'évolution future de ces événements de pluies intenses. L'approche utilisée est basée sur l'analyse des simulations d'une famille de modèles de climat régionaux à convection profonde explicite (CPRCms, 2-3 km) et sur l'exploitation d'une nouvelle base de données d'observations des précipitations kilométrique et horaire : COMEPHORE.

L'évaluation des CPRCms met en évidence une forte valeur ajoutée des CPRCms par rapport aux RCMs (Regional Climate Models) à convection paramétrée (12,5 km) pour la représentation des précipitations extrêmes quotidiennes et surtout horaires. Cette valeur ajoutée est robuste à des changements de configurations de CNRM-AROME (version, domaine et modèle forcé). Il est également montré que cette valeur ajoutée est vérifiée dans 4 autres paires CPRCM/RCM issues du programme CORDEX FPS-convection.

L'étude des effets du changement climatique à la fin du 21^{ème} siècle dans un scénario à forte émission de gaz à effet de serre à partir de simulations de 10 ans des quatre CPRCms ne permet pas d'obtenir une évolution significative des précipitations extrêmes même sur le signe du changement attendu. Il est très probable que la variabilité naturelle du climat domine la réponse future des précipitations extrêmes sur des périodes de 10 ans. En revanche, une simulation de scénario de 30 ans avec CNRM-AROME selon le scénario RCP8.5 pour la fin du siècle suggère une augmentation des précipitations extrêmes quotidiennes et surtout horaires sur les Cévennes et plus particulièrement sur le Roussillon où l'augmentation des précipitations horaires pourrait dépasser les 15% par degré de réchauffement. Par ailleurs, il a été montré que les CPRCms peuvent nettement modifier la réponse des pluies au changement climatique simulées par les RCMs à résolution standard. A l'avenir, des simulations d'au moins 30 ans semblent nécessaires pour obtenir des résultats robustes dans les exercices internationaux multi-modèles.

Ce travail constitue la première exploitation scientifique intensive du modèle AROME en mode climat. Les résultats obtenus ouvrent de nombreuses possibilités pour son usage futur pour étudier le climat à très haute résolution et en particulier les événements extrêmes.

Abstract

The Mediterranean region and more particularly the South-East of France are affected by intense rainfall episodes during the autumn. Determining the future evolution of these events is a major scientific and societal challenge. The objective of this PhD thesis is to study at very high resolution and at climate scales the past representation and future evolution of these intense rainfall events. The approach here is based on the analysis of simulations of a family of explicit deep convection regional climate models (CPRCms, 2-3 km) and on the exploitation of a new database of kilometric and hourly precipitation observations : COMEPHORE.

The evaluation of the CPRCms revealed a high added-value of explicit convection models compared with parameterized convection models (12.5 km) for the representation of daily and especially sub-daily extreme precipitation. The robustness of this added value has been showed to changes in CNRM-AROME configurations (version, domain and model driving). The added value was also verified in 4 other RCM/CPRCM pairs from the CORDEX FPS-convection program.

The study of precipitation changes based on 10-year simulations of the four CPRCms did not provide a significant response of change in extreme precipitation. It is very natural climate variability is likely to dominate the future response of extreme precipitation over periods of 10 years, which implies that even at the end of the 21st century and in a scenario with high green house-gases emissions, it is likely that some decades will be wetter and others less so than decades of the current climate. It is therefore necessary to extend the simulations to increase the robustness of multi-model results. In addition, the 10-year change results with CNRM-AROME are not representative of the changes over 30 years. The 30-year scenario simulation with CNRM-AROME according to the RCP8.5 projection for the end of the century suggests an increase in extreme daily and especially hourly precipitation in the Cévennes and more particularly in Roussillon (+15% per degree of warming). In scenario mode, it was possible to show that CPRCms can significantly change the rain response to climate change simulated by standard resolution RCMs.

This work is the first intensive scientific exploitation of the AROME model in climate mode. The results obtained open up many possibilities for its future use to study climate at very high resolution and in particular extreme events.

Sommaire

1	Introduction	1
1.1	Les caractéristiques géographiques et géomorphologiques de la région méditerranéenne	2
1.2	Risques associés aux événements météorologiques extrêmes en Méditerranée	3
1.2.1	Les risques météorologiques	3
1.2.2	L'impact du changement climatique sur les précipitations en région méditerranéenne : la vision thermodynamique	4
1.3	Motivations pour l'étude des épisodes méditerranéens aux échelles climatiques	6
1.3.1	Généralités sur les épisodes méditerranéens	6
1.3.2	Les ingrédients nécessaires à la formation des épisodes méditerranéens	7
1.3.3	Situations de grandes échelles favorables aux HPES	10
1.3.4	Les tendances climatiques passées	12
1.4	Modélisation climatique des HPES	13
1.4.1	Les modèles globaux	13
1.4.2	Les méthodes de descente d'échelle	14
1.4.3	Les Modèles Régionaux de Climat (RCM)	16
1.4.4	Le développement des Modèles Régionaux de Climat à convection profonde explicite	17
1.4.5	L'exercice international CORDEX - FPS-convection	20
1.5	L'évolution future des pluies extrêmes	21
1.5.1	Les scénarios de changement climatique	21
1.5.2	Evolution future des pluies extrêmes selon les GCMs	22
1.5.3	Evolution future des pluies extrêmes selon les RCMS	23
1.5.4	Les résultats basés sur les CPRCMS	24
1.6	Objectifs de la thèse et organisation du manuscrit	26
1.6.1	Objectifs de la thèse	26
1.6.2	Organisation du mémoire de thèse	26
2	Présentation des données, outils et méthodes	27
2.1	Les données de référence	28
2.1.1	Les réanalyses météorologiques	28
2.1.2	Les bases de données d'observations	29
2.1.3	Définition de la "zone extrême"	32
2.2	La modélisation du climat au Centre National de Recherches Météorologiques	34
2.2.1	CNRM-CM5	34
2.2.2	CNRM-ALADIN	35
2.2.3	CNRM-AROME	37

2.2.4	Protocole d'une simulation climatique avec un modèle à aire limitée au CNRM	40
2.3	Description des simulations climatiques pour l'étude des HPEs en Méditerranée	42
2.3.1	Simulations d'évaluation du modèle AROME	42
2.3.2	Les simulations AROME en climat futur	46
2.3.3	Une approche multi-modèles pour l'étude de l'évolution future des HPEs	48
2.3.4	Les outils complémentaires	51
3	Evaluation du modèle CNRM-AROME sur les précipitations extrêmes dans le Sud-Est de la France	53
3.1	Résumé de l'article : Précipitations extrêmes dans le Sud-Est de la France, évaluation et valeur ajoutée du modèle régional de climat AROME à convection profonde explicite	54
3.2	Article : Extreme rainfall in Mediterranean France during the fall : added value of the CNRM-AROME Convection Permitting Regional Climate Model	55
4	Mieux décrire les HPEs : de nouveaux domaines et de nouvelles versions des modèles	71
4.1	De nouvelles simulations pour mettre en évidence la valeur ajoutée de chaque modification	72
4.2	Validation des résultats du chapitre 3 avec différentes configurations	73
4.2.1	Validation de la valeur ajoutée sur les précipitations extrêmes quotidiennes	73
4.2.2	Validation de la valeur ajoutée sur les précipitations extrêmes horaires	74
4.3	Détermination de la meilleure configuration possible pour la représentation des HPEs dans le Sud-Est de la France.	76
4.3.1	Sensibilité au changement de version d'AROME	76
4.3.2	Sensibilité au changement de simulation pilote ALADIN	78
4.3.3	Sensibilité à l'extension du domaine de simulation AROME	82
4.4	Synthèse des modifications apportées au protocole de simulation	84
5	Caractérisation des précipitations en climat futur	87
5.1	L'évaluation des modèles de l'ensemble	88
5.1.1	Justification de l'approche multi-modèles	88
5.1.2	Evaluation des modèles	88
5.1.3	Synthèse de l'évaluation des modèles de l'ensemble multi-modèles	95
5.2	L'approche multi-modèles pour déterminer la réponse des précipitations au changement climatique	96
5.2.1	Les changements de température simulés par les modèles de l'ensemble	96
5.2.2	Synthèse de l'étude multi-modèles	109
5.3	La sensibilité du signal de changement de précipitations à la longueur de la simulation	111
5.3.1	Les changements de température	111
5.3.2	Changement des précipitations quotidiennes	112
5.3.3	Synthèse de l'étude de sensibilité du signal de changement à la longueur de la simulation	119

6	Conclusions et perspectives	121
6.1	Conclusions	121
6.1.1	Est-il techniquement faisable aujourd’hui d’utiliser AROME en mode climat ?	121
6.1.2	Possède-t-on aujourd’hui des jeux de données de qualité suffisante pour évaluer les CPRCMs ?	122
6.1.3	Dans quelle mesure un modèle régional de climat à convection profonde explicite (CPRCM) est-il capable de simuler les précipitations extrêmes survenant lors des événements de pluies intenses dans le Sud-Est de la France ?	123
6.1.4	Les CPRCMs améliorent-ils la représentation des précipitations extrêmes par rapport aux RCMs à convection paramétrée ?	124
6.1.5	Les modèles régionaux permettant la résolution de la convection profonde montrent-ils une augmentation de la fréquence et une intensification des HPEs dans le futur dans le Sud-Est de la France ?	125
6.1.6	Obtient-on des réponses robustes avec des simulations de 30 ans avec CNRM-AROME ?	127
6.1.7	Les CPRCMs modifient ils les signaux de changement des RCMs ?	127
6.2	Perspectives	128
6.2.1	Améliorer les bases de données d’observations pour une meilleure évaluation des modèles à très haute résolution	128
6.2.2	Modifications des protocoles de simulations réalisées avec CNRM-AROME	128
6.2.3	Étendre l’étude des pluies extrêmes	129
6.2.4	Nouvelles approches pour l’étude des précipitations extrêmes	129
6.2.5	Evolution des régimes de temps	129
6.2.6	Agrandir le panel des simulations pour améliorer la robustesse des études multi-modèles	130
A	Annexes	131
B	Contribution à un article	137
B.1	Résumé de l’article : Un ensemble multi-modèles à convection profonde explicite permettant d’étudier les phénomènes convectifs sur l’Europe et la Méditerranée.	137
B.2	Article : A first-of-its-kind multi-model convection permitting ensemble for investigating convective phenomena over europe and the mediterranean.	138

Table des figures

1.1	<i>Topographie et bathymétrie du bassin méditerranéen, image issue de Raymond et al (2018).</i>	2
1.2	<i>Cumuls de pluie 24 h pour l'événement du 14 au 15 octobre 2018 dans le Languedoc-Roussillon, source : Météo-France.</i>	4
1.3	<i>a) Distribution mensuelle du nombre de jour avec HPEs au dessus du seuil journalier de 150 mm pour la période 1997 à 2006 dans le Sud-Est de la France, selon Ricard et al (2012), b) Fréquence d'apparition des épisodes avec plus 200 mm de précipitations en 24 h sur la période 1968 - 2017 pour les départements métropolitains (Cartes mises à disposition par Météo-France sur le site : http://pluiesextremes.meteo.fr; Edition du 22/02/2018).</i>	6
1.4	<i>Carte montrant la localisation des précipitations journalières maximales pour les HPEs avec des cumuls quotidiens supérieurs à 150 mm sur le Sud-Est de la France pour la période 1967-2006 selon Ricard et al (2012). Les cas mémorables présentés dans la partie 1.2.1 ont été replacés sur cette carte.</i>	7
1.5	<i>Schéma du cycle de vie d'un orage unicellulaire (Tirée des fondamentaux de la Météorologie de Malardel en 2005).</i>	8
1.6	<i>Schémas conceptuels des différentes situations météorologiques expliquant la formation et le caractère stationnaire des épisodes de pluies intenses des Cévennes (13-14 octobre 1995), du Gard (8-9 septembre 2002) et de l'Aude (12-13 novembre 1999) selon Ducrocq et al (2008).</i>	9
1.7	<i>Représentation des configurations synoptiques discriminantes pour la formation de phénomènes fortement précipitants sur le Sud-Est de la France et des composites pluviométriques associés. La configuration CSW (a) avec un flux du sud-ouest et la configuration CS (c) avec un flux sud. Le géopotentielle à 500 hPa (isolignes rouges); le flux d'humidité à 925 hPa (plages de couleurs, supérieur à $0.6 \text{ g.kg}^{-1}.\text{m.s}^{-1}$); le vent à 925 hPa (flèches bleues, vent supérieur à 5 m.s^{-1}. Le composite pluviométrique pour les événements de type CSW (b) à l'origine de précipitations sur le massif des Cévennes et la Provence et le composite de type CS (b) à l'origine de précipitations sur le Languedoc-Roussillon.</i>	11
1.8	<i>Moyenne de précipitation journalière (mm/j) issues d'un ensemble de GCMs et des observations de précipitations EURO4M, pour la région alpine pendant la période hivernale (djf, décembre à janvier) entre 1976 et 2005 et interpolées aux résolutions à trois différentes résolutions (150 km, 50 km et 12,5 km) (Torma et al, 2015).</i>	14
1.9	<i>Composites des cumuls de pluies simulées (mm/24h) pour les cas présents et futurs d'HPEs avec le modèle Méso-NH à 2,5 km à haute résolution horizontale et avec le modèle régional de climat ARPEGE-Climat à 50 km de résolution (Beaulant et al, 2011).</i>	15

1.10	<i>Quantile 99 des précipitations journalières (mm/j) pour la période SON entre 1989 et 2008 : (a) ERA-Interim ; (b) SAFRAN, 9 km ; (c) COSMO-CLM model, 50 km ; (d) COSMO-CLM model, 12 km ; (e) ALADIN-Climate model, 50 km ; and (f) ALADIN-Climate model, 12 km dans Ruti et al (2016).</i>	17
1.11	<i>Précipitations totales pour l'événement du Gard les 8 et 9 septembre 2002 pour les deux couples de modèles (RCMS à 12,5 km à gauche et CPRCMS à 2,2 km à droite) du Met Office (en haut) et de l'ETHZ (en bas, acronyme de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Zürich en allemand). Les simulations sont comparées aux analyses de précipitations SAFRAN (Berthou et al, 2019).</i>	19
1.12	<i>a) Représentation de tous les agents équivalent-CO2 du forçage atmosphérique, selon quatre scénarios RCP (en ppm) issue du l'AR5 de l'IPCC, b) Tableau récapitulatif des valeurs du forçage radiatif (W/m^2) et de la concentration des agents équivalent-CO2 (ppm) pour chacun des quatres RCP de l'IPCC-AR5. Un nouveau record de concentration des agents équivalent-CO2 a été observé à Hawaïi le 11 Mai 2019 avec une concentration 415.26 ppm.</i>	21
1.13	<i>Changement du quantile 99 des précipitations quotidiennes pour l'horizon 2081–2100 par rapport à la période 1986–2005 selon le scénario RCP8.5 pour 29 GCMs, Source IPCC-AR5</i>	22
1.14	<i>Projection du changement de précipitations extrêmes pour chaque saison (%) basé sur le scénario RCP8.5 pour la période 2071–2100 (Jacob et al, 2014).</i>	23
1.15	<i>Evolution des précipitations extrêmes en pourcentage par bassin versant sur le pourtour méditerranéen avec le réchauffement climatique selon les simulations climatiques issues du projet EURO-CORDEX suivant le scénario RCP8.5 (Tramblay and Somot, 2018).</i>	24
1.16	<i>Distribution des précipitations extrêmes horaires sur la Méditerranée, CTL : période historique, TP2 : période scénario (Lenderink et al, 2019).</i>	25
2.1	<i>a) Réseau météorologique radar ARAMIS en 2007, b) Réseau des pluviomètres français au 1^{er} Janvier 2001 (source : Météo-France).</i>	30
2.2	<i>Carte de qualité des mesures radar de précipitations en 2006 (source : Météo-France)</i>	31
2.3	<i>Zone extrême définie grâce à la méthode de boîtes glissantes.</i>	33
2.4	<i>Schéma montrant les interactions entre les différentes composantes du modèle global couplé atmosphérique CNRM-CM5, source : https://www.umr-cnrm.fr/spip.php?article126&lang=fr.</i>	34
2.5	<i>Cartes des précipitations cumulées sur 3h (mm) et vent à 10 m (m/s) prévus pour le 30 juin 2012 à 18 h TU par AROME 2,5 km sans (à gauche) et avec (à droite) le schéma COMAD. Figure issue de la documentation publique de Météo-France : Evolution du modèle AROME en date du 16 Avril 2015.</i>	39
2.6	<i>Domaines des simulations AROME et ALADIN utilisés dans la thèse (c.f. Tableau 2.4). En bleu foncé, le domaine MAD12 (domaine Med-CORDEX utilisé pour réaliser les simulations d'évaluation et de scénarios avec la version 6.2 d'ALADIN. En bleu clair, le domaine FRB12 utilisé pour la simulation d'évaluation avec la version 5.3 d'ALADIN. En rouge, le domaine FIPS utilisé pour réaliser une simulation d'évaluation et les scénarios avec le cycle 4t1opt1 d'AROME et en orange le domaine SUDE utilisé pour faire trois simulations d'évaluation avec AROME. Les zones colorées correspondent aux zones de relaxation (zone I) des quatre domaines.</i>	43
2.7	<i>Schéma montrant la segmentation en trois des simulations AROME sur 30 ans.</i> .	46

4.1	<i>Graphique des queues de distribution des CDFs inversées (1-CDF) des précipitations quotidiennes pour les quatre simulations d'évaluation d'AROME et les deux simulations d'évaluation ALADIN et les observations COMEPHORE. Les données utilisées pour chaque courbe correspondent à toutes les valeurs de l'EPA pour les quatre mois d'automne (SOND) de la période 1997-2006. Les observations COMEPHORE sont représentées par la courbe noire et son intervalle de confiance à 90%, déterminés grâce à la technique du bootstrap, est représenté par les courbes grises en pointillé.</i>	74
4.2	<i>De même que la figure 4.1 mais pour les précipitations horaires.</i>	75
4.3	<i>Cartes de différences de précipitations (%) pour les simulations ARO38-SE(f1) et ARO41-SE(f1) par rapport aux observations COMEPHORE pour les précipitations moyennes quotidiennes (a et b), les quantiles 99 journaliers (c et d) et les quantiles 99,9 horaires (e et f) pendant la période SOND.</i>	77
4.4	<i>De même que la figure 4.3 pour les simulations ARO41-SE(f1) et ARO41-SE(f2).</i>	79
4.5	<i>Cartes de moyennes de précipitations et des quantiles 99 journaliers (mm/j) et des quantiles 99,9 horaires pour COMEPHORE et les deux simulations ALADIN.</i>	81
4.6	<i>De même que la figure 4.3 pour les simulations ARO41-SE(f2) et ARO41-ALP(f2).</i>	83
4.7	<i>De même que la figure 4.3 pour les simulations ARO38-SE(f1) et ARO41-ALP(f2).</i>	85
5.1	<i>Carte des quantiles 99 des précipitations quotidiennes pour 10 automnes étendus (SOND) dans le Sud-Est de la France pour les simulations climatiques issues des quatre couples de modèles interpolées sur la grille commune à 12 km de résolution horizontale. La première ligne présente les quantiles des précipitations observées (mm/j) avec COMEPHORE à 12 km de résolution. La seconde ligne correspond aux quantiles 99 des précipitations quotidiennes (mm/j) pour les quatre CPRCMs. La troisième ligne présente les cartes de différences relatives de précipitations (%) entre ces modèles et les observations. De même pour la quatrième et cinquième ligne avec les modèles intermédiaires.</i>	89
5.2	<i>De même que la figure 5.2 mais avec les quantiles 99,9 horaires en mm/h.</i>	90
5.3	<i>De même que la figure 5.1 mais pour les précipitations moyennes et uniquement pour les CPRCMs.</i>	92
5.4	<i>Graphique des queues de distribution des CDFs inversées (1-CDF) des précipitations quotidiennes pour les huit simulations historiques utilisées dans l'étude multi-modèles ainsi que pour les observations COMEPHORE. Les données utilisées pour chaque courbe correspondent à toutes les valeurs de l'EPA pour les quatre mois d'automne (SOND) de la période de 10 ans de chaque simulation. L'intervalle de confiance à 90% des observations COMEPHORE est déterminé grâce à la technique du bootstrap. Les modèles intermédiaires sont représentés par des courbes de couleur en pointillé et les CPRCMs sont représentés par des courbes de couleur en trait continu.</i>	93
5.5	<i>De même que la figure 5.4 mais avec les précipitations extrêmes.</i>	95
5.6	<i>Cartes de différences de moyennes de température à 2 mètres (C°) (scénario - historique) pour les 4 CPRCMs et les 4 modèles forceurs pilotés par des GCMs différents.</i>	97
5.7	<i>Carte des deux zones où la distribution des quantiles extrêmes a été étudiée. En rouge, l'EPA (c.f. Partie 2.1.3) et en bleu la "Zone Roussillon" déterminée visuellement suite au changement de précipitations observé précédemment.</i>	97

5.8	<i>Différences de changement des moyennes de précipitations par degré de réchauffement (%/°C). La première ligne correspond aux quatre CPRCMs tandis que la seconde ligne correspond aux modèles intermédiaires.</i>	99
5.9	<i>Quantiles 99 des précipitations quotidiennes pour 10 automnes étendus (SOND) dans le Sud-Est de la France pour les simulations climatiques issues des quatre CPRCMs interpolées sur la grille commune à 3 km de résolution horizontale. La première ligne correspond aux quantiles 99 des précipitations quotidiennes (mm/j) pour les simulations historiques, la seconde ligne correspond aux différences absolues (mm/j) et la troisième ligne correspond au pourcentage de changement des quantiles 99 des précipitations par degré de réchauffement (%/°C).</i>	100
5.10	<i>Différence de changement des quantiles 99 de précipitations quotidiennes par degré de réchauffement (%/°C). La première ligne correspond aux quatre CPRCMs tandis que la seconde ligne correspond aux modèles intermédiaires.</i>	101
5.11	<i>Graphique des queues de distribution des différences de précipitations quotidiennes entre les simulations historiques et futures des huit modèles pour les quantiles compris entre le quantile 90 et le quantile 99,99 journalier dans l'EPA. La figure présente les résultats en indice de Clausius-Clapeyron, c'est à dire en pourcentage pas degré de réchauffement normalisé par le taux de Clausius-Clapeyron (pour rappel $1CC=6,8\%/K$). Les données utilisées pour chaque courbe correspondent à toutes les valeurs de l'EPA pour les quatre mois d'automne (SOND) de la période de 10 ans de chaque simulation. Les modèles intermédiaires sont représentés par des courbes de couleur en pointillé et les CPRCMs sont représentés par des courbes de couleur en trait continu. Les simulations du CNRM sont en rouge, celles d'HCLIMcom en orange, celles de l'UKMO en bleu et celles de l'ETHZ en vert.</i>	103
5.12	<i>De même que la figure 5.11 mais sur la Zone Roussillon.</i>	105
5.13	<i>De même que la figure 5.9 mais avec les quantiles 99,9 horaires.</i>	106
5.14	<i>Différence de changement des quantiles 99,9 de précipitations horaires par degré de réchauffement (%/°C). La première ligne correspond aux quatre CPRCMs tandis que la seconde ligne correspond aux modèles intermédiaires.</i>	107
5.15	<i>De même que les figures 5.11 et 5.12 mais avec les précipitations extrêmes horaires.</i>	108
5.16	<i>Carte de changement de température (°C) à 2 mètres d'AROME et ALADIN entre les simulations historiques et scénario de 10 et 30 ans.</i>	112
5.17	<i>Différence de changement des quantiles 99 de précipitations quotidiennes par degré de réchauffement (%/°C) pour les trois différentes périodes de dix ans des simulations historiques et futures du modèles CNRM-AROME41. La figure a) correspond aux dix premières années de chacune des deux simulations de trente ans, la figure b) correspond à la deuxième période de 10 ans et la figure c) correspond à la dernière période de dix ans. La figure d) représente la carte de quantiles 99 pour les périodes de trente ans.</i>	113

5.18	<i>Graphique de la queue de distribution des différences de précipitations quotidiennes entre les différentes simulations historiques et futures du modèle CNRM-AROME41 pour les quantiles compris entre le quantile 90 et le quantile 99,99 journalier sur l'EPA. Les différences sont exprimées en pourcentage de changement par degré selon le taux de Clausius-Clapeyron (pour rappel 1 CC=6,8% de changement). Les données utilisées pour chaque courbe correspondent à toutes les valeurs de l'EPA pour les quatre mois d'automne (SOND). Les différences de la décennie utilisée dans la partie multi-modèles sont représentées par la courbe rouge et celles entre les deux périodes de 30 ans sont représentées par la courbe bleu clair. Les associations entre les différentes décennies historiques et futures sont représentées par les courbes grises afin de déterminer un intervalle de confiance.</i>	114
5.19	<i>De même que pour la figure 5.18 mais sur la Zone Roussillon.</i>	115
5.20	<i>Différence de changement des quantiles 99,9 de précipitations horaires par degré de réchauffement (%/°C) pour les trois différentes périodes de dix ans des simulations historiques et futures du modèles CNRM-AROME41. La figure a) correspond aux dix premières années de chacune des deux simulations de trente ans, la figure b) correspond à la deuxième période de 10 ans et la figure c) correspond à la dernière période de dix ans. La figure d) représente la carte de quantiles 99 pour les périodes de trente ans.</i>	117
5.21	<i>De même que pour la figure 5.18 mais avec les précipitations horaires.</i>	119
5.22	<i>De même que pour la figure 5.18 mais avec les précipitations horaires et sur le Roussillon.</i>	120
A.1	<i>Schéma de principe d'une simulation climatique avec un LAM tels que ALADIN et AROME.</i>	132
A.2	<i>Cartes de différences de précipitations (%) pour les simulations ARO38-SE(f1), ARO41-SE(f1), ARO41-SE(f2) et ARO41-ALP(f2) par rapport aux observations COMEPHORE pour les précipitations moyennes quotidiennes (a,b,c et d), les quantiles 99 journaliers (e,f,g et h) et les quantiles 99,9 horaires (i,j,k et l) pendant la période SOND.</i>	133
A.3	<i>Cartes des moyennes de précipitations quotidiennes pour 10 automnes étendus (SOND) dans le Sud-Est de la France pour les simulations climatiques issues des quatre couples de modèles sur la grille commune à 12km de résolution horizontale. La première ligne présente les moyennes de précipitations observées (mm/j) avec COMEPHORE à 12km de résolution. La seconde ligne correspond aux moyennes de précipitations quotidiennes (mm/j) pour les quatre CPRCMs tandis que la troisième ligne présente les cartes de différences relatives de précipitations (%) entre ces modèles et les observations COMEPHORE. De même pour la quatrième et cinquième ligne avec les modèles intermédiaires.</i>	134
A.4	<i>Moyennes de précipitations quotidiennes pour 10 automnes étendus (SOND) dans le Sud-Est de la France pour les simulations climatiques issues des quatre RCMS interpolées sur la grille commune à 12,5 km de résolution horizontale. La première ligne correspond aux précipitations moyennes quotidiennes (mm/j) pour les simulations historiques la seconde correspond aux cartes de différences relatives par rapport aux observations la troisième ligne correspond au pourcentage de changement des moyennes des précipitations par degré de réchauffement (%).</i>	135

A.5 *Cartes des quantiles 99 et 99,9 quotidien pour les trois périodes historiques simulées par CNRM-AROME41 (1976-1985, 1986-1995 et 1996-2005). La figure f montre l'influence du cas extrême qui touche le Roussillon en automne 2002. Pour le quantile la région des Cévennes.* 136

Liste des tableaux

2.1	<i>Liste des radars du Sud-Est de la France utilisés pour la production de COMEPHORE entre 1997 et 2006 avec la date d'installation de ceux ayant été installés au cours de la période d'étude. Le tableau contenant les informations pour tous les radars du réseau ARAMIS en 2006 est disponible en Annexe Tableau A.1.</i>	30
2.2	<i>Description de la dynamique et de la physique du modèle ALADIN-Climat dans les différentes simulations réalisées dans la thèse.</i>	36
2.3	<i>Description de la dynamique et de la physique du modèle CNRM-AROME dans les différentes simulations utilisées dans la thèse.</i>	38
2.4	<i>Caractéristiques des domaines des simulations utilisés dans le cadre de la thèse. (*) TEI : Temps Ecoulé Intégré = temps écoulé en machine \times le nombre de proc. Les TEI sont calculés pour 1 mois de simulation.</i>	44
2.5	<i>Caractéristiques des différentes simulations d'évaluation des modèles ALADIN et AROME utilisées dans la thèse. La première partie du tableau décrit les deux simulations ALADIN et dans la seconde, les quatre simulations AROME.</i>	45
2.6	<i>Tableau descriptif des simulations historiques et futures avec ALADIN et AROME.</i>	47
2.7	<i>Tableau récapitulatif des différences de protocoles et des principales caractéristiques des simulations de scenarios.</i>	50
4.1	<i>Tableau récapitulatif des différences en (%) par rapport aux observations COMEPHORE des valeurs minimales, maximales, de l'amplitude entre ces deux valeurs de la moyenne et de la médiane pour les moyennes de précipitations quotidiennes, les quantiles 99 journaliers et les quantiles 99,9 horaires sur l'EPA pour la période SOND.</i>	76
5.1	<i>Tableau des valeurs moyennes et maximales (mm/j) du Q99 sur l'EPA pour COMEPHORE et les 4 couples de modèles à 12,5 km.</i>	91
5.2	<i>De même que le tableau 5.1 mais pour les quantiles 99,9 horaires (mm/h).</i>	94
5.3	<i>Valeurs moyennes de changements de température ($^{\circ}$C) sur l'EPA et le Roussillon simulées par chaque modèle pour les quatre mois d'automne pour les simulations réalisées par les quatre couples de modèles dans l'EPA.</i>	98
5.4	<i>Tableau récapitulatif des changement de précipitations pour le quantiles 99 quotidiens sur l'EPA et sur le Roussillon.</i>	102
5.5	<i>Tableau récapitulatif des changement de précipitations pour le quantiles 99,9 horaires sur l'EPA et sur le Roussillon.</i>	106
5.6	<i>Tableau des valeurs de précipitations moyennes spatiales quotidiennes et maximales quotidiennes (mm/j) du quantile 99 sur l'EPA et sur le Roussillon (Histo. pour Historique).</i>	116
5.7	<i>Tableau des valeurs de précipitations maximum spatio-temporelles du quantile 99,9 horaires (mm/h) sur l'EPA et sur le Roussillon (Histo. pour Historique).</i>	118

A.1 *Liste des radars utilisés pour la production de COMEPHORE entre 1997 et 2006 avec la date d'installation de ceux ayant été installé au cours de la période d'étude. Les radars en bleu sont ceux couvrant une partie du Sud-Est de la France.* 131

Chapitre 1

Introduction

Sommaire

4	1.1	Les caractéristiques géographiques et géomorphologiques de la région méditerranéenne	2
5			
6	1.2	Risques associés aux événements météorologiques extrêmes en Méditerranée	3
7			
8			
9	1.2.1	Les risques météorologiques	3
10	1.2.2	L'impact du changement climatique sur les précipitations en région méditerranéenne : la vision thermodynamique	4
11			
12	1.3	Motivations pour l'étude des épisodes méditerranéens aux échelles climatiques	6
13			
14	1.3.1	Généralités sur les épisodes méditerranéens	6
15	1.3.2	Les ingrédients nécessaires à la formation des épisodes méditerranéens	7
16			
17	1.3.3	Situations de grandes échelles favorables aux HPES	10
18	1.3.4	Les tendances climatiques passées	12
19	1.4	Modélisation climatique des HPES	13
20	1.4.1	Les modèles globaux	13
21	1.4.2	Les méthodes de descente d'échelle	14
22	1.4.3	Les Modèles Régionaux de Climat (RCM)	16
23	1.4.4	Le développement des Modèles Régionaux de Climat à convection profonde explicite	17
24			
25	1.4.5	L'exercice international CORDEX - FPS-convection	20
26	1.5	L'évolution future des pluies extrêmes	21
27	1.5.1	Les scénarios de changement climatique	21
28	1.5.2	Evolution future des pluies extrêmes selon les GCMs	22
29	1.5.3	Evolution future des pluies extrêmes selon les RCMS	23
30	1.5.4	Les résultats basés sur les CPRCMS	24
31	1.6	Objectifs de la thèse et organisation du manuscrit	26
32	1.6.1	Objectifs de la thèse	26
33	1.6.2	Organisation du mémoire de thèse	26
34			
36			

1.1 Les caractéristiques géographiques et géomorphologiques de la région méditerranéenne

En région méditerranéenne, le climat est très fortement influencé par la présence de la mer Méditerranée et des reliefs environnants. En effet, la Méditerranée est une mer chaude presque fermée excepté au niveau du détroit de Gibraltar. Elle est ainsi préservée de l’empreinte océanique de l’Atlantique car les échanges marins de la Méditerranée se font uniquement au niveau de ce détroit (c.f. Figure 1.1).



FIGURE 1.1 – *Topographie et bathymétrie du bassin méditerranéen, image issue de Raymond et al (2018).*

La mer Méditerranée est entourée par des chaînes de montagnes, ses caractéristiques géographiques et géomorphologiques lui confèrent un climat tempéré contrasté appelé "climat méditerranéen", ce qui signifie que les étés y sont chauds et secs, alors que les hivers sont relativement doux et humides. Pendant l’été, le bassin méditerranéen est sous l’influence des hautes pressions subtropicales où l’air est subsident dans la partie nord de la cellule de Hadley, et qui inhibent le passage des dépressions sur la zone. Ce phénomène limite généralement les précipitations pendant la saison estivale, hormis le possible développement d’orages. En revanche, les hivers sont humides particulièrement dans les régions exposées aux influences maritimes. Les zones les plus au sud de la Méditerranée connaissent leur maximum de précipitations en hiver, tandis que les régions au nord du bassin méditerranéen connaissent des maxima de précipitations en automne pour le nord-ouest de la Méditerranée ou au printemps pour le nord-est. Dans la région, ces maxima de précipitations se traduisent souvent par de dangereux événements de pluies intenses.

57 1.2 Risques associés aux événements météorologiques 58 extrêmes en Méditerranée

59 1.2.1 Les risques météorologiques

60 Un phénomène est qualifié d' "extrême" lorsque ce dernier se démarque par son in-
61 tensité ou sa rareté. De nombreux aléas météorologiques extrêmes se produisent en région
62 méditerranéenne, tels que des sécheresses, des tempêtes avec des vents violents ou des pluies
63 intenses. Les sécheresses posent problème dans l'agriculture en réduisant le rendement des
64 cultures et peuvent être à l'origine de feux de forêts en été. Les vents forts peuvent engen-
65 drer des chutes d'arbres et détruire certains bâtis et provoquer des surcotes à l'origine de
66 submersions marines sur le littoral. Les événements de pluies intenses, usuellement appelées
67 HPES (pour Heavy Precipitation Events en anglais), sont régulièrement à l'origine de crues
68 éclair très dévastatrices et parfois meurtrières sur tout le pourtour méditerranéen (Llasat
69 et al, 2010) et correspondent à 60% des précipitations totales en Méditerranée selon Toreti
70 et al (2010). Lorsque ces pluies intenses s'abattent sur de petits bassins versants au relief
71 accidenté, les eaux pluviales se concentrent rapidement à l'exutoire du bassin versant et
72 provoquent des crues éclair dans la région, comme ce fut le cas pour ces exemples parmi
73 les plus mémorables de ces trois dernières décennies en France (c.f. Figure 1.4) :

- 74 — Septembre 1992 à Vaison-la-Romaine dans le Vaucluse avec 448 mm en 24 h avec
75 des dégâts estimés à 460 M€ et qui fit 47 morts.
- 76 — Novembre 1999 à Lézignan dans l'Aude avec 551 mm en 24 h avec des dégâts estimés
77 à 330 M€ et où 25 personnes ont trouvé la mort.
- 78 — Septembre 2002 dans le Gard avec 713 mm en 24 h au sud d'Alès avec un coût total
79 de 800 M€ et qui fit 23 morts.
- 80 — Automne 2014 sur l'ensemble des départements méditerranéens avec un record du
81 nombre d'épisodes de fortes pluies (depuis 1958) : 9 épisodes méditerranéens entre
82 le 16 septembre et le 30 novembre qui ont fait 10 morts et un coût total de 480 M€
83 dont 150 M€ pour la seule ville de Montpellier qui a dû faire face à 300 mm en 3 h.
- 84 — Octobre 2018 dans la plaine centrale de l'Aude (c.f. Figure ??) avec des inondations
85 sans précédent qui ont touché 257 communes dans la région avec un lourd bilan, 14
86 décès et des travaux de remises en état provisoirement estimés à 220 M€.

87 Ce type de crues est le principal risque naturel en termes de fréquence, de bilan humain
88 et de coûts pour la région méditerranéenne. C'est pourquoi c'est à l'aléa de pluies intenses
89 à l'origine de ces crues, que nous allons nous intéresser par la suite.

90 Les risques naturels sont habituellement traités sur la base des expériences passées. On
91 considère que les mêmes événements engendrent les mêmes conséquences. Dans le domaine
92 de la gestion des risques naturels, la définition usuelle donnée pour un risque naturel est
93 la suivante :

$$(Risque) = (aléa) * (enjeu) \tag{1.1}$$

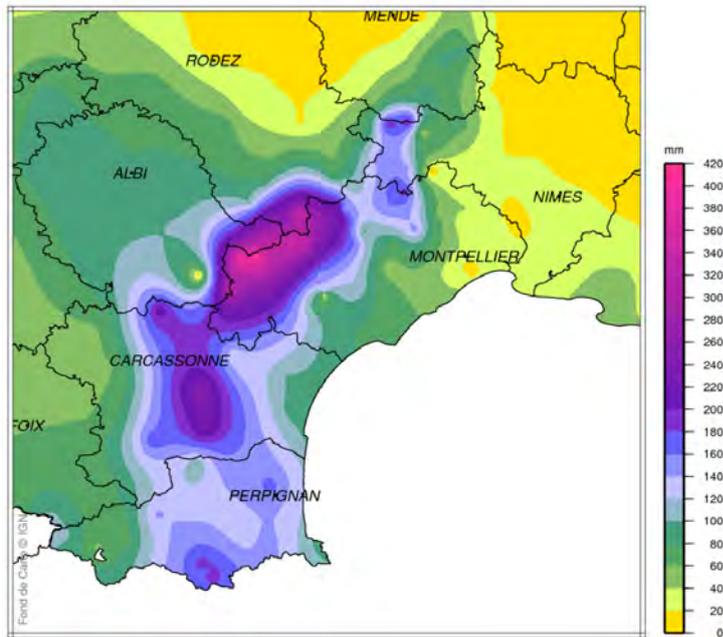


FIGURE 1.2 – Cumuls de pluie 24 h pour l'événement du 14 au 15 octobre 2018 dans le Languedoc-Roussillon, source : Météo-France.

94 L'aléa se définit par son origine, naturelle ou anthropique, une intensité, une probabilité
 95 d'occurrence, une localisation spatiale, la durée de son effet et son degré de soudaineté.
 96 Ici, l'aléa est un événement fortement précipitant. Les enjeux sont quant à eux liés à la
 97 présence humaine (personnes, habitations, activités économiques, infrastructures, ...). Par
 98 conséquent, l'accroissement constant de la démographie et de l'urbanisation dans la région
 99 entraîne une augmentation continue des enjeux. Ainsi, on peut dire que le risque lié à
 100 l'aléa fortes pluies est de plus en plus élevé en Méditerranée et qu'il devrait continuer à
 101 augmenter avec l'accroissement constant des enjeux dans la région. Et cela quelque soit
 102 l'évolution future de l'aléa météorologique avec le changement climatique.

103 1.2.2 L'impact du changement climatique sur les précipitations 104 en région méditerranéenne : la vision thermodynamique

105 La région méditerranéenne est l'une des régions les plus sensibles au changement cli-
 106 matique selon les projections globales du climat futur (Giorgi, 2006). Un réchauffement
 107 de la région est susceptible de modifier le cycle de l'eau en Méditerranée. En effet, ce ré-
 108 chauffement devrait se traduire par une augmentation de l'évaporation ainsi qu'une dimi-
 109 nution des précipitations en Méditerranée. Selon l'AR5 de l'IPCC (Fifth Assessment Report
 110 - Intergovernmental Panel on Climate Change), l'augmentation globale de la température
 111 moyenne de surface est estimée en moyenne à 3,7°C d'ici la fin du siècle d'après le scénario
 112 RCP8.5 et la diminution des précipitations est estimée entre -4% et -27%. Paradoxalement,
 113 l'augmentation de la température en Méditerranée est susceptible d'entraîner une augmen-
 114 tation de la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère et par conséquent, une
 115 augmentation du potentiel précipitant dans la région.

116 D'après l'équation de Clausius-Clapeyron (1.2), la pression de la vapeur saturante croît
 117 avec la température ce qui se traduit par la capacité d'une atmosphère plus chaude à
 118 contenir plus de vapeur d'eau :

$$\frac{dP_{sat}}{dT} = \frac{L}{TV} \quad (1.2)$$

119 où P_{sat} correspond à la pression de la vapeur saturante en Pascal, V au volume de gaz
 120 en $\text{m}^3 \cdot \text{mol}^{-1}$ à T la température en Kelvin, et où L est la chaleur latente de vaporisation
 121 en $\text{J} \cdot \text{mol}^{-1}$. D'après la loi des gaz parfaits, on sait que $PV = RT$, où R correspond à la
 122 constante des gaz parfaits et vaut $8,31 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$. Ainsi l'équation de Clausius-Clapeyron
 123 devient :

$$\frac{dP_{sat}}{dT} = \frac{LP_{sat}}{RT^2} \quad (1.3)$$

124 et s'intègre en :

$$P_{sat} = P_{ref} e^{\frac{L}{R}(\frac{1}{T_{ref}} - \frac{1}{T})} \quad (1.4)$$

125 où P_{ref} et T_{ref} sont respectivement la pression de vapeur saturante et la température
 126 de l'état défini comme référence dans l'intégration. Ceci explique l'hypothèse faite par la
 127 communauté scientifique d'une intensification des précipitations dans le cas où le climat
 128 serait plus chaud dans l'avenir. L'accroissement de l'humidité spécifique est estimé à 7%
 129 par Kelvin de réchauffement selon Boer (1993) et Trenberth et al (2003). Toutefois, Zhang
 130 et al (2017) ont montré que la capacité de rétention d'eau en fonction de la température ne
 131 permettait pas de fournir une réponse robuste des précipitations extrêmes au changement
 132 climatique du fait des grandes incertitudes issues de la relation entre les pluies extrêmes
 133 et la température. Par ailleurs, Pfahl et al (2017) ont montré que dans certaines régions
 134 comme la Méditerranée, la contribution de la dynamique des événements était significative
 135 et qu'elle amplifiait l'augmentation.

136 Il existe donc de bonnes raisons de supposer que le réchauffement climatique est sus-
 137 ceptible d'entraîner une intensification des événements de pluies intenses en Méditerranée.
 138 Cette intensification associée à l'augmentation des enjeux humains et matériels dans la
 139 région rendrait le risque lié à cet aléa d'autant plus important dans le futur (cf. formule
 140 1.1). C'est pourquoi l'étude de l'évolution des phénomènes fortement précipitants dans un
 141 contexte de changement climatique revêt une importance certaine. Il est en particulier es-
 142 sentiel de fournir des informations fiables sur le changement climatique à l'échelle régionale
 143 voire locale pour les études de vulnérabilité, d'impact et d'adaptation.

1.3 Motivations pour l'étude des épisodes méditerranéens aux échelles climatiques

1.3.1 Généralités sur les épisodes méditerranéens

En automne, le bassin méditerranéen Nord-Occidental est régulièrement affecté par des HPES pouvant atteindre des cumuls de précipitations très importants (plus de 200 mm en 24 h et parfois même plus de 100 mm en 1 h). Ces HPES ont été étudiés de manière intensive ces dernières années, particulièrement dans le cadre du programme international HyMeX (Hydrological cycle in the Mediterranean eXperiment, Drobinski et al (2014); Ducrocq et al (2014) et Ducrocq et al (2016)).

En France métropolitaine, c'est dans le Sud-Est de la France que les intensités des précipitations horaires et quotidiennes, en lien avec ces HPES, sont les plus importantes, bien que les départements du sud de la France soient caractérisés par un nombre moyen de jours de pluie par année plus faible que dans le reste du pays. Ces HPES sont couramment appelés "épisodes cévenols", en raison de la présence du massif des Cévennes réputé pour l'intensité des épisodes fortement pluvieux qui l'affectent. Cependant, le terme "cévenol" est utilisé de manière abusive pour tout épisode apportant des pluies intenses sur les régions méridionales. En effet, ces phénomènes peuvent frapper tout l'arc méditerranéen et sont donc loin d'être exclusivement "cévenols". Il est donc plus justifié de les qualifier d' "épisodes méditerranéens".

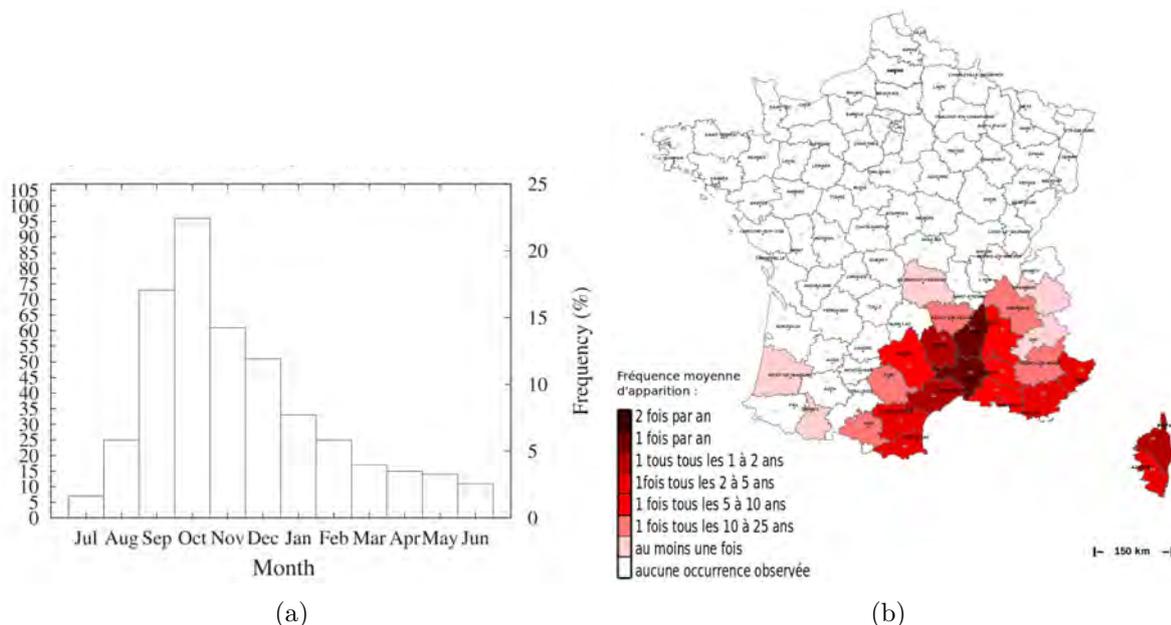


FIGURE 1.3 – a) Distribution mensuelle du nombre de jour avec HPES au dessus du seuil journalier de 150 mm pour la période 1997 à 2006 dans le Sud-Est de la France, selon Ricard et al (2012), b) Fréquence d'apparition des épisodes avec plus 200 mm de précipitations en 24 h sur la période 1968 - 2017 pour les départements métropolitains (Cartes mises à disposition par Météo-France sur le site : <http://pluiesextremes.meteo.fr>; Edition du 22/02/2018).

163 Ces épisodes méditerranéens se produisent principalement à la fin de l'été et à l'au-
164 tomne, entre septembre et décembre, comme le montre la Figure 1.3a. Les départements
165 du Gard et de l'Ardèche subissent en moyenne au moins un épisode de plus de 200 mm de
166 précipitations en 24 h par an (cf. Figure 1.3b).

167 Il y a généralement entre trois et cinq épisodes méditerranéens par an dans le Sud-Est
168 de la France et ils peuvent être à l'origine de très importants cumuls de précipitations sur
169 plaine même s'ils se produisent généralement sur les contreforts du relief comme le montre
170 la Figure 1.4 avec la localisation des épisodes de pluies supérieures à 150 mm/j sur une
171 période de 40 ans dans le Sud-Est de la France.

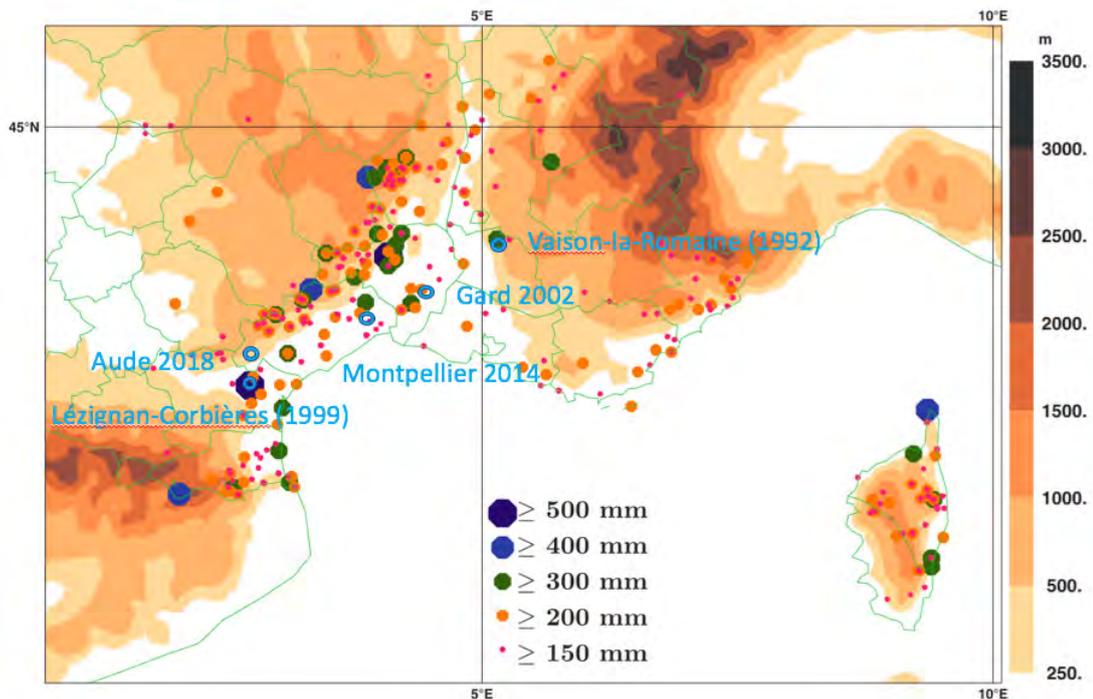


FIGURE 1.4 – Carte montrant la localisation des précipitations journalières maximales pour les HPES avec des cumuls quotidiens supérieurs à 150 mm sur le Sud-Est de la France pour la période 1967-2006 selon Ricard et al (2012). Les cas mémorables présentés dans la partie 1.2.1 ont été replacés sur cette carte.

172 1.3.2 Les ingrédients nécessaires à la formation des épisodes mé- 173 diterranéens

174 En météorologie, la convection atmosphérique désigne l'ensemble des mouvements ver-
175 ticaux de l'atmosphère résultant d'une instabilité de l'air due à une différence de tempé-
176 rature entre une particule d'air et son environnement. La convection est omniprésente dans
177 l'atmosphère. Ses origines sont multiples, mais elle est généralement déclenchée par des
178 phénomènes qui provoquent le réchauffement relatif du bas d'une couche atmosphérique
179 par rapport à son sommet. Quand cette convection est dite "humide", elle conduit au déve-
180 loppement des cumulus, nom générique pour définir les nuages d'origine convective (Figure
181 1.5).

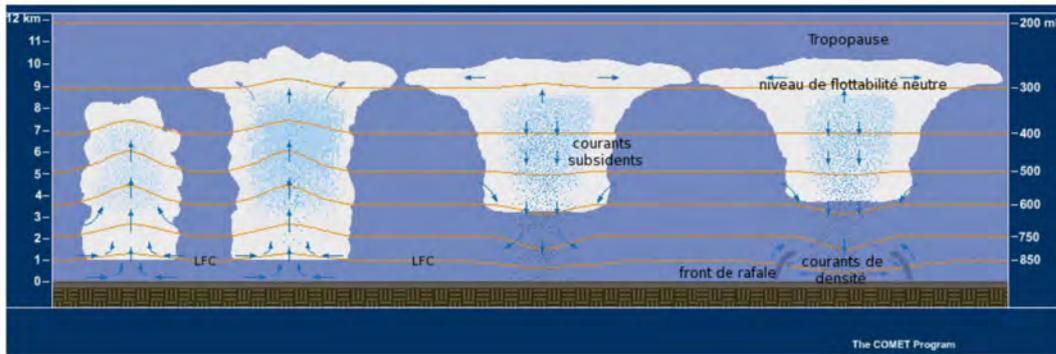


FIGURE 1.5 – Schéma du cycle de vie d'un orage unicellulaire (Tirée des fondamentaux de la Météorologie de Malardel en 2005).

182 Dans le cas où la couche d'air instable est peu étendue verticalement, des cumulus
 183 humilis se forment, aussi connus sous le nom de cumulus de beau temps. Lorsque l'énergie
 184 potentielle de convection disponible augmente, une ascendance plus marquée de la masse
 185 d'air instable peut se créer.

186 Au cours de cette élévation, la vapeur d'eau change en partie de phase pour se trans-
 187 former en eau nuageuse liquide ou glacée, formant des cumulus mediocris puis des cumulus
 188 congestus qui sont à l'origine des averses. Si l'alimentation en humidité en basses couches
 189 se maintient et que l'instabilité est très marquée, le cumulus peut se développer et devenir
 190 un cumulonimbus calvus, puis un cumulonimbus capilatus incus, synonymes d'orages. Au
 191 cours de cette ascendance, d'autres processus microphysiques se mettent en place afin de
 192 permettre aux différentes espèces d'hydrométéores d'interagir entre elles. Les particules
 193 en suspension vont alors s'alourdir et grossir par agrégation. La cellule convective isolée
 194 est alors dans sa phase de formation. Lorsque les hydrométéores deviennent plus lourds
 195 que leur environnement, ils précipitent. Cette phase mature se caractérise par une cellule
 196 convective au sein de laquelle on retrouve des courants ascendants qui alimentent la convec-
 197 tion et des courants subsidents qui eux résultent de l'évaporation et/ou de la sublimation
 198 des hydrométéores chutant dans les basses couches.

199 Ce phénomène crée alors des subsidences par flottabilité négative. L'association de ces
 200 courants ascendants, qui alimentent la cellule, et subsidants, qui font chuter les hydromé-
 201 téores, forment alors la phase mature de la cellule convective isolée. Si les basses couches
 202 ne sont pas saturées, les précipitations peuvent s'évaporer, ce qui aura pour effet d'inten-
 203 sifier la subsidence et créer ainsi des courants de densité s'étalant en surface. La cellule
 204 convective isolée rentre alors dans sa phase de dissipation.

205 Dans le cas d'un orage multicellulaire, plusieurs cellules convectives ordinaires à différents
 206 stades de maturité peuvent coexister et constituer ainsi un système convectif. De nouvelles
 207 cellules se développent sans cesse avant d'être advectées. Les orages multicellulaires peuvent
 208 être à l'origine de très forts cumuls de précipitations. Selon son échelle, la convection hu-
 209 mide peut engendrer des systèmes allant du simple cumulus aux cyclones tropicaux et à la
 210 mousson.

211 Dans le Sud-Est de la France, ces phénomènes de pluies extrêmes résultent de différents
 212 mécanismes de soulèvement à l'origine d'une convection profonde intense généralement

213 associée à des systèmes convectifs quasi-stationnaires. La convection de ces systèmes peut
 214 avoir plusieurs origines comme le montre la Figure 1.6 (Ducrocq et al, 2008; Nuissier et al,
 215 2008).

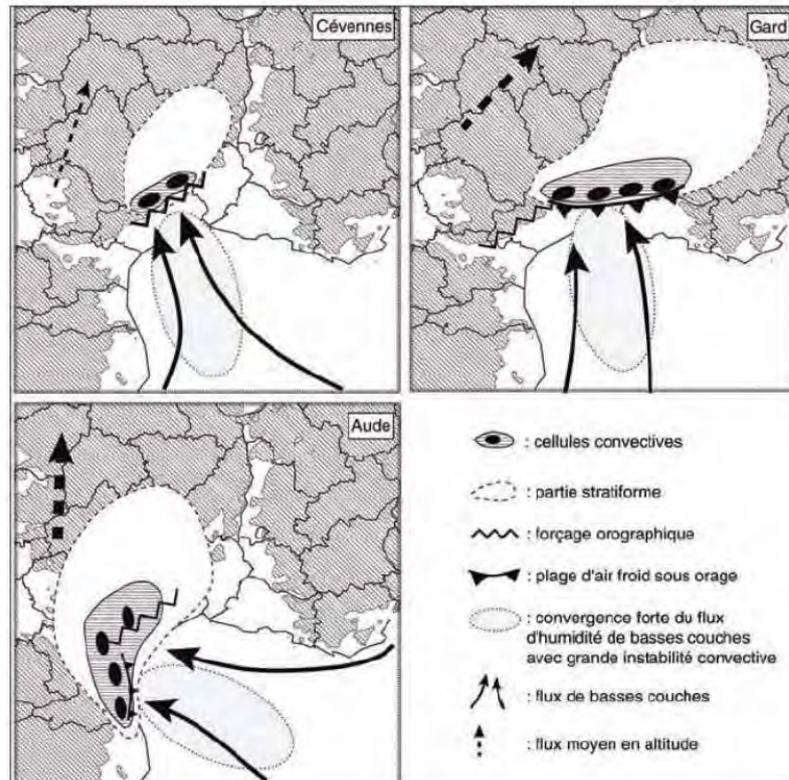


FIGURE 1.6 – Schémas conceptuels des différentes situations météorologiques expliquant la formation et le caractère stationnaire des épisodes de pluies intenses des Cévennes (13-14 octobre 1995), du Gard (8-9 septembre 2002) et de l'Aude (12-13 novembre 1999) selon Ducrocq et al (2008).

216 Le forçage orographique joue un rôle prépondérant dans la formation des cas "Cé-
 217 vennes" : la figure 1.6 - cas Cévennes illustre parfaitement l'influence du relief sur les
 218 régimes de précipitations. Lorsqu'une masse d'air instable chaude et humide bute contre
 219 un relief, elle va localement se soulever. Ce processus va engendrer la condensation de l'air
 220 humide à l'origine des pluies. La position du relief étant fixe, il va constituer un forçage sta-
 221 tionnaire, c'est-à-dire que les pluies continuent de s'abattre tant que le flux marin humide
 222 vient buter contre la barrière montagneuse. Plusieurs études ont montré l'implication du
 223 forçage orographique dans le déclenchement et le maintien de la convection à l'origine de
 224 ces épisodes fortement précipitants (Ducrocq et al, 2008; Davolio et al, 2009). Par ailleurs,
 225 ce type de forçage orographique peut tout à fait se produire dans d'autres massifs comme
 226 les Alpes, les Pyrénées ou la Corse.

227 Pour le cas du Gard en septembre 2002 les précipitations ne se limitent pas au relief
 228 mais le maximum de précipitations est observé en plaine avec 713 mm en 24 h (Figure 1.6
 229 - cas du Gard). Cette localisation inhabituelle des très fortes précipitations résulte d'un
 230 refroidissement sous orage, aussi appelé "plage froide" ou "poche froide", provoqué en par-

231 tie par l'évaporation des précipitations. Cette évaporation des précipitations participe au
232 soulèvement de la masse d'air humide le long du bord d'attaque d'un dôme froid consti-
233 tué en basses couches. Ces plages froides vont permettre la formation continue de cellules
234 convectives. Ces systèmes peuvent engendrer de très fortes précipitations sur plaine ou sur
235 mer et sont parfois capables de se régénérer : on parle alors de cellules stationnaires et
236 qui sont à l'origine du maintien des précipitations sur la durée grâce à l'apport continue
237 de pluies à évaporer sur la zone. Ces épisodes sont généralement plus difficiles à prévoir
238 que ceux localisés sur les pentes des reliefs du fait de leur localisation inhabituelle et de la
239 nature de leur forçage.

240 La convection peut aussi être déclenchée par la convergence induite par l'interaction
241 flux-reliefs. La rencontre de deux flux de basses couches peut alors être à l'origine d'un
242 soulèvement des masses d'air de basses couches. Elle peut aussi bien évidemment résulter
243 de la combinaison de ces différents mécanismes de soulèvement comme pour le cas de l'Aude
244 (Figure 1.6 - cas de l'Aude).

245 Ces configurations de systèmes convectifs de méso-échelle aboutissent à des systèmes
246 convectifs quasi-stationnaires et auto-entretenus tant que les conditions environnementales
247 restent inchangées, autrement dit tant que le flux d'humidité et l'intensité convective condi-
248 tionnelle est maintenu. Ces mécanismes de soulèvement à l'origine des HPES sont pilotés
249 par des conditions de circulations à plus grande échelle.

250 1.3.3 Situations de grandes échelles favorables aux HPES

251 Boudevillain et al (2009) ont développé des méthodes de détection des situations synop-
252 tiques favorables aux événements fortement précipitants. Certaines configurations synop-
253 tiques à grande échelle sont qualifiées de discriminantes pour la formation de phénomènes
254 fortement précipitants en Méditerranée nord-occidentale. Les motifs synoptiques avec une
255 dépression à l'ouest de l'Europe Occidentale favorisent la circulation de flux intenses de bas
256 niveaux, chaud et humide, venant du sud de la mer Méditerranée en direction des régions
257 côtières et plus particulièrement sur le sud de la France.

258 Afin d'étudier ces situations synoptiques, Nuissier et al (2011) ont réalisé une classifi-
259 cation à partir de la ré-analyse ERA40 (Uppala et al, 2005) pendant les 40 automnes de
260 la période 1961 - 2000. Au cours de cette période, un algorithme a permis de répartir 70%
261 des HPES en deux classes à partir du géopotential à 500 hPa, du flux d'humidité et de la
262 direction du vent à basse altitude. Pour qualifier un événement d'HPES, l'algorithme doit
263 associer la configuration synoptique d'un moment donné à l'une des deux classes associées
264 aux HPES. Ensuite, la direction du vent à basse altitude doit être comprise entre 110° à
265 180° et le flux d'humidité à basse altitude doit être supérieur à $1,2 \text{ g.kg}^{-1}.\text{m.s}^{-1}$ sur la zone
266 d'étude.

267 Le premier des deux schémas synoptiques à l'origine de précipitations intenses dans
268 le Sud-Est de la France est le schéma CSW pour "Cyclonic SouthWesterly" en anglais (cf.
269 Figure 1.7a). Il se caractérise au niveau supérieur par un bas géopotential proche des îles
270 britanniques prolongé par un thalweg sur le proche Atlantique et la péninsule ibérique.

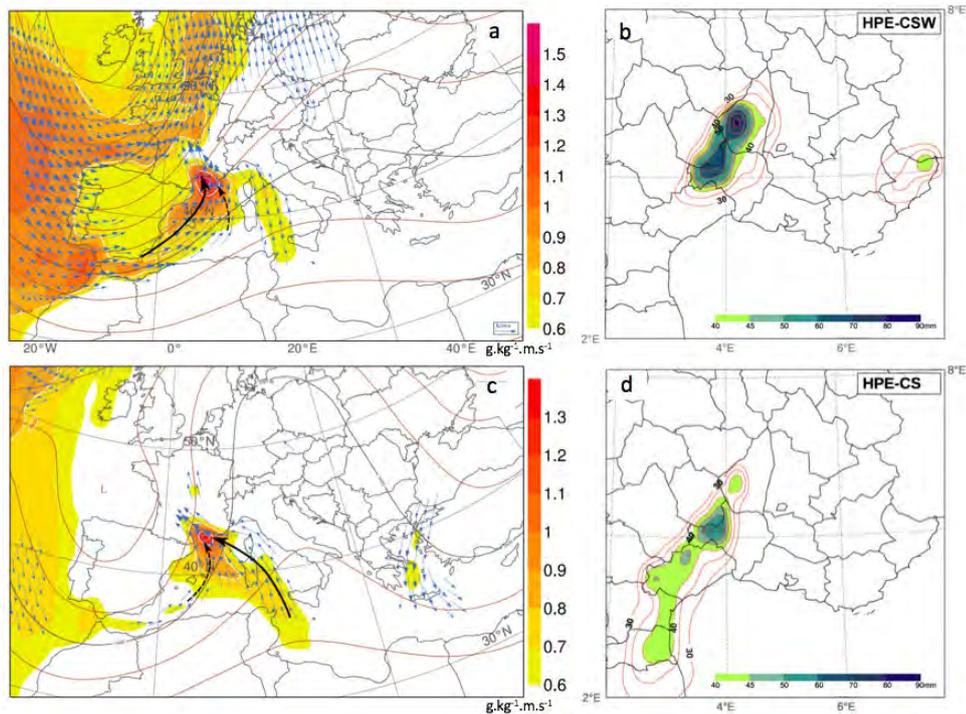


FIGURE 1.7 – Représentation des configurations synoptiques discriminantes pour la formation de phénomènes fortement précipitants sur le Sud-Est de la France et des composites pluviométriques associés. La configuration CSW (a) avec un flux du sud-ouest et la configuration CS (c) avec un flux sud. Le géopotential à 500 hPa (isolignes rouges) ; le flux d'humidité à 925 hPa (plages de couleurs, supérieur à $0.6 \text{ g.kg}^{-1}.\text{m.s}^{-1}$) ; le vent à 925 hPa (flèches bleues, vent supérieur à 5 m.s^{-1}). Le composite pluviométrique pour les événements de type CSW (b) à l'origine de précipitations sur le massif des Cévennes et la Provence et le composite de type CS (d) à l'origine de précipitations sur le Languedoc-Roussillon.

271 Cette configuration induit un flux rapide de sud-ouest en moyenne troposphère sur les
 272 régions du Sud de la France. Le flux de basses couches de sud-ouest contraint par le relief
 273 s'oriente du secteur sud à sud-est sur le golfe du Lion et se renforce. La quasi-totalité
 274 de l'apport d'humidité en basses couches est assuré par le flux humide provenant des
 275 Baléares. De ce point de vue, le schéma synoptique CSW est très différent du second schéma
 276 synoptique appelé CS pour "Cyclonic Southerly" en anglais (cf. Figure 1.7c). En effet, le
 277 flux principal de basses couches chaud et humide s'oriente au Sud-Est pour le schéma CS
 278 provient de la Tunisie au Sud de la Méditerranée. Il est associé à la convergence de basses
 279 couches sur le golfe du Lion avec un flux de sud bien établi en altitude du fait de la présence
 280 d'une dorsale bien développée sur l'Europe centrale et d'un minimum de géopotential sur
 281 le proche Atlantique ou la péninsule ibérique.

282 Les composites pluviométriques réalisés à partir des précipitations caractéristiques pour
 283 une configuration synoptique donnée a permis de déterminer des zones impactées par les
 284 précipitations intenses différentes en fonction de la configuration synoptique. Les HPEs qui
 285 se produisent sur le massif des Cévennes et en Provence (cf. Figure 1.7b) résultent princi-
 286 palement d'écoulements basses couches sud à sud-est correspondant au schéma synoptique
 287 CSW, tandis que les HPEs à l'origine de fortes précipitations sur le Languedoc-Roussillon

288 (cf. Figure 1.7d) sont plutôt associés au schéma CS avec un blocage durable du fait de la
289 position du thalweg et de la dorsale.

290 1.3.4 Les tendances climatiques passées

291 Les sciences du climat permettent de comprendre et de représenter les évolutions de
292 l'état de l'atmosphère sur de longues périodes allant de la saison au millénaire, contraire-
293 ment à la météorologie qui correspond à l'étude des phénomènes atmosphériques à l'échelle
294 de temps des processus physiques en jeu. En Prévision Numérique du Temps (PNT), la
295 modélisation des phénomènes extrêmes a pour but d'anticiper leur arrivée quelques jours
296 à l'avance avec le maximum de précision (heure de début, heure de fin, intensité, locali-
297 sation...) afin d'anticiper les dégâts qu'ils sont susceptibles de provoquer. En climat, les
298 phénomènes extrêmes sont étudiés par le biais de leur caractéristiques moyennes et de leur
299 fréquence d'occurrence. Dans un contexte de changement climatique, il peut y avoir une
300 modification de la fréquence, de l'intensité, de la localisation... de ces phénomènes extrêmes.
301 On va alors parler de tendances.

302 Le réchauffement climatique est observé depuis quelques décennies et c'est pourquoi
303 on peut commencer par se demander si une intensification des pluies extrêmes a déjà été
304 observée dans le passé. Dans l'AR5 de l'IPCC, des changements ont été montrés depuis
305 1950 pour un bon nombre de phénomènes météorologiques et climatiques extrêmes, avec
306 notamment la diminution des extrêmes de froid, l'augmentation des extrêmes de chaleur
307 mais aussi avec la multiplication des épisodes de fortes précipitations comme en témoignent
308 ces deux phrases extraites de l'AR5 de l'IPCC : *"There are likely more land regions where
309 the number of heavy precipitation events has increased than where it has decreased. The
310 frequency and intensity of heavy precipitation events has likely increased in North America
311 and Europe."*, ce qui signifie qu'il a probablement plus de régions sur Terre où le nombre
312 d'HPES a augmenté que de régions où il a diminué et que la fréquence et l'intensité de ces
313 HPES ont probablement augmenté en Europe et en Amérique du Nord.

314 Ce type d'étude est difficile à réaliser car il est nécessaire d'avoir des données d'obser-
315 vations de qualité et à haute fréquence sur une longue période pour mettre en évidence des
316 tendances et ce type de données est disponible principalement en Europe et en Amérique
317 du Nord.

318 Ces dernières années, plusieurs études ont mis en évidence une intensification des pré-
319 cipitations extrêmes dans le Sud-Est de la France (Vautard et al, 2015; Blanchet et al,
320 2018; Ribes et al, 2019). Vautard et al (2015) ont estimé l'augmentation de l'intensité des
321 maxima quotidiens de précipitations dans le massif des Cévennes à +30% depuis 1950. Ils
322 ont aussi estimé à un facteur 3 le raccourcissement de la période de retour des événements
323 dépassant les 300 mm/j comme ceux de l'automne 2014 entre 1950 et aujourd'hui. Ribes
324 et al (2019) ont quant à eux montré, grâce à une étude basée sur les relevés de précipita-
325 tions à partir des pluviomètres du Sud-Est de la France entre 1961 et 2015, que l'intensité
326 des maxima annuels de précipitations associées aux HPES a augmenté de 22% (de +7% à
327 +39% avec un intervalle de confiance à 90%). Il a aussi été observé que la zone impactée

328 par ces phénomènes pour un seuil de pluie donné est de plus en plus grande. De même pour
329 la fréquence des événements dépassant les seuils de précipitations les plus élevés (150 mm/j
330 et 200 mm/j) qui a elle-aussi augmenté au cours des 50 dernières années. Cette augmen-
331 tation est en accord avec l'augmentation attendue selon la relation de Clausius-Clapeyron
332 mais il est probable qu'elle soit plutôt de l'ordre de deux fois le taux prévu par la relation
333 de Clausius-Clapeyron. Cette tendance à l'augmentation de l'intensité et de la fréquence
334 des précipitations a été détectée mais pas formellement attribuée à l'activité anthropique
335 (Ribes et al, 2019).

336 Ces études récentes montrent que nous sommes sur une tendance croissante en intensité
337 et en fréquence des phénomènes de précipitations extrêmes observés dans le Sud-Est de la
338 France.

339 1.4 Modélisation climatique des HPES

340 Avec l'accentuation annoncée du réchauffement climatique dans le futur, il est d'autant
341 plus important de s'intéresser à l'évolution des HPES dans ce contexte de réchauffement
342 climatique. Cette évolution future ne peut s'étudier qu'à l'aide de modèle de climat que
343 nous allons présenter maintenant.

344 1.4.1 Les modèles globaux

345 Les modèles de circulation générale (GCM - General Circulation Model), couramment
346 appelés "modèles globaux", sont indispensables à la représentation et la compréhension des
347 climats passés et futurs. Cependant, du fait des coûts élevés des simulations climatiques
348 qui s'étendent sur de longues périodes, la résolution horizontale de ces modèles est le plus
349 souvent d'une centaine de kilomètres. Cette faible résolution spatiale ne permet pas de
350 représenter correctement les précipitations extrêmes comme on peut le voir sur la figure
351 1.8. La faible résolution inhibe les variations de valeurs de précipitations au sein d'une zone,
352 ne prenant pas en compte les facteurs de fine échelle comme le relief qui est fortement lissé
353 avec les GCMS.

354 De manière générale, les modèles globaux tendent à surestimer le pourcentage de la
355 contribution et la fréquence des pluies faibles tout en sous-estimant les pluies abondantes
356 (Torma et al, 2015). Avec une telle résolution, les GCMS sont capables de reproduire cor-
357 rectement la variabilité du climat à grande échelle mais ne sont pas adaptés à l'étude des
358 processus de petite échelle tels que les phénomènes de pluies intenses. Zhang et al (2016)
359 ont montré avec trois modèles globaux que lorsque la résolution horizontale est augmentée,
360 les précipitations mondiales inférieures à 11 mm/j sont moins fréquentes, tandis que les
361 précipitations moyennes à fortes supérieures à 20 mm/j augmentent.

362 Les événements de pluies intenses sont des phénomènes très sensibles aux processus de
363 fines échelles que les GCMS ne peuvent pas représenter correctement. Du fait de l'import-
364 tance des enjeux liés aux précipitations, il a fallu développer des méthodes afin de mieux

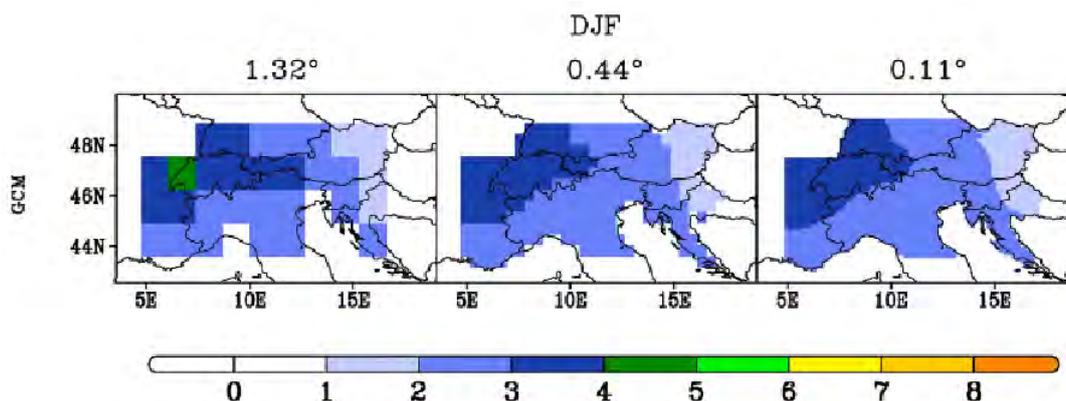


FIGURE 1.8 – Moyenne de précipitation journalière (mm/j) issues d'un ensemble de GCMs et des observations de précipitations EURO4M, pour la région alpine pendant la période hivernale (djf, décembre à janvier) entre 1976 et 2005 et interpolées aux résolutions à trois différentes résolutions (150 km, 50 km et 12,5 km) (Torma et al, 2015).

365 les représenter pour évaluer l'impact du changement climatique sur les précipitations, notam-
 366 tament les méthodes de descentes d'échelle.

367 1.4.2 Les méthodes de descente d'échelle

368 Le besoin de représenter le climat à une échelle régionale justifie le recourt à des mé-
 369 thodes de descente d'échelle. Il y a trois techniques principales pour faire de la descente
 370 d'échelle :

- 371 — les méthodes de descente d'échelle dynamique avec l'utilisation de modèles clima-
 372 tiques régionaux (RCMS - Regional Climate Model). On en distingue deux types :
 373 — les modèles à aire limitée (méthode utilisée dans la suite de cette thèse) ;
 374 — les modèles globaux avec un zoom sur une région : le pôle du modèle est basculé
 375 sur la zone d'intérêt, comme c'est le cas pour le modèle global de Météo-France :
 376 ARPEGE étiré (Déqué and Piedelievre, 1995; Gibelin and Déqué, 2003) ;
- 377 — les méthodes statistiques de descente d'échelle qui peuvent elles-même être classées
 378 en trois grandes familles selon Wilby and Wigley (1997). Les premières méthodes
 379 sont dites de régression et visent à établir un lien statistique entre la série des
 380 prédicteurs simulés et celle des prédictants observés. Les secondes méthodes dites
 381 des analogues sont basées sur les régimes de temps et réalisent au préalable une
 382 classification des situations synoptiques en régimes ou types de temps. Elles s'at-
 383 tachent ensuite à relier les valeurs prises par les prédicteurs à celles des prédictants
 384 en fonction de cette classification. Les troisièmes sont les générateurs de temps qui
 385 produisent des séquences aléatoires de variables météorologiques semblables à celles
 386 observées.

387 Ces méthodes permettent généralement d'aboutir à des résultats proches des obser-
 388 vations en climat présent. Cependant, ces méthodes sont discutables pour réaliser
 389 des scénarios de changements climatiques car elles se basent principalement sur une
 390 expérience passée et il n'est pas dit que la relation statistique établie pour un climat

391 présent sera toujours valable dans un climat futur.
 392 — Dans le cadre du projet CYPRIM (CYClogénèses et PRéCipitations Intenses en région
 393 Méditerranéenne) entre 2005 et 2008, une démarche statistico-dynamique de des-
 394 cente en échelle jusqu'à une échelle très fine de 2,5 km a été utilisée pour estimer
 395 l'impact du changement climatique sur les précipitations extrêmes dans le Sud-Est
 396 de la France (Nuissier et al, 2011; Beulant et al, 2011) afin de mieux représen-
 397 ter les épisodes méditerranéens dans un contexte de changement climatique. Dans
 398 Beulant et al (2011), les auteurs ont combiné deux méthodes de descente d'échelle.
 399 Dans un premier temps, ils ont repris la classification réalisée dans Nuissier et al
 400 (2011). Ils ont ainsi sélectionné 20 situations de circulation à grande échelle les plus
 401 proches des classes déterminées pour des périodes du climat présent (1961-2000)
 402 et futur (2070-2099) selon le scénario IPCC-SRES-A2 (pour IPCC Special Report on
 403 Emissions Scenarios). Ensuite, ces situations sélectionnées ont été simulées avec le
 404 modèle non-hydrostatique méso-NH à haute résolution afin de représenter adéqua-
 405 tement les processus à l'origine des HPES.

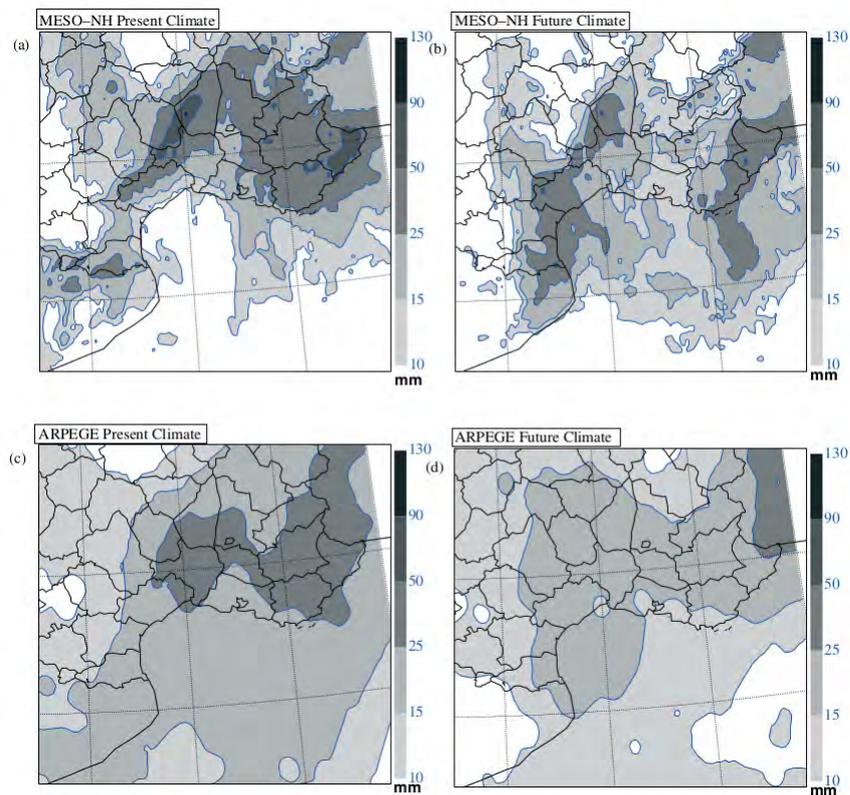


FIGURE 1.9 – Composites des cumuls de pluies simulées (mm/24h) pour les cas présents et futurs d'HPES avec le modèle Méso-NH à 2,5 km à haute résolution horizontale et avec le modèle régional de climat ARPEGE-Climat à 50 km de résolution (Beulant et al, 2011).

406 La combinaison de ces deux méthodes permet en particulier de se rendre compte de
 407 la valeur ajoutée d'un modèle non-hydrostatique (Figure 1.9a) quant à la régiona-
 408 lisation des HPES dans le Sud-Est de la France par rapport à un modèle régional à
 409 50 km de résolution (Figure 1.9c).

410 1.4.3 Les Modèles Régionaux de Climat (RCM)

411 L'utilisation des modèles régionaux en climat permet d'augmenter la résolution hori-
412 zontale. Effectuer des simulations globales à haute résolution en climat engendrerait des
413 coûts de simulations trop importants. La résolution d'un modèle climatique joue un rôle
414 important dans la simulation des précipitations. Une meilleure résolution peut avoir un im-
415 pact conséquent sur les précipitations orographiques car les systèmes convectifs sont mieux
416 reproduits avec une orographie mieux représentée.

417 Une étude du rôle de la résolution du modèle sur les précipitations a été réalisée dans
418 Déqué and Somot (2008) : les auteurs y ont comparé deux simulations issues du même
419 RCM (ALADIN-Climat) à deux résolutions différentes (50 km et 12,5 km) utilisant la même
420 simulation forçante et ils ont montré que la valeur ajoutée d'une simulation ALADIN-Climat
421 à 12,5 km était significative pour la représentation des pluies extrêmes mesurées ici par la
422 valeur du quantile 99 des précipitations quotidiennes. Plus tard, Di Luca et al (2013) ont
423 estimé la valeur ajoutée des RCMS (50 km) à 15% par rapport au GCMS (300 km) sur les
424 précipitations moyennes en Amérique du Nord.

425 Par la suite, des études multi-modèles s'appuyant sur les simulations coordonnées dans
426 le cadre des projets EURO-CORDEX (EUROpean COordinated Regional Downscaling EXpe-
427 riment) et Med-CORDEX (Mediterranean COordinated Regional Downscaling EXperiment)
428 ont mis en évidence la valeur ajoutée des RCMS à haute résolution (12,5 km) par rapport
429 aux RCMS et aux GCMS à plus faible résolution (respectivement 50 km et 150 km). Pour
430 identifier la valeur ajoutée d'un RCM par rapport à un GCM, l'incertitude liée à l'estimation
431 des informations à échelle fine doit être relativement faible par rapport à l'information
432 elle-même afin de pouvoir dire que les RCMS sont capables de simuler des phénomènes de
433 petite échelle de manière réaliste réaliste (Di Luca et al, 2013).

434 Jacob et al (2014) ont montré que les simulations des modèles climatiques régionaux
435 fournissent des intensités de précipitations moyennes et extrêmes quotidiennes plus élevées
436 que les modèles climatiques globaux. Torma et al (2015), Prein et al (2016), Ruti et al
437 (2016) et Fantini et al (2018) ont montré grâce aux simulations pilotées par ERA-Interim
438 des projets EURO-CORDEX et Med-CORDEX que la valeur ajoutée sur la représentation
439 des précipitations extrêmes était valable sur différentes régions d'Europe et plus particu-
440 lièrement dans le Sud-Est de la France (Figure 1.10). La figure 1.10 met en évidence la
441 valeur des simulations à haute résolution (12,5 km vs 50 km) dans la représentation des
442 précipitations extrêmes quotidiennes avec deux RCMS. La base de données d'observations
443 de précipitations quotidiennes SAFRAN permet une évaluation robuste des précipitations
444 quotidiennes simulées par ces modèles.

445 L'étude de Leutwyler et al (2017) met en évidence les limites d'un ensemble de RCMS
446 d'EURO-CORDEX à reproduire les événements fortement précipitants en Allemagne. Les
447 épisodes de pluies intenses sont généralement des événements d'échelle sub-quotidienne.
448 L'étude de Berg et al (2019) basée sur un ensemble de simulations d'EURO-CORDEX montre
449 que les RCMS ne sont pas adaptés pour l'étude des fortes précipitations sub-quotidiennes.

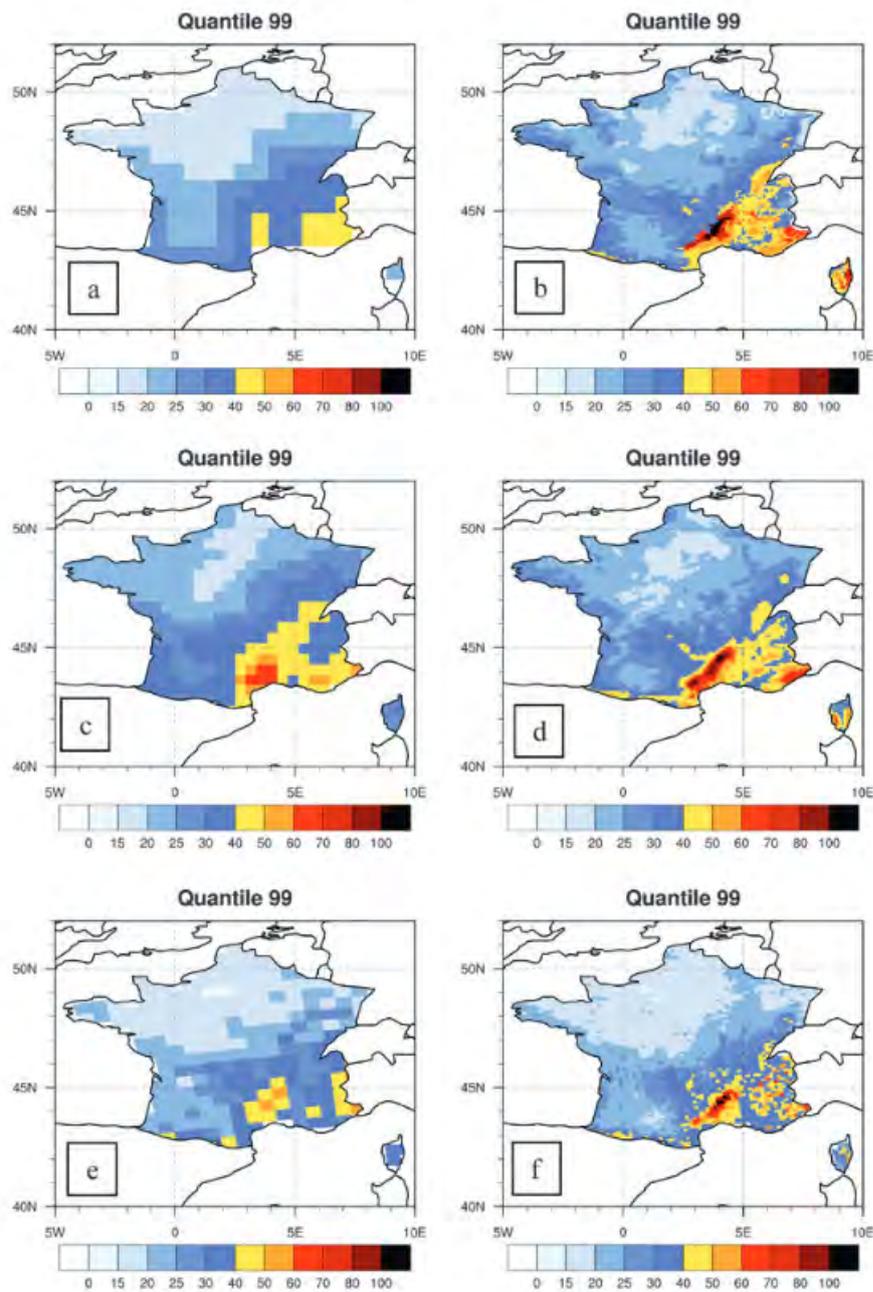


FIGURE 1.10 – *Quantile 99 des précipitations journalières (mm/j) pour la période SON entre 1989 et 2008 : (a) ERA-Interim; (b) SAFRAN, 9 km; (c) COSMO-CLM model, 50 km; (d) COSMO-CLM model, 12 km; (e) ALADIN-Climate model, 50 km; and (f) ALADIN-Climate model, 12 km dans Ruti et al (2016).*

450 1.4.4 Le développement des Modèles Régionaux de Climat à 451 convection profonde explicite

452 Les études de cas et les modèles de prévision du temps ont montré que les phénomènes
453 convectifs à l'origine des HPES ne sont toujours pas correctement représentés par les modèles
454 à convection profonde paramétrée avec une résolution typique de 50 à 10 km de résolution.
455 En effet, les systèmes convectifs à l'origine des HPES sont très localisés et de petite taille.

456 Des mailles de 10 km lissent la topographie et ne permettent pas de représenter fidèlement
457 les processus de soulèvement de la masse d'air instable, chaude et humide et les poches
458 froides.

459 Ainsi, en augmentant encore la résolution des modèles à aire limitée, on améliore la
460 représentation du relief, la microphysique du modèle et cela permet aux modèles de mieux
461 représenter la convection profonde dans l'atmosphère grâce à la physique non-hydrostatique
462 et par conséquent, mieux représenter les phénomènes à l'origine des pluies extrêmes. Du-
463 crocq et al (2002) ont reproduit certains cas de pluies extrêmes du Sud-Est de la France
464 avec le modèle non-hydrostatique Meso-NH à deux résolutions différentes, à 10 km avec une
465 convection paramétrée et à 2,5 km avec une convection profonde explicite. Les auteurs ont
466 montré que la simulation de Meso-NH avec la plus haute résolution et la convection pro-
467 fonde explicite représentait mieux les HPES. De la même manière, les études de Richard et al
468 (2007) et Khodayar et al (2016) ont montré qu'avec des ensembles de modèles à convection
469 profonde explicite à 2 km de résolution, les extrêmes de précipitations sont mieux simulés
470 qu'avec des modèles hydrostatiques avec des résolutions plus faibles (12 km). Récemment,
471 l'étude de Coppola et al (2019), à laquelle j'ai participé (cf. Annexe B), montre la capacité
472 des modèles à convection profonde explicite à reproduire trois cas de fortes précipitations en
473 Europe grâce à un large ensemble de simulations pilotées par ERA-Interim. Dans le même
474 temps, l'étude de Berthou et al (2019) a montré que les modèles à convection explicite
475 représentaient mieux les événements de pluies intenses dans le Sud-Est de la France (c.f.
476 Figure 1.11). En étudiant le cas du Gard de septembre 2002, ils ont montré à partir de deux
477 couples de modèles, que les modèles à convection paramétrée avaient deux comportements
478 différents tandis que les CPRCMs s'accordent pour une meilleure représentation de cette
479 situation. C'est pour toutes ces raisons que le modèle à aire limitée à convection profonde
480 explicite "AROME" (2,5 km de résolution) a été élaboré puis mis en service au profit de la
481 PNT à Météo-France en décembre 2008.

482 Jusqu'à récemment, des simulations en mode climat avec ce type de LAMs (Modèle
483 à Aire Limitée, Limited Area Models en anglais) à très haute résolution n'étaient pas
484 envisageables du fait des coûts de calcul informatique qu'elles représentaient. Les études
485 statistico-dynamiques telles que celle de Beuland et al (2011) et Najac et al (2009) étaient
486 le meilleur moyen de faire des études de climat à haute résolution, que ce soit pour l'étude
487 des pluies extrêmes ou des vents de surface. Cependant ces méthodes étaient limitées par
488 le nombre de cas et ne sont pas statistiquement représentatives. Avec les avancées tech-
489 nologiques de ces dernières années et l'augmentation des capacités de calcul des supercal-
490 culateurs, il est maintenant possible d'effectuer des simulations à très haute résolution en
491 mode climat avec cette nouvelle génération de RCMS à convection profonde résolue qu'on
492 appelle les CPRCMs. Prein et al (2017) ont montré que les circulations de méso-échelle sont
493 bien reproduites par les CPRCM. Kendon et al (2014) ont, quant à eux, montré qu'avec
494 le CPRCM du Met Office Hadley Centre, les phénomènes convectifs estivaux en Angleterre
495 sont mieux représentés qu'avec un RCM standard. Leutwyler et al (2017) ont montré grâce
496 à une simulation de 10 ans (1999-2008) pilotée par ERA-Interim la valeur ajoutée d'un
497 modèle à convection partiellement résolue sur la représentation des pluies horaires maxi-
498 males sur les régions avec ou sans relief accidenté. Ban et al (2015) et Fosser et al (2015)

499 ont montré que les précipitations horaires et que le cycle diurne des précipitations étaient
 500 mieux représentés sur différentes régions d'Europe. Berthou et al (2019) ont confirmé ce ré-
 501 sultat et ont montré que l'utilisation de CPRCMs pour l'étude des HPES amenait une valeur
 502 ajoutée par rapport aux RCMs standards notamment sur l'étude des événements fortement
 503 précipitants dans le sud de la France. A l'échelle des précipitations sub-quotidiennes, Len-
 504 derink and Van Meijgaard (2008) et Lenderink and Van Meijgaard (2010) ont montré que le
 505 taux d'intensification des pluies horaires devrait être plus élevé que pour les précipitations
 506 journalières en raison de la nature des phénomènes convectifs, c'est-à-dire de la nature
 507 dynamique de l'interaction humidité-température et de la libération de chaleur latente.

508 Les cumuls et les distributions spatiales de précipitations sont plus proches des obser-
 509 vations en partie grâce à la représentation explicite de la convection profonde qui permet
 510 de mieux représenter les fortes pluies horaires.

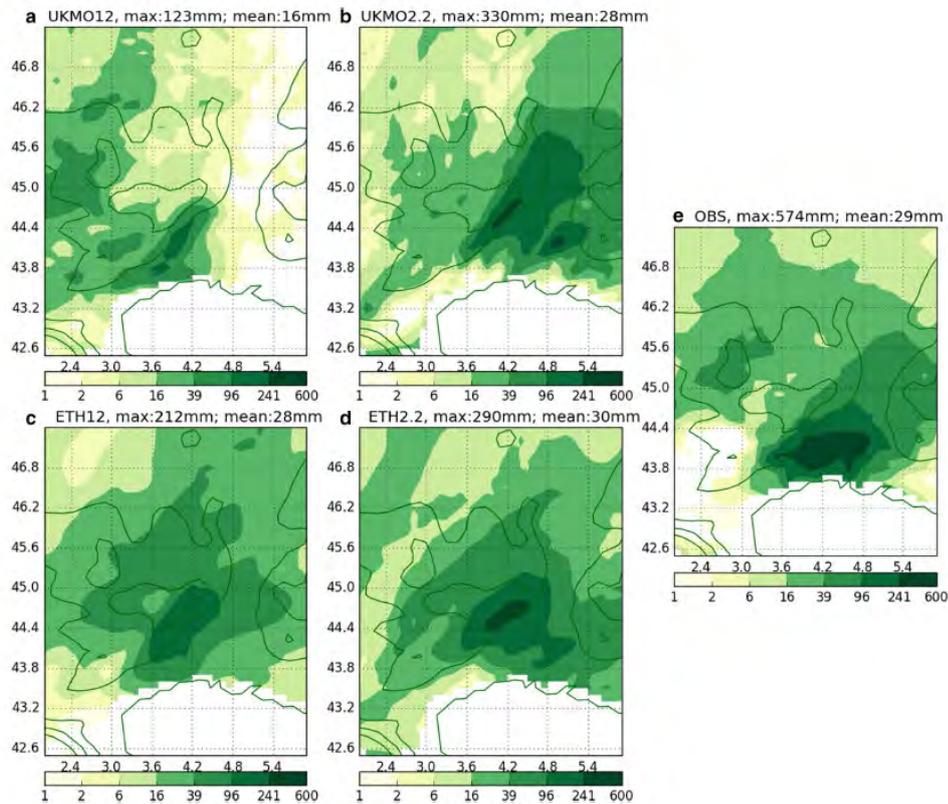


FIGURE 1.11 – Précipitations totales pour l'événement du Gard les 8 et 9 septembre 2002 pour les deux couples de modèles (RCMs à 12,5 km à gauche et CPRCMs à 2,2 km à droite) du Met Office (en haut) et de l'ETHZ (en bas, acronyme de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Zürich en allemand). Les simulations sont comparées aux analyses de précipitations SAFRAN (Berthou et al, 2019).

511 1.4.5 L'exercice international CORDEX - FPS-convection

512 Cette thèse s'inscrit dans l'exercice international CORDEX FPS-convection (COordinated
513 Regional Downscaling EXperiment - Flagship Pilot Study on convection). Cet exercice a
514 pour but premier de coordonner la communauté scientifique européenne de modélisation
515 régionale du climat à haute résolution, et de fournir une évaluation collective de notre
516 capacité de modélisation des phénomènes convectifs. Un second objectif est de façonner
517 ensemble une évaluation des conséquences du changement climatique sur les événements
518 convectifs d'échelle locale et régionale, en étudiant leurs processus et leurs évolutions dans
519 quelques régions clés d'Europe et de Méditerranée à l'aide de CPRCMs. Il y a 32 groupes de
520 recherche engagés dans le FPS-convection, utilisant 6 CPRCMs différents (AROME, RegCM4,
521 COSMO-CLM, WRF, REMO-NH et UM).

522 Afin de donner le plus de cohérence et de robustesse possible aux études du FPS-
523 convection, la communauté s'est mise d'accord sur un protocole commun pour les simula-
524 tions sur les différentes zones d'étude. Le protocole est détaillé sur le site du FPS-convection :
525 "<https://www.hymex.org/cordexfps-convection/wiki/doku.php?id=Home>". Dans cette thèse,
526 j'utilise des simulations réalisées sur le domaine alpin du FPS-convection (cf. Partie 1.4.5).

527 Un premier travail collaboratif auquel j'ai contribué avec la version d'AROME utilisée
528 au CNRM (CNRM-AROME41t1 a été récemment publié dans le cadre du FPS-convection,
529 l'étude de Coppola et al (2019) (cf. Annexe B). Nous avons montré la capacité des CPRCMs
530 à représenter trois cas de précipitations extrêmes en Europe : un cas d'été sur l'Autriche
531 (22-25 juin 2009), un événement de Foehn en automne sur les Alpes suisses (4-6 Novembre
532 2014) et un HPE intensément documenté sur la côte méditerranéenne (IOP16 pour Intensive
533 Observation Period, HyMeX, du 25 au 27 octobre 2012).

534 Les résultats préliminaires de cette étude constituent un argument de poids en faveur
535 d'une approche fondée sur les ensembles de simulation pour étudier les processus convectifs.
536 Ils illustrent à la fois les promesses et les défis auxquels fait face la communauté de modéli-
537 sation régionale à très haute résolution afin de fournir des études d'impacts du changement
538 climatique réaliste sur les phénomènes convectifs à l'origine des précipitations intenses en
539 Europe.

540 1.5 L'évolution future des pluies extrêmes

541 1.5.1 Les scénarios de changement climatique

542 Les scénarios socio-économiques futurs de trajectoires de forçage radiatif pour le 21^{ème}
 543 siècle et au-delà utilisés dans cette thèse sont les scénarios RCP (Representative Concen-
 544 tration Pathway). Ils ont été établis par l'IPCC (GIEC en français pour : Groupe d'experts
 545 Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat) pour son cinquième rapport, IPCC-AR5
 546 (Intergovernmental Panel on Climate Change - Fifth Assessment Report), sur la base de
 547 300 scénarios publiés dans la littérature. Les scénarios RCP reposent sur quatre hypothèses
 548 différentes concernant la quantité de gaz à effet de serre et d'aérosols qui sera émise dans
 549 les années à venir pour la période 2006-2100. Chaque projection climatique réalisée avec
 550 un modèle de climat et forcée par un scénario RCP donne une variante jugée probable du
 551 climat qui résultera du niveau d'émission choisi.

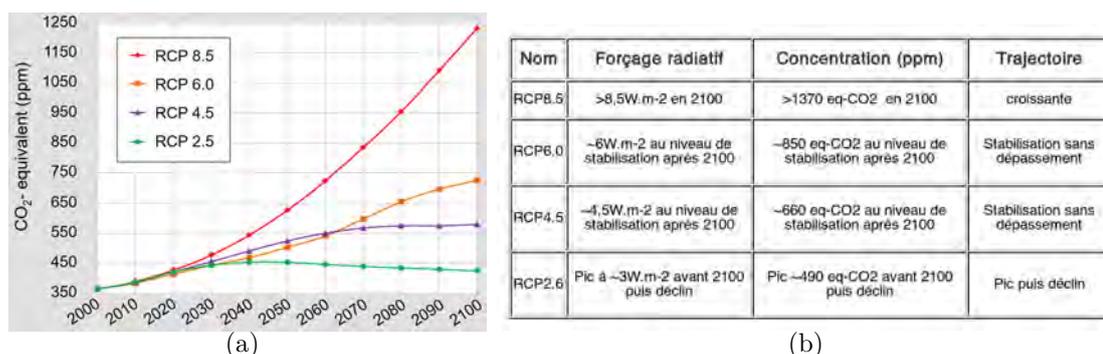


FIGURE 1.12 – a) Représentation de tous les agents équivalent-CO₂ du forçage atmosphérique, selon quatre scénarios RCP (en ppm) issue du l'AR5 de l'IPCC, b) Tableau récapitulatif des valeurs du forçage radiatif (W/m²) et de la concentration des agents équivalent-CO₂ (ppm) pour chacun des quatre RCP de l'IPCC-AR5. Un nouveau record de concentration des agents équivalent-CO₂ a été observé à Hawaii le 11 Mai 2019 avec une concentration 415.26 ppm.

552 Les scénarios RCP sont nommés d'après la gamme de forçage radiatif additionnel ainsi
 553 obtenue pour l'année 2100 par rapport à la période pré-industrielle. Le scénario RCP2.6
 554 correspond à un forçage radiatif additionnel de +2,6 W/m², le scénario RCP4.5 à +4,5
 555 W/m², et de même pour les scénarios RCP6.0 et RCP8.5 (Figure 1.12b). Le forçage radiatif,
 556 exprimé en W/m², est un changement du bilan radiatif correspondant à la différence entre
 557 le rayonnement entrant et le rayonnement sortant au sommet de la troposphère (entre 8 km
 558 et 15 km selon la latitude et la saison). Il résulte du changement des facteurs d'évolution du
 559 climat, comme la concentration des gaz à effet de serre. Plus ce forçage radiatif est élevé,
 560 plus le système terre-atmosphère gagne en énergie et se réchauffe. De ce fait, le scénario
 561 RCP8.5 est le plus pessimiste, il n'était dépassé que par environ 10% des hypothèses envi-
 562 sagées. A noter qu'aujourd'hui, en 2019, nos émissions sont supérieures à celles envisagées
 563 dans ce scénario dit "pessimiste" pour l'année 2019.

564 1.5.2 Evolution future des pluies extrêmes selon les GCMs

565 Selon l'AR5 de l'IPCC, les projections réalisées sur la base de tous les scénarios d'émiss-
566 sions considérés indiquent une augmentation de la température de surface au cours du
567 21^{ème} siècle mais aussi que les océans devraient quant à eux continuer de se réchauffer, de
568 s'acidifier et que le niveau moyen de la mer devrait continuer de s'élever. La fréquence et
569 la durée des vagues de chaleur devraient augmenter. Les précipitations moyennes devraient
570 augmenter sur presque tout le globe (c.f. Figure 1.13), les précipitations devraient ainsi
571 augmenter de 5% au nord de la Méditerranée alors que dans le sud de la Méditerranée
572 la signal est relativement bruité. Les épisodes de pluies intenses devraient d'une manière
573 générale être plus intenses et plus fréquents.

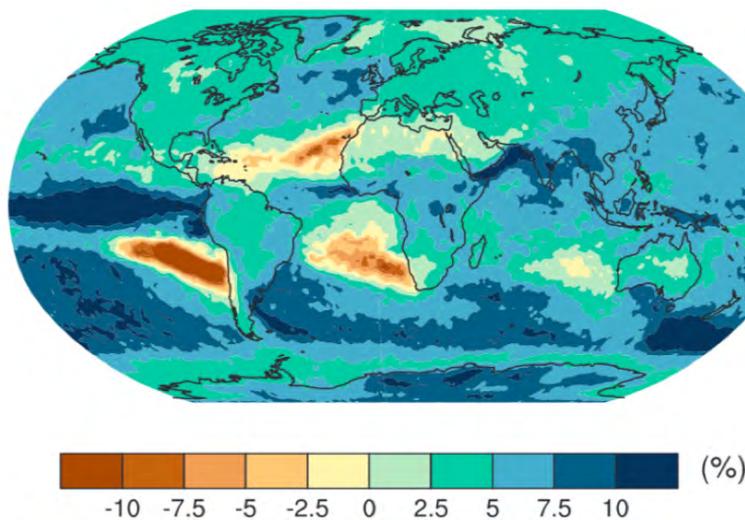


FIGURE 1.13 – *Changement du quantile 99 des précipitations quotidiennes pour l'horizon 2081–2100 par rapport à la période 1986–2005 selon le scénario RCP8.5 pour 29 GCMs, Source IPCC-AR5*

574 On s'attend à ce que les fortes pluies s'intensifient en réponse au réchauffement clima-
575 tique (Allan et al, 2010; O'Gorman and Schneider, 2009). Les précipitations quotidiennes
576 maximales annuelles devraient augmenter de 6 à 7% par degré de réchauffement en ré-
577 ponse à l'augmentation du taux d'humidité atmosphérique d'après la relation de Clausius-
578 Clapeyron (Trenberth et al, 2003; Pall et al, 2007). L'étude de Bador et al (2018) a permis
579 de mettre en évidence grâce à un ensemble de 27 GCMs, que l'intensité des précipitations
580 extrêmes devrait augmenter fortement d'ici la fin du siècle dans un contexte de changement
581 climatique. Les auteurs ont aussi montré que l'augmentation en intensité des précipitations
582 extrêmes étaient plus importantes pendant les saisons humides.

583 Enfin, Borodina et al (2017) suggèrent que d'une manière générale, dans les régions où
584 l'intensité des précipitations est élevée, la plupart des GCMs sous-estiment probablement
585 l'intensification future des fortes précipitations. La contrainte d'observation qu'ils ont ap-
586 pliquée suggère une intensification des pluies intenses futures nettement plus forte que la
587 moyenne multi-modèles.

588 1.5.3 Evolution future des pluies extrêmes selon les RCMS

589 L'étude de Jacob et al (2014) quantifie l'évolution des précipitations extrêmes en Europe
590 grâce à des simulations effectuées avec des modèles régionaux à 12,5 km de résolution dans
591 le cadre des projets EURO-CORDEX et Med-CORDEX. Ils ont montré que les simulations avec
592 des RCMS fournissent un changement climatique significativement différent des intensités
593 de précipitations quotidiennes permettant de mieux représenter les pics de précipitations.
594 Par ailleurs, l'analyse d'impact du réchauffement climatique montre que pour le RCP8.5, le
595 changement climatique est effectivement plus prononcé qu'avec le RCP4.5. Par ailleurs, les
596 simulations suivant un scénario RCP8.5 montrent que la réponse des précipitations extrêmes
597 au changement climatique dépend de la période de l'année. En effet, en ce qui concerne le
598 Sud-Est de la France, les signaux sont inversés selon les saisons. Les simulations indiquent
599 qu'à la fin du 21^{ème} les fortes précipitations devraient diminuer d'environ 15% dans la
600 région en été (JJA), mais que, a contrario, les fortes précipitations devraient augmenter de
601 15% à 25% au cours de l'automne à la fin du siècle (Figure 1.14). Pour conclure, il faut
602 noter que le signal montre une nette augmentation des précipitations extrêmes sur le Nord
603 de l'Europe alors qu'en Méditerranée le signal est mitigé selon les régions et les saisons.

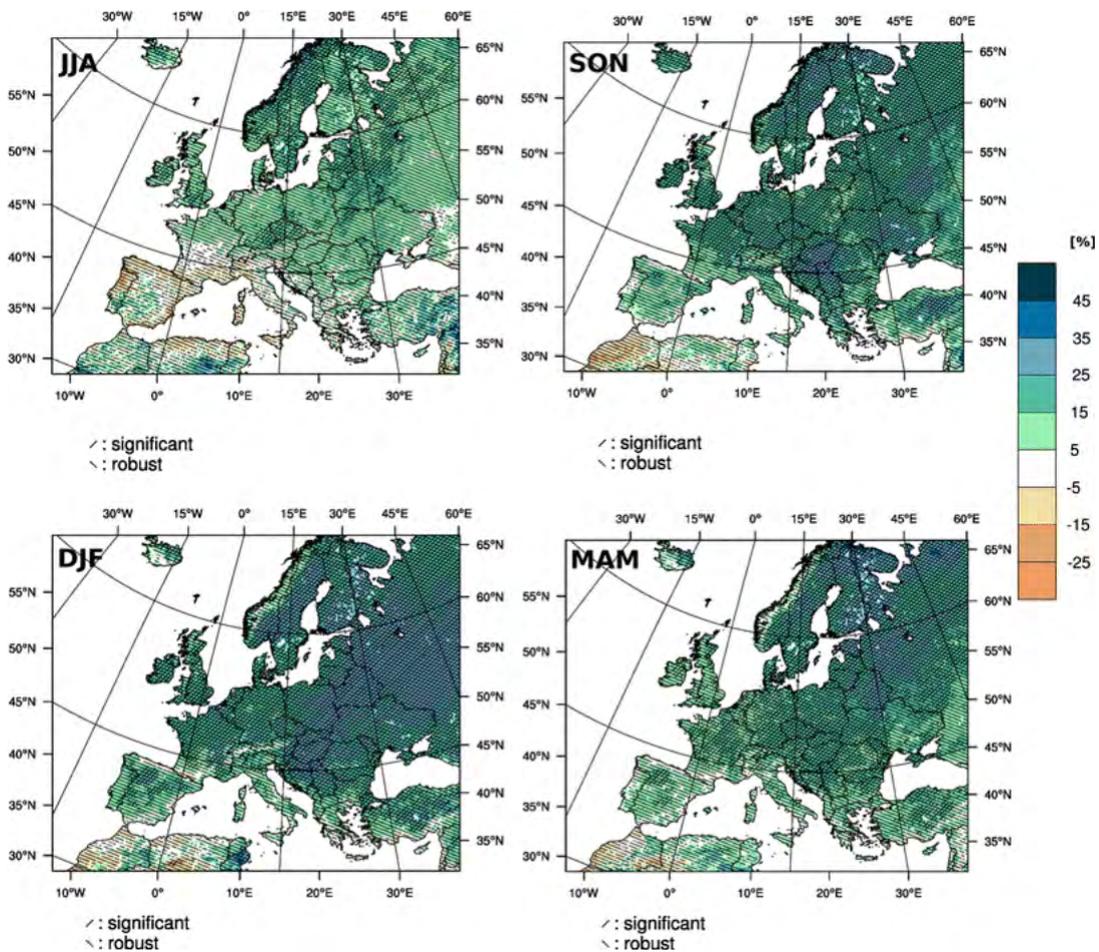


FIGURE 1.14 – Projection du changement de précipitations extrêmes pour chaque saison (%) basé sur le scénario RCP8.5 pour la période 2071–2100 (Jacob et al, 2014).

604 Torma et al (2015) ont quant à eux montré que dans les projections futures, les RCMS
 605 changeaient le signal de changement climatique par rapport aux GCMS grâce à la meilleure
 606 représentation spatiale des précipitations dans les régions avec un relief accidenté comme les
 607 Alpes. Colmet-Daage et al (2017) et Drobinski et al (2018) ont montré, avec des projections
 608 climatiques suivant le scénario RCP8.5, que les précipitations devraient augmenter de 15%
 609 pendant l'automne d'ici 2100 dans le Sud-Est de la France. Tramblay and Somot (2018)
 610 ont quant à eux caractérisé la réponse des précipitations extrêmes à partir de simulations
 611 issues d'EURO-CORDEX par bassin versant pour le pourtour de la Méditerranée. Ils ont
 612 montré que dans les régions au Sud de la Méditerranée, les précipitations extrêmes devraient
 613 diminuer à la fin du 21^{ème} selon le scénario RCP8.5 alors que dans les régions au Nord
 614 de la Méditerranée, les précipitations extrêmes devraient augmenter. Ils ont estimé cette
 615 augmentation à +6% (-10% à 14%) pour les trois bassins versants du Sud-Est de la France
 616 (Figure 1.15), ce qui est plus faible que l'évolution attendue selon la relation de Clausius-
 617 Clapeyron.

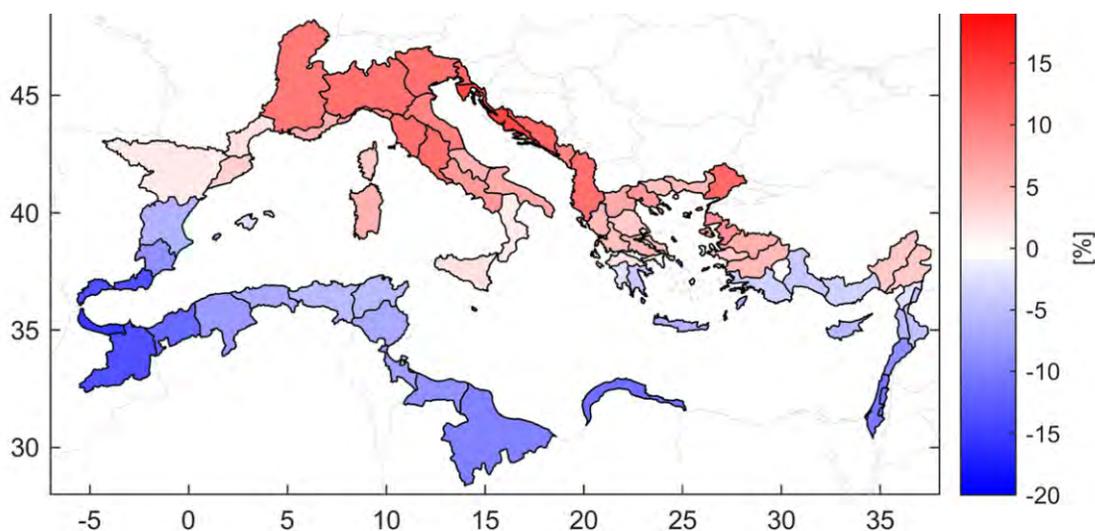


FIGURE 1.15 – Evolution des précipitations extrêmes en pourcentage par bassin versant sur le pourtour méditerranéen avec le réchauffement climatique selon les simulations climatiques issues du projet EURO-CORDEX suivant le scénario RCP8.5 (Tramblay and Somot, 2018).

618 1.5.4 Les résultats basés sur les CPRCMs

619 La méthode statistico-dynamique de descente d'échelle utilisée dans Beuland et al
 620 (2011) semble indiquer une légère diminution en intensité des précipitations intenses sur le
 621 Massif Central et les Alpes au profit d'une augmentation des précipitations extrêmes sur
 622 le Languedoc-Roussillon pour la fin du 21^{ème} siècle (cf. Figure 1.9a,b). Malgré le manque
 623 de robustesse des résultats, du fait du faible nombre de situations étudiées, les auteurs
 624 ont mis en évidence un changement de fréquence des classes CS et CSW (Nuissier et al,
 625 2011). Cette approche a d'une part démontré l'intérêt d'utiliser ces méthodes de descente
 626 en échelle statistico-dynamique pour mieux représenter les processus physiques grâce aux

627 modèles à hautes résolution, ce qui a pour conséquence une meilleure régionalisation des
628 phénomènes de pluies intenses en climat futur.

629 Ces dernières années, des projections climatiques avec des CPRCMs ont montré que
630 l'intensité des pluies horaires pendant les HPES devrait augmenter dans un contexte de
631 changement climatique sur différentes régions d'Europe comme en Allemagne, en Suisse et
632 en Angleterre selon des projections climatiques avec le scénario RCP8.5 (Ban et al, 2015;
633 Kendon et al, 2017; Ban et al, 2019). Kendon et al (2017) ont montré l'intérêt d'utiliser
634 des CPRCMs pour étudier l'évolution des événements précipitants à condition que les chan-
635 gements à grande échelle du GCM soient fiables. Lenderink et al (2019) ont montré grâce à
636 une étude de changement climatique basée sur l'approche dite "Pseudo-Global Warming"
637 (PGW) considérant un réchauffement de 2 degrés appliqué aux conditions latérales du mo-
638 dèle, que les précipitations horaires intenses sur le pourtour de la Méditerranée devraient
639 augmenter d'environ 12 à 16% par degré de réchauffement (Figure 1.16). Cependant, la
640 technique du PGW ne permet pas de prendre en compte les changements de régimes de
641 temps potentiels liés au réchauffement climatique.

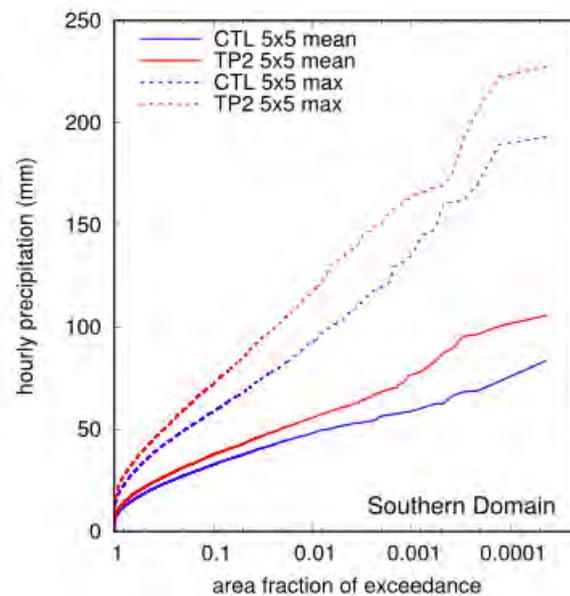


FIGURE 1.16 – *Distribution des précipitations extrêmes horaires sur la Méditerranée, CTL : période historique, TP2 : période scénario (Lenderink et al, 2019).*

642 Toutefois, il est difficile de répondre à la demande de projections d'impact du chan-
643 gement climatique sur les précipitations extrêmes en raison de nos connaissances limitées
644 sur la réponse passée des précipitations extrêmes au changement climatique, les données
645 d'observations étant insuffisantes pour évaluer les modèles. De plus, les modèles clima-
646 tiques globaux et les modèles régionaux standards ne s'accordent pas sur le devenir des
647 précipitations intenses en Méditerranée. Les modèles globaux ont tendance à montrer une
648 augmentation des précipitations dans la région Méditerranée tandis que les RCMs montrent
649 de fortes variations selon les régions. Toutes ces incohérences font de la région Méditerranée
650 une région pleine d'intérêt d'autant plus qu'elle est très peuplée et considérée comme un

651 "hot-spot" du changement climatique. Les nouveaux CPRCMs ont la capacité de simuler
652 les processus à l'origine des précipitations extrêmes comme la convection ce qui fait d'eux
653 un outil efficace pour étudier l'évolution des événements de pluies intenses à des échelles
654 quotidiennes et sub-quotidiennes dans le futur. A notre connaissance, il n'y a aucune étude
655 sur l'évolution future des HPES dans le Sud-Est de la France avec des CPRCMs.

656 **1.6 Objectifs de la thèse et organisation du manuscrit**

657 **1.6.1 Objectifs de la thèse**

658 **Dans quelle mesure un modèle régional de climat à convection profonde**
659 **explicite (CPRCM) est-il capable de simuler les précipitations extrêmes surve-**
660 **nant lors des événements de pluies intenses dans le Sud-Est de la France ?**

661 C'est la question initiale de ce travail de thèse dont l'objectif est de déterminer si
662 les CPRCMs apportent une véritable valeur ajoutée pour la représentation des événements
663 fortement précipitants à une échelle journalière et horaire dans le Sud-Est de la France par
664 rapport à des RCMs à résolution standard (12,5 km).

665 **Les modèles régionaux résolvant explicitement la convection montrent-ils**
666 **une augmentation de la fréquence et une intensification des HPES dans le futur**
667 **dans le Sud-Est de la France ?**

668 L'objectif principal de la thèse est d'utiliser des CPRCMs pour savoir si on doit s'attendre
669 à une augmentation des précipitations extrêmes dans la région du Sud-Est de la France au
670 21^{ème} siècle.

671 **1.6.2 Organisation du mémoire de thèse**

672 A la suite de ce premier chapitre d'introduction, la thèse s'articule de la manière sui-
673 vante.

674 **Le chapitre 2** présente les caractéristiques des RCMs et des CPRCMs qui ont été les
675 outils principaux de mon travail ainsi que les méthodologies relatives à chaque simulation. Il
676 présente aussi les bases de données de référence utilisées dans cette thèse pour l'évaluation
677 des modèles.

678 **Le chapitre 3** présente les résultats de l'évaluation de la valeur ajoutée du CPRCM
679 CNRM-AROME par rapport au RCM ALADIN-Climat sur les précipitations extrêmes dans
680 le Sud-Est de la France à travers un article (Fumière et al. (2019)) publié dans la revue
681 *Climate Dynamics*.

682 **Le chapitre 4** présente une étude de sensibilité de la représentation des précipita-
683 tions extrêmes à la configuration du CPRCM (Domaine, cycle du modèle, modèle forceur,
684 échantillonnage temporel).

685 **Le chapitre 5** présente l'évolution des HPES dans un contexte de changement clima-
686 tique d'ici la fin du siècle.

687 Pour conclure ces chapitres de résultats, le **chapitre 6** fait office de conclusion et
688 présente les pistes de recherches à aborder pour poursuivre ce travail.

689 **Chapitre 2**

690 **Présentation des données, outils et**
691 **méthodes**

692 **Sommaire**

693	2.1 Les données de référence	28
694		
695	2.1.1 Les réanalyses météorologiques	28
696	2.1.2 Les bases de données d'observations	29
697	2.1.3 Définition de la "zone extrême"	32
698	2.2 La modélisation du climat au Centre National de Recherches	
699	Météorologiques	34
700	2.2.1 CNRM-CM5	34
701	2.2.2 CNRM-ALADIN	35
702	2.2.3 CNRM-AROME	37
703	2.2.4 Protocole d'une simulation climatique avec un modèle à aire li-	
704	mitée au CNRM	40
705	2.3 Description des simulations climatiques pour l'étude des HPEs	
706	en Méditerranée	42
707	2.3.1 Simulations d'évaluation du modèle AROME	42
708	2.3.2 Les simulations AROME en climat futur	46
709	2.3.3 Une approche multi-modèles pour l'étude de l'évolution future	
710	des HPEs	48
711	2.3.4 Les outils complémentaires	51

712
713
714

715 2.1 Les données de référence

716 2.1.1 Les réanalyses météorologiques

717 La réanalyse météorologique est une méthode visant à reproduire le climat passé à partir
718 des données globales observées, de surface et d'altitude obtenues sur plusieurs décennies.
719 Elle vise à uniformiser et homogénéiser les données passées pour améliorer la prévision
720 météorologique et l'étude de cas passés.

721 Les projets de réanalyse météorologique du Centre Européen pour les Prévisions Météo-
722 rologiques à Moyen Terme (CEPMMT ou ECMWF en anglais pour European Centre for
723 Medium-range Weather Forecasts) combinent des observations passées pour plusieurs va-
724 riables. Ces réanalyses font partie des ensembles de données les plus utilisés dans le domaine
725 des sciences de l'atmosphère et fournissent une description complète du climat observé de
726 l'état de l'atmosphère passé sur des grilles à trois dimensions et à des intervalles infra-
727 quotidiens. Pour produire une réanalyse, le CEPMMT utilise la version la plus récente de
728 son modèle de prévision météorologique IFS (Integrated Forecasting System) et de son al-
729 gorithme d'assimilation de données. De nouvelles sources d'observations qui n'étaient pas
730 utilisées au moment de la précédente analyse peuvent être intégrées pour améliorer la re-
731 présentation du climat. Ce travail est généralement fait pour de longues périodes où les
732 réseaux d'observations sont variés, denses et fiables.

733 Le premier produit de réanalyse ERA-15 (125 km de résolution horizontale) a généré
734 des réanalyses sur environ 15 ans, de décembre 1978 à février 1994. Le second produit
735 ERA-40 avec la même résolution couvre une période de 45 ans entre 1957 et 2002. En
736 2006, la réanalyse ERA-Interim qui est celle utilisée dans cette thèse, a été lancée pour
737 créer un pont entre la précédente réanalyse ERA-40 et la future réanalyse prolongée de la
738 prochaine génération envisagée au CEPMMT (Dee and Uppala, 2009). Elle s'étend sur une
739 période allant de 1979 à août 2019 et ses principaux objectifs étaient d'améliorer certains
740 aspects clés d'ERA-40, tels que la représentation du cycle hydrologique, la qualité de la
741 circulation stratosphérique et le traitement des biais et des changements dans le système
742 d'observations (c.f. Partie 2.2). Ces objectifs ont été en grande partie atteints grâce à la
743 combinaison de plusieurs facteurs : de nombreuses améliorations du modèle, l'utilisation de
744 l'analyse variationnelle quadridimensionnelle, une analyse de l'humidité révisée, l'utilisation
745 de la correction du biais variationnel pour les données satellites et d'autres améliorations
746 dans le traitement des données.

747 Le modèle atmosphérique utilisé pour les réanalyses ERA-Interim est le cycle 31r2 du
748 modèle IFS, opérationnel en septembre 2006 et configuré de la manière suivante :

- 749 — 60 niveaux verticaux avec un niveau supérieur à 0,1 hPa ;
- 750 — Représentation en harmoniques-sphériques pour les champs dynamiques de base
751 (T255) ;
- 752 — une grille gaussienne réduite avec un espacement uniforme d'environ 79 km pour les
753 champs de surface et les champs d'humidité en altitude.

754 Le CEPMMT a récemment publié un nouveau produit de réanalyse, ERA-5, dans le cadre
755 des services Copernicus Climate Change. Ce produit a une résolution spatiale plus élevée

756 (31 km) et couvre la période de 1950 à aujourd’hui. La réanalyse ERA-5 n’a été disponible
757 que trop tardivement pour être utilisée dans le cadre de cette thèse.

758 En modélisation climatique, les réanalyses peuvent être utilisées pour évaluer les mo-
759 dèles climatiques (les modèles globaux notamment). Elles peuvent également permettre
760 de piloter les modèles climatiques. Ainsi, la réanalyse ERA-Interim a été utilisée ici pour
761 fournir les conditions aux limites des modèles régionaux de climat pour les simulations
762 d’évaluation. Toutefois, leur résolution n’est pas encore assez fine pour l’évaluation des
763 modèles climatiques régionaux à résolution kilométrique.

764 2.1.2 Les bases de données d’observations

765 Dans les chapitres 3 et 4 de cette thèse, l’objectif est d’évaluer la capacité des modèles
766 de climat à représenter correctement les phénomènes fortement précipitants à l’origine des
767 HPES. Des bases de données d’observation de précipitations sont utilisées pour comparer
768 les précipitations simulées par les modèles de climat aux précipitations observées.

769 Les bases de données d’observation sont des outils de recherche qui permettent de
770 nombreuses études sur la climatologie et sur l’évaluation du changement climatique sur le
771 climat actuel. Dans cette thèse, la principale base de données d’observation utilisée pour
772 évaluer la capacité des modèles climatiques à reproduire les HPES est le produit COMEPHORE
773 (COMbinaison en vue de la Meilleure Estimation de la Précipitation HOraire issue d’une
774 REanalyse, Tabary et al (2012)). COMEPHORE a été produit par Météo-France afin de
775 répondre au besoin de disposer d’une lame d’eau répondant aux critères suivants :

- 776 — un pas de temps horaire et une résolution kilométrique ;
- 777 — une couverture de la France métropolitaine et de la Corse ;
- 778 — une période d’au moins 10 ans à partir de 1997.

779 Le produit COMEPHORE a été mis à disposition de certains services de Météo-France
780 en 2016 afin de procéder à la validation du produit. Il comprenait alors les données de
781 lame d’eau répondant aux précédents critères pour une période de 10 ans entre 1997 et
782 2006. Aujourd’hui, le produit a été étendu jusqu’en 2016 inclus (20 ans). L’objectif est de
783 le prolonger jusqu’au temps présent.

784 La nouveauté de cette lame d’eau réanalysée est qu’elle utilise en entrée à la fois les données
785 radar et les données pluviométriques de stations de mesures.

- 786 — les données radar sont disponibles toutes les 5 minutes via la réflectivité. La lame
787 d’eau réanalysée COMEPHORE utilise tous les radars du réseau ARAMIS (Application
788 RAdar à la Météorologie Infra-Synoptique, Figure 2.1a) en service au moment de la
789 réanalyse ;
- 790 — les données de pluviomètres sont disponibles aux pas de temps horaires (1200 plu-
791 viomètres) et quotidiens (4200 pluviomètres, Figure 2.1b).

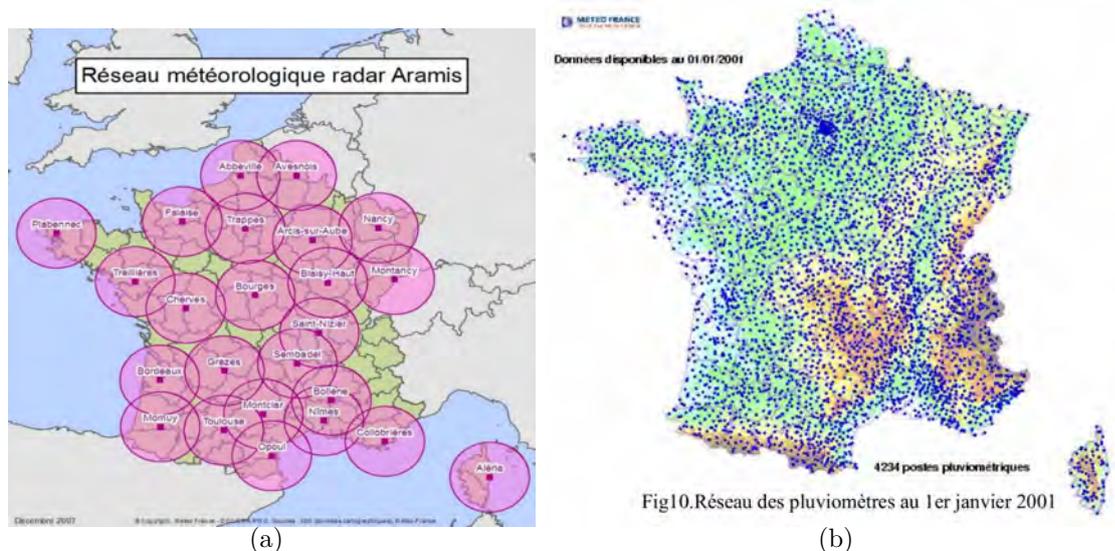


FIGURE 2.1 – a) Réseau météorologique radar ARAMIS en 2007, b) Réseau des pluviomètres français au 1^{er} Janvier 2001 (source : Météo-France).

792 En 1997, le réseau ARAMIS comprenait 10 radars. Il s'est étendu progressivement au
 793 fil du temps améliorant ainsi progressivement la couverture radar sur le territoire français.
 794 En 2006 le réseau ARAMIS comptait 24 radars dont le radar suisse de Montancy qui n'a
 795 cependant pas été utilisé dans le projet COMEPHORE. La liste des radars disponibles dans
 796 le Sud-Est de la France (zone d'intérêt de cette thèse) au cours de la période 1997-2006
 797 ainsi que les dates de mise en service de ceux ayant été installés au cours de la période sont
 798 disponibles dans le tableau 2.1.

	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006
Bollène				juin	x	x	x	x	x	x
Collobrières						mar	x	x	x	x
Grèzes	mai	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Montclar									juin	x
Nîmes				x	x	x	x	x	x	x
Opoul					sep	x	x	x	x	x
Lyon	x	x	x	x						
St Nizier					mai	x	x	x	x	x
Sembadel	fev	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Toulouse	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x

Tableau 2.1 – Liste des radars du Sud-Est de la France utilisés pour la production de COMEPHORE entre 1997 et 2006 avec la date d'installation de ceux ayant été installés au cours de la période d'étude. Le tableau contenant les informations pour tous les radars du réseau ARAMIS en 2006 est disponible en Annexe Tableau A.1.

799 Au début de la période, la couverture radar était plus limitée. En effet, seuls trois
800 radars étaient opérationnels dans le Sud-Est de la France en 1997. Les radars de Nîmes
801 et de Bollène ont été installés en 2000 et celui d'Opoul en 2001. De ce fait, la qualité des
802 données radar en début de période était donc inférieure à celle de 2006 où la qualité est
803 bonne à moyenne sur la région. La figure 2.2 présente la cartographie de la qualité des
804 mesures radar en 2006.

805 Cependant, COMEPHORE utilise le réseau de pluviomètres français pour combler les zones
806 où la qualité des données radar est faible. La combinaison des deux produits (radar et
807 pluviomètres) permet de donner au produit COMEPHORE une qualité supérieure à celles
808 des autres bases de données d'observations de précipitations jusqu'alors disponibles dans
809 ces régions. L'utilisation des données radar permet de mieux représenter les extrêmes de
810 précipitations. Cependant, de manière générale, COMEPHORE sous-estime les précipitations
811 sur les régions montagneuses.

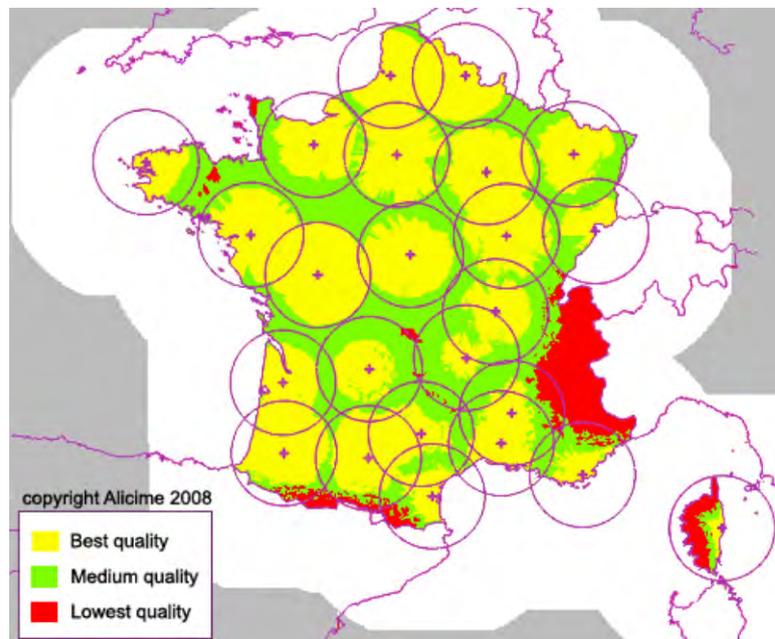


FIGURE 2.2 – Carte de qualité des mesures radar de précipitations en 2006 (source : Météo-France)

812 Dans cette thèse, COMEPHORE est utilisée en tant que base d'observations de référence
813 pour les précipitations quotidiennes et sub-quotidiennes. Dans le chapitre 3, qui est consac-
814 ré à l'évaluation du modèle AROME, on comparera notamment COMEPHORE à SAFRAN
815 (Systeme d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige, Durand
816 et al (1993), Quintana-Segui et al (2008) et Vidal et al (2011)) qui est jusqu'à présent
817 considéré comme la référence par la communauté de modélisation du climat régional en
818 termes de précipitations quotidiennes observées sur la France. Le produit SAFRAN ne sera
819 pas présenté dans ce chapitre de méthodologie, n'étant utilisé que dans le chapitre 3 où il
820 a été présenté dans la partie méthodologie de l'article.

2.1.3 Définition de la "zone extrême"

Les précipitations extrêmes se produisent préférentiellement dans certaines zones du Sud-Est de la France. Afin de réaliser des études statistiques robustes sur la distribution des précipitations, j'ai décidé d'effectuer les statistiques pour caractériser l'évolution des HPES sur la zone qui est réellement impactée par les épisodes de pluies les plus intenses. J'ai donc défini une zone qui sera appelée "EPA" pour "Extreme Precipitation Area" correspondant aux régions reconnues pour l'intensité des événements de pluies. Une méthode dite de "boîte glissante" a été appliquée à la base de données d'observations horaires de précipitations COMPEHORE.

- La première étape consiste à définir la taille de la boîte. Elle a une dimension de 2500 km² (50 km par 50 km, 50 x 50 = 2500 points de grille par boîte pour la résolution de COMEPHORE). La taille de la boîte est déterminée afin qu'elle soit assez grande pour couvrir la surface d'impact moyenne d'un épisode de pluies intenses de la région, mais aussi pour que les modèles utilisés avec une résolution horizontale grossière (12,5 km) aient suffisamment de points dans la boîte.
- La seconde étape consiste à tester la boîte : c'est-à-dire définir des critères de sélection discriminants pour les précipitations extrêmes dans le Sud-Est de la France. La boîte est considérée comme faisant partie de l'EPA si 10 des 2500 points de la boîte dépassent le seuil de 250 mm de précipitations pour au moins une journée des quatre mois d'automne des 10 années de la période 1997-2006. Plusieurs tests de sensibilité de la boîte au seuil de précipitations ont été réalisés afin de définir la zone la plus représentative possible de la zone reconnue pour l'intensité des événements de pluies extrêmes dans le Sud-Est de la France.
- La dernière étape consiste à faire glisser la boîte sur toute la France ; c'est-à-dire déplacer la boîte de 10 km par 10 km en longitude, puis en latitude, afin de quadriller l'ensemble du territoire français. Les boîtes qui satisfont le test vont se superposer : l'intérêt de cette superposition est d'obtenir une zone extrême la plus représentative possible de la zone où les cumuls maximums de précipitations sont les plus importants tout en gardant une zone qui ne soit pas trop lacunaire.

Cette méthode a permis de mettre en évidence une "zone extrême" de 28672km² localisée sur le massif des Cévennes dans le Sud-Est de la France (Figure 2.3). Cette zone extrême correspond effectivement à la région reconnue pour l'occurrence des HPES (c.f. Figure 1.4). Comme toute l'EPA est susceptible d'être atteinte par des événement de pluies intenses, les données des différents points de grille seront agrégées pour gagner en robustesse sur l'étude des événements les plus extrêmes.

Pour déterminer cette boîte, les cumuls 24 h ont été réalisés sur la période 00 h - 24 h. On remarque que la région du Roussillon ne fait pas partie de l'EPA malgré le cas de Lézignan en 1999 avec un cumul observé de 485 mm en 12 h. Deux raisons expliquent cette absence, la première est que les précipitations se sont abattues sur deux journées successives. La seconde est que la surface dépassant le seuil de 250 mm/j n'est pas suffisamment étendue pour que la région de Lézignan fasse partie de l'EPA.

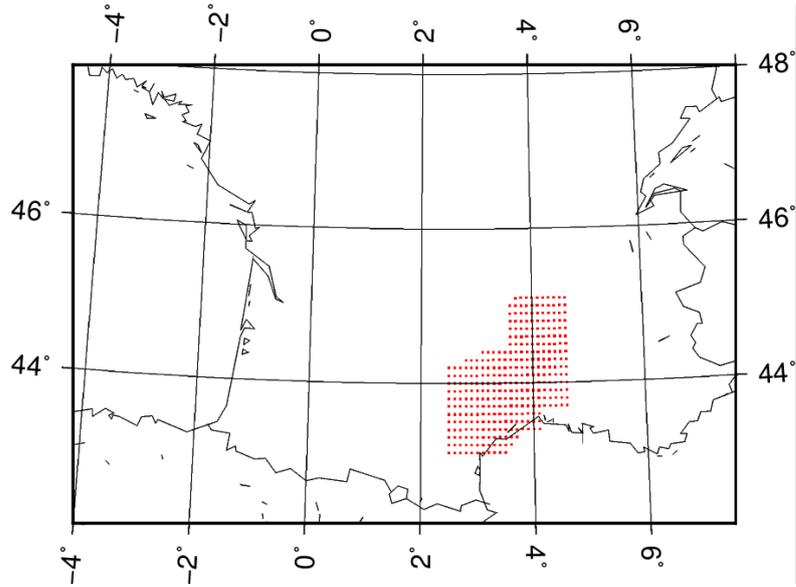


FIGURE 2.3 – Zone extrême définie grâce à la méthode de boîtes glissantes.

862 Cette méthode est également décrite dans le chapitre 3 de cette thèse dans la partie 2.4
 863 "Extreme Precipitation Area" de l'article publié dans Climate Dynamics "Extreme rainfall
 864 in Mediterranean France during the fall : added value of the CNRM-AROME Convection-
 865 Permitting Regional Climate Model" par Fumière et al. (2019). Elle sera utilisée dans tous
 866 les chapitres de la thèse.

867 2.2 La modélisation du climat au Centre National de 868 Recherches Météorologiques

869 Au CNRM, la chaîne de modélisation utilisée pour la descente d'échelle dynamique est la
870 suivante : un modèle de circulation générale GCM avec CNRM-CM5 à 150 km de résolution
871 qui permet de piloter un modèle régional de climat (RCM) à convection profonde paramétrée
872 à 12,5 km appelé ALADIN-Climat. ALADIN-Climat fait lui aussi office de modèle forçeur
873 pour le modèle CNRM-AROME, un autre RCM à convection profonde explicite à 2,5 km de
874 résolution.

875 2.2.1 CNRM-CM5

876 Un GCM est un modèle climatique permettant de simuler la circulation atmosphérique
877 et la circulation océanique. Dans une optique de descente d'échelle dynamique, le GCM
878 peut être utilisé comme modèle forçeur pour des modèles à aire limitée avec des résolutions
879 plus fines afin de réduire le coût qu'aurait une simulation globale à très haute résolution.

880 Le modèle de circulation générale CNRM-CM5 (Voltaire et al, 2013) du CNRM (Centre
881 National des Recherches Météorologiques), développé en collaboration avec le CERFACS
882 (Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique) est dédié
883 à la réalisation de scénarios climatiques. Sa résolution horizontale est de 150 km.

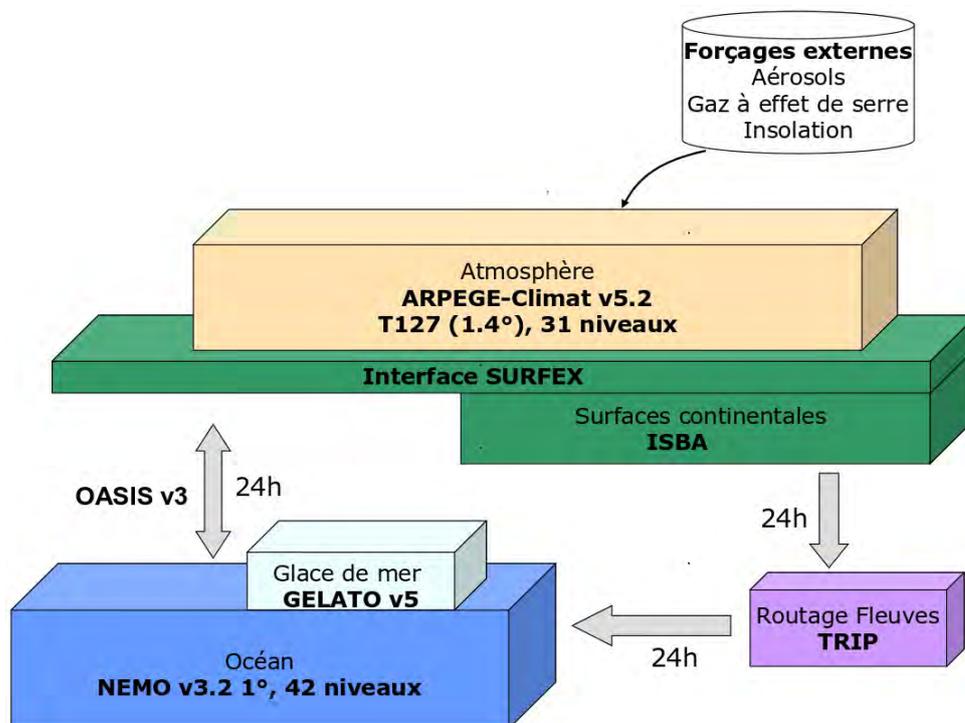


FIGURE 2.4 – Schéma montrant les interactions entre les différentes composantes du modèle global couplé atmosphérique CNRM-CM5, source : <https://www.umr-cnrm.fr/spip.php?article126&lang=fr>.

884 Il inclut différents modèles développés indépendamment : le modèle atmosphérique
885 ARPEGE-Climat (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle) couplé par le système
886 OASIS au modèle océanique NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) et au
887 modèle de glace de mer GELATO (Global Experimental Leads and ice for ATmosphere and
888 Ocean). CNRM-CM5 comprend aussi le modèle de transport d'eau douce des fleuves vers
889 les océans TRIP (Total Runoff Integrating Pathways) et la plateforme de modélisation de
890 surface qui rassemble l'ensemble des améliorations apportées aux différents schémas de
891 surface, SURFEX (SURFace EXternalisée, Masson et al (2013)) comprend ISBA (Interaction
892 Sol-Biosphère-Atmosphère) et les flux océan-atmosphère (Figure 2.4).

893 2.2.2 CNRM-ALADIN

894 Le modèle ALADIN (Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNatio-
895 nal), a été développé à Météo-France en collaboration avec plusieurs services météorolo-
896 giques européens depuis le début des années 90 dans une optique de prévision numérique
897 du temps à haute résolution (Bubnová et al, 1993). Il est la version à aire limitée du modèle
898 global atmosphérique ARPEGE. C'est un modèle spectral, semi-lagrangien et semi-implicite.
899 L'état de l'atmosphère est régi par l'évolution dans le temps et dans l'espace des variables
900 pronostiques du modèle tels que : la température T , la divergence D et le rotationnel ζ du
901 vent, l'humidité spécifique q_s et le logarithme de la pression de surface $\ln(p_s)$. L'évolution
902 de ces variables pronostiques est régie par des équations primitives résolues numériquement
903 grâce au schéma semi-lagrangien et semi-implicite du modèle. Par ailleurs, ALADIN est un
904 modèle hydrostatique, c'est-à-dire que les accélérations verticales sont négligées par rap-
905 port à l'équilibre entre la pression et la pesanteur. Ainsi la convection profonde du modèle
906 doit être paramétrée à partir d'un algorithme spécifique.

907 Depuis le début des années 2000, le modèle ALADIN a été utilisé en mode climat pour
908 la première fois par Spiridonov et al (2005), avec une résolution de 50 km. ALADIN-Climat
909 sera appelé "ALADIN" dans la suite de cette thèse. Peu après, Déqué and Somot (2008)
910 ont montré l'intérêt d'augmenter la résolution pour une meilleure représentation des pluies
911 extrêmes dans le Sud-Est de la France en passant de 50 km à 12,5 km. La première simu-
912 lation de scénario avec ALADIN a été réalisée par Sanchez-Gomez et al (2009) dans le cadre
913 du projet ENSEMBLES avec des simulations à 25 km et 50 km.

914 Dans cette thèse, deux versions d'ALADIN sont utilisées, ALADIN-Climat v5 (Colin et al,
915 2010; Trambly et al, 2013; Jacob et al, 2014; Colmet-Daage et al, 2017; Bador et al, 2017)
916 et ALADIN-Climat v6 (Daniel et al, 2018). ALADIN-Climat possède la même physique et la
917 même dynamique que le modèle ARPEGE-Climat correspondant :

- 918 — ALADIN-Climat v5 est basé sur le cycle 32t0 du modèle ARPEGE et sur la version 5 de
919 la physique climat du CNRM qui est utilisée dans CMIP5 avec CNRM-CM5. L'une des
920 principales différences est que la v5 d'ALADIN n'utilise pas la plateforme de modélisa-
921 tion de surface SURFEX ([http://www.umr-cnrm.fr/gmgec/arpege-climat/ARPCLI-](http://www.umr-cnrm.fr/gmgec/arpege-climat/ARPCLI-V5.1/index.html)
922 [V5.1/index.html](http://www.umr-cnrm.fr/gmgec/arpege-climat/ARPCLI-V5.1/index.html)) ;
- 923 — ALADIN-Climat v6 est basé sur le cycle 37t1 d'ARPEGE et sur la version 6 de la
924 physique climat commune à ARPEGE-Climat v6.

925 Les principales caractéristiques d'ALADIN et les différences majeures entre les deux
 926 versions sont présentées dans le tableau 2.2.

Version du modèle	V5.3	V6.2
Référence	Colin et al (2010)	Daniel et al (2018)
Résolution	12,5 km	
Nb. de niveaux verticaux	31	91
Pas de temps	600 secondes	450 secondes
Fréq. de forçage latéral	Fréquence de forçage latéral : 6 h	
Dynamique	Coeur dynamique spectral hydrostatique semi-lagrangien et semi-implicite	
Turbulence	ECT (Energie Cinétique Turbulente) Equation diagnostique Ricard and Royer (1993)	
		Equation pronostique Cuxart et al (2000) et Bougeault and Lacarrere (1989)
Nuages	Schéma stat. des nuages	
	Ricard and Royer (1993)	Bougeault (1982)
Convection profonde à peu profonde	Schéma de Bougeault Bougeault (1985)	Schéma PCMT Piriou et al (2007) Guérémy (2011)
Microphysique	Ricard and Royer (1993)	Lopez (2002)
Rayonnement	Transfert radiatif : ECMWF Longwave : RRTMG 16 bandes spectrales Iacono et al (2008) et Mlawer et al (1997) Shortwave : FMR, 6 bandes spectrales Fouquart and Bonnel (1980) et Morcrette (2001)	
Modèle de surfaces continentales	ISBA Noilhan and Planton (1989)	ISBA-Diff Masson et al (2013)
Flux air/mer	Louis (1979)	Belamari and Pirani (2007) ECUME
Modèle de lac	aucun	FLAKE Mironov et al (2010)

Tableau 2.2 – Description de la dynamique et de la physique du modèle ALADIN-Climat dans les différentes simulations réalisées dans la thèse.

927 Il y a deux principales évolutions avec le passage à la V6 d'ALADIN. L'ajout de la
 928 plateforme SURFEX contenant une version plus récente du modèle ISBA et le schéma de
 929 convection du modèle, le schéma de convection peu profonde à profonde "PCMT" (Pro-
 930 gnostic Condensates Microphysics and Transport, Piriou et al (2007); Guérémy (2011)).
 931 Jusqu'alors le schéma de Bougeault (Bougeault, 1985) représentait la convection profonde
 932 avec condensation et précipitante en suivant la règle "tout ce qui se condense précipite"
 933 avec une fermeture du schéma en convergence d'humidité. Le schéma PCMT permet quant
 934 à lui de représenter la convection avec ou sans condensation, précipitante ou non, avec
 935 une fermeture du schéma en relaxation de l'énergie potentielle de convective conditionnelle
 936 (CAPE, pour Convective Available Potential Energy en anglais).

937 Ce changement de physique a permis une meilleure distribution verticale des tendances
938 diabatiques dans les différentes équations d'humidité, de la quantité de mouvement et de la
939 température. En effet, dans la V5, la physique diagnostique avait tendance à trop chauffer
940 et assécher les basses couches et à trop refroidir et humidifier les couches supérieures de
941 l'atmosphère. Par ailleurs, la résolution verticale du modèle ALADIN a été augmentée en
942 passant de 31 à 91 niveaux modèles verticaux pour avoir une meilleure description de la
943 basse troposphère et de la stratosphère. Le modèle de surface a lui aussi évolué. Dans la V5,
944 il s'agissait du modèle ISBA (Noilhan and Planton, 1989) tandis que la V6 est marquée par
945 l'arrivée de la plateforme de modélisation de la surface SURFEX, comprenant des modèles
946 de surface tels que ISBA-Diff (Masson et al, 2013) et ECUME ainsi que la description des
947 flux air/mer.

948 **2.2.3 CNRM-AROME**

949 Le modèle AROME (Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Echelle) est le
950 modèle de PNT à haute résolution (2,5 km à l'origine et 1,3 km actuellement dans sa version
951 France opérationnelle). Il est utilisé en PNT à Météo-France depuis 2008 (Seity et al, 2011).
952 Il a été développé dans le but d'améliorer la prévision des phénomènes météorologiques
953 dangereux tels que les épisodes méditerranéens, les orages violents, les îlots de chaleur
954 urbains en période de canicule ou encore l'apparition et la dissipation du brouillard.

955 Les paramétrisations physiques du modèle AROME sont principalement héritées du mo-
956 dèle de recherche Mésos-NH (Mésoscale Non-Hydrostatique model, Lac et al (2018)) incluant
957 le schéma de microphysique ICE3 (Pinty and Jabouille, 1998). La partie dynamique du mo-
958 dèle provient quant à elle du noyau dynamique non-hydrostatique d'ALADIN adaptée pour
959 la fine échelle (Bénard et al, 2010). Les variables pronostiques du modèle sont les mêmes
960 que celles d'ALADIN auxquelles s'ajoutent les champs 3D de la divergence verticale du
961 vent et les phases liquide et solide de l'eau qui sont aussi dans ALADIN v6. La représen-
962 tation explicite de la convection profonde est permise du fait de la résolution kilométrique
963 de la maille horizontale et de la dynamique non-hydrostatique d'AROME. Les détails des
964 paramétrisations physiques du modèle sont présentés dans le tableau 2.3.

965 Comme ALADIN, AROME bénéficie de l'interface surface-atmosphère SURFEX associé à
966 la base de données physiographiques à haute résolution "Ecoclimap" (Masson et al, 2003).
967 Chaque maille du modèle est répartie en quatre types de surface :

- 968 — la terre, traité par ISBA-3L, le modèle de surface ;
- 969 — la ville, traité par TEB (Town Energy Balance), le modèle de ville ;
- 970 — les flux air/mer, traité par ECUME (Exchange Coefficients from Unified Multicam-
971 paign Estimate) ou COARE3 (Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment).

Version du modèle	Cycle 38t1op2	Cycle41t1op1
Résolution	2,5 km	
Pas de temps	60 secondes	
Nombre de niveaux	60 niveaux	
Fréq. de forçage latéral	1 h	
Dynamique	Coeur dynamique spectral non-hydrostatique d'ALADIN semi-lagrangien et semi-implicite	
	Pas de COMAD	Schéma COMAD activé
Turbulence	CBR - Equation Pronostique ECT (Energie Cinétique Turbulente) Cuxart et al (2000) et Bougeault and Lacarrere (1989)	
Représentation des nuages	Schéma de paramétrisation des nuages Bechtold et al (1995) et Pergaud et al (2009)	
Convection peu profonde	approche EDMF : PMMC09 (Pergaud et al, 2009)	
Convection profonde	Pas de schéma de convection profonde	
Microphysique	Schéma de microphysique à un temps : ICE3 Pinty and Jabouille (1998) et Bouteloup et al (2011)	
Rayonnement	Transfert radiatif : ECMWF	
	Longwave : RRTMG 16 bandes spectrales Iacono et al (2008) et Mlawer et al (1997)	
	Shortwave : FMR, 6 bandes spectrales Fouquart and Bonnel (1980) et Morcrette (2001)	
Version de surfex	SURFEX v7.2	SURFEX v7.3
Flux air/mer	ECUME	COARE3
Schéma de couche limite de surface	Aucun	Canopy
Modèle de ville	TEB Masson (2000)	
Modèle de surface continentale	ISBA-3L Noilhan and Planton (1989)	

Tableau 2.3 – Description de la dynamique et de la physique du modèle CNRM-AROME dans les différentes simulations utilisées dans la thèse.

972 Il y a encore quelques années, réaliser des simulations climatiques à haute résolution
973 horizontale des modèles à convection explicite (2 à 3 km) n'était pas envisageable en raison
974 des coûts de calcul qu'elles engendrent. Avec l'accroissement des capacités de calculs de
975 ces dernières années, les simulations climatiques à très haute résolution sont maintenant
976 possibles.

977 CNRM-AROME est l'adaptation climat du modèle AROME à convection profonde explicite
978 utilisé en PNT. La résolution horizontale du modèle en climat est de 2,5 km.
979 Les premières études utilisant le modèle en mode climat ont montré l'utilité d'un modèle
980 tel que celui-ci pour représenter les phénomènes convectifs (Déqué et al (2016) et Lind et al
981 (2016)). Dans cette thèse, deux versions d'AROME ont été utilisées, le cycle 38t1 et le cycle
982 41t1 (Termonia et al, 2018).

983 La principale évolution apportée au modèle entre les cycles 38 et 41 consiste à l'ajout
984 du schéma COMAD (COntinuous MApping about Departure points) (Malardel and Ri-
985 card, 2015). Cette modification du schéma semi-lagrangien du modèle est détaillée dans

986 la documentation en ligne ci-dessous et permet de diminuer de manière significative un
 987 défaut du modèle AROME l'amenant à surestimer les précipitations sous certaines cellules
 988 convectives, et à produire des vents divergents s'étalant sous ces cellules comme on peut
 989 le voir sur la Figure 2.5 qui présente les précipitations cumulées et les vents à 10 m sur
 990 3h le 30 juin 2012 à 18h avec le modèle AROME avec et sans le schéma COMAD. Les zones
 991 convectives sur le centre de la France et sur les Alpes suisses sont corrigées, les vents
 992 divergents ont disparu et les précipitations sont réduites avec COMAD. ([https ://donnees-
 993 publiques.meteofrance.fr/client/gfx/utilisateur/File/Evolution _modèle _AROME-16avril
 994 2015.pdf](https://donnees-publiques.meteofrance.fr/client/gfx/utilisateur/File/Evolution_modèle_AROME-16avril2015.pdf)). CNRM-AROME sera par la suite appelé AROME pour l'étude de l'évolution des
 995 HPES.

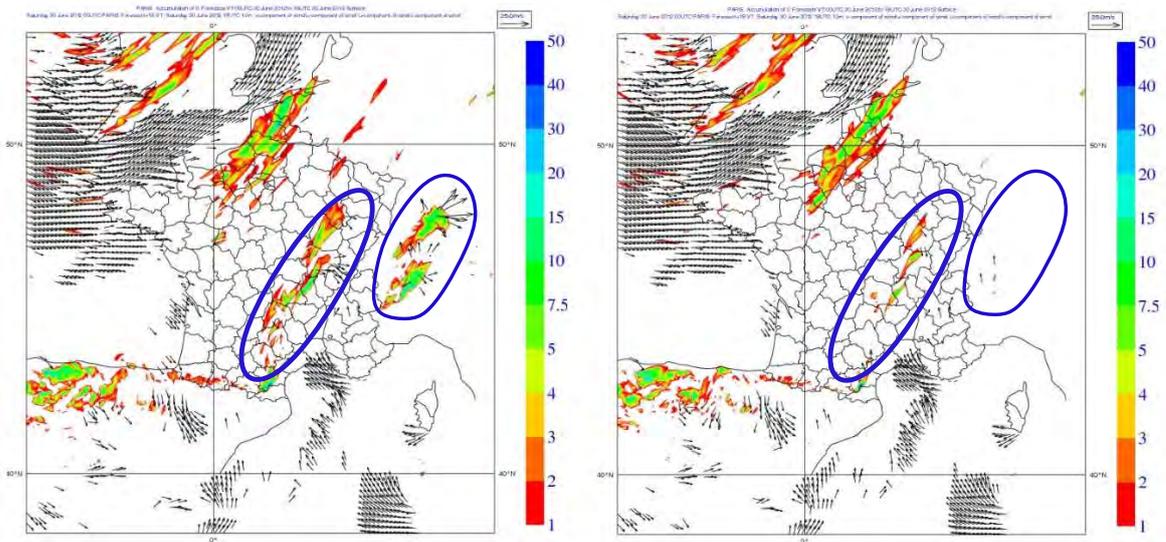


FIGURE 2.5 – Cartes des précipitations cumulées sur 3h (mm) et vent à 10 m (m/s) prévus pour
 le 30 juin 2012 à 18 h TU par AROME 2,5 km sans (à gauche) et avec (à droite) le schéma COMAD.
 Figure issue de la documentation publique de Météo-France : Evolution du modèle AROME en date
 du 16 Avril 2015.

996 Pour rappel, l'objectif de la thèse est d'étudier l'évolution future des systèmes convectifs
 997 à l'origine des pluies intenses dans le Sud-Est de la France. Parce que les systèmes convectifs
 998 sont mieux représentés dans le cycle 41 d'AROME grâce au schéma COMAD, nous avons
 999 décidé de passer du cycle 38 au cycle 41 d'AROME au cours de la thèse.

2.2.4 Protocole d'une simulation climatique avec un modèle à aire limitée au CNRM

Les modèles à aire limitée (LAMs) sont toujours pilotés par un autre modèle aux frontières. Ce modèle forçeur peut être une réanalyse météorologique, un GCM, ou encore un autre RCM tant que son emprise géographique est sur un domaine plus étendu. Les simulations climatiques nécessitent des temps de calcul et des capacités de stockage très importantes et les calculateurs actuels ne permettent pas encore de les effectuer en une seule fois. On procède donc à une segmentation des simulations. Les simulations sont toujours considérées comme continues bien qu'elles soient lancées en séquence de six mois pour ALADIN et d'un mois pour AROME. Elles sont à chaque fois relancées à partir d'une sauvegarde sur disque des variables pronostiques.

Pour une simulation climatique avec un LAM (c.f. Annexe Figure A.1), il faut un état initial de l'atmosphère, des conditions aux limites latérales, une description climatologique de surface terrestre ainsi qu'une description des champs de SST (Sea Surface Température), d'aérosols et de GES (Gaz à Effet de Serre)

L'état de l'atmosphère : L'état initial de l'atmosphère est obtenu à partir de champs issus de la simulation pilote à la même échéance. Les valeurs des différents champs vont être interpolées sur la grille du modèle.

Les conditions aux limites latérales et supérieures : Il est aussi nécessaire de fournir régulièrement des données de conditions aux frontières du domaine appelées "LBCs" (Lateral Boundary Conditions). Ces LBCs vont permettre de donner les informations nécessaires au LAM à partir du modèle forçeur. Les LBCs sont produites de la même manière que le premier fichier de l'état initial de l'atmosphère à partir des champs issus de la simulation pilote chaque échéance. Dans cette thèse, la fréquence de couplage atmosphérique a été fixée à 6 h pour ALADIN et à 1 h pour AROME. Au cours de la simulation, les champs de LBCs sont rappelés sur une zone de relaxation (aussi appelée "zone I" pour zone intermédiaire) autour du domaine afin d'assurer la transition entre les valeurs simulées par le LAM sur la partie centrale (aussi appelée "zone C" pour "zone centrale") et celles imposées dans la zone de relaxation par le modèle forçeur.

Il est également possible de piloter le modèle ALADIN à l'intérieur de son domaine en appliquant la technique de pilotage spectral aussi appelé "spectral nudging" (Von Storch et al (2000) et Radu et al (2008)). Le but de cette technique est de réduire la variabilité interne des modèles et de mieux contraindre la chronologie de leur grande échelle. Cette technique consiste à effectuer un rappel sur les plus grandes ondes des variables pronostiques du modèle à partir d'une certaine altitude.

Il peut être intéressant d'utiliser le spectral nudging lors des simulations d'évaluation avec le modèle ALADIN pour que la simulation pilote d'AROME ait à ses frontières l'information la plus proche possible des réanalyses. Néanmoins, Colin et al (2010) ont démontré qu'il n'était pas utile d'appliquer le pilotage spectral sur un petit domaine. Ainsi, la simulation d'ALADIN V5 sur le domaine FRB12 (c.f. Figure 2.6, Tableau 2.4) a été réalisée sans pilotage spectral. Pour la seconde simulation d'évaluation réalisée avec la V6.2 sur le domaine

1041 MAD12 (c.f. Figure 2.6, Tableau 2.4), le pilotage spectral a été appliqué à partir de 3 km
1042 d'altitude.

1043 En ce qui concerne les simulations AROME, les domaines sont plus petits et il n'est donc
1044 pas nécessaire d'appliquer le pilotage spectral. Cependant, la haute stratosphère (> 15 km
1045 d'altitude) est mal représentée dans le modèle. Nous avons choisi d'effectuer un rappel
1046 au sommet du modèle pour donner au modèle des conditions au sommet selon le même
1047 principe que le pilotage spectral entre 15,5 km et 19,9 km. A cette altitude, on ne parle
1048 pas de pilotage spectral mais plutôt de rappel des conditions au sommet du modèle.

1049 **Les conditions climatologiques de surface du sol :** Les conditions climatologiques
1050 de surface comme la nature des sols varient au cours de l'année. Ces conditions sont donc
1051 établies mensuellement afin de mieux représenter la surface des sols au cours de l'année.
1052 Ces champs variables sont déterminés à partir de moyennes mensuelles qui sont imposées
1053 au modèle à chaque début de mois.

1054 **Les différents forçages :** L'évolution des valeurs de SST (Sea Surface Temperature),
1055 de concentrations en aérosols et de GES (Gaz à Effet de Serre) est déterminée selon le même
1056 principe que les conditions climatologiques de surface mais avec en plus une évolution
1057 temporelle des forçages. Les différentes moyennes mensuelles évolutives de forçages sont
1058 elles aussi imposées au modèle à chaque début de mois. Les différents forçages utilisés pour
1059 les différentes simulations d'évaluation et de scénario d'ALADIN et d'AROME sont présentés
1060 dans les tableaux 2.5 et 2.6.

2.3 Description des simulations climatiques pour l'étude des HPEs en Méditerranée

2.3.1 Simulations d'évaluation du modèle AROME

Pour cette thèse, quatre simulations d'évaluation ont été utilisées. La première a été réalisée par Antoinette Alias avant le début de cette thèse. Par la suite, j'ai effectué deux simulations et une quatrième a été faite en collaboration avec Cécile Caillaud avec le cycle 41 d'AROME. Elles ont été effectuées sur deux domaines différents. Le domaine SUDE, domaine historique auparavant utilisé en PNT et sur lequel les premières simulations climatiques ont été réalisées (en orange sur la Figure 2.6) et sur le domaine FIPS2.5 qui correspond au domaine du FPS-convection (appelé FIPS dans la suite, en rouge sur la Figure 2.6). Par ailleurs ce dernier est plus étendu au sud sur la mer Méditerranée que le domaine SUDE et devrait permettre une meilleure représentation de l'alimentation et des circulations en amont des systèmes convectifs. L'évaluation de ces différentes simulations a été réalisée sur une période de 10 ans correspondant à la période COMEPHORE disponible au début de la thèse (1997 - 2006, c.f. Partie 2.1.2).

Ces simulations AROME sont forcées par deux simulations ALADIN avec deux versions différentes (V5.3 et V6.2) effectuées par Antoinette Alias avant le début de la thèse. La première est la simulation qui a été utilisée pour piloter la première simulation AROME, réalisée avec une version 5.3 améliorée du modèle ALADIN sur un domaine France à 12,5 km de résolution horizontale (en bleu clair sur la Figure 2.6).

Depuis, d'importantes évolutions ont été apportées aux modèles AROME et ALADIN, et les capacités de calculs ont augmentées ces dernières années. Ainsi, dans cette thèse nous avons effectué trois simulations d'évaluation supplémentaires afin de mettre en évidence l'impact des principales évolutions. L'impact des nouvelles versions d'AROME et ALADIN, et de l'extension des domaines de simulation.

La première simulation AROME "ARO38-SE(f1)" (pour AROME cycle 38 domaine SUDE forçage 1 (forcée par la simulation ALADIN v5.3 sur le domaine FRB12) dans le tableau 2.5), effectuée avant le début de cette thèse par Antoinette Alias, est la simulation utilisée dans l'article "Extreme rainfall in Mediterranean France during the fall : added value of the CNRM-AROME Convection-Permitting Regional Climate Model" qui constitue le chapitre 3. Cette simulation a été réalisée avec le cycle 38 d'AROME sur le domaine SUDE et pilotée par la simulation ALADIN V5.3 sur le domaine FRB12.

La deuxième simulation (réalisée par moi-même) a été réalisée avec le cycle 41 du modèle AROME et pilotée par la première simulation ALADIN (V5.3 sur le domaine FRB12 : forçage f1) sur le petit domaine SUDE "ARO41-SE(f1)" (pour AROME cycle 41 domaine SUDE forçage 1 dans le tableau 2.5). La seule différence entre cette simulation et la simulation ARO38-SE(f1) est la version d'AROME utilisé. La comparaison entre les simulations ARO38-SE(f1) et ARO41-SE(f1) d'AROME permet d'évaluer l'impact de la version du modèle dans la représentation des HPES sur le Sud-Est de la France.

La troisième simulation (réalisée par moi-même) a été réalisée avec le cycle 41 du modèle

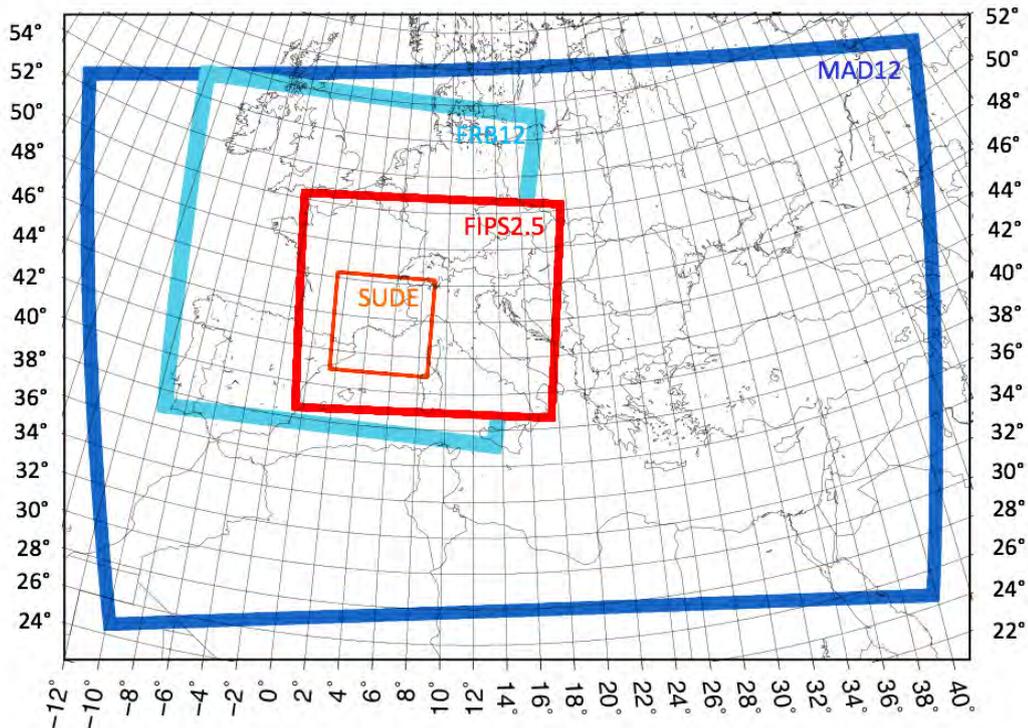


FIGURE 2.6 – Domaines des simulations AROME et ALADIN utilisés dans la thèse (c.f. Tableau 2.4). En bleu foncé, le domaine MAD12 (domaine Med-CORDEX utilisé pour réaliser les simulations d'évaluation et de scénarios avec la version 6.2 d'ALADIN. En bleu clair, le domaine FRB12 utilisé pour la simulation d'évaluation avec la version 5.3 d'ALADIN. En rouge, le domaine FIPS utilisé pour réaliser une simulation d'évaluation et les scénarios avec le cycle 41t1opt1 d'AROME et en orange le domaine SUDE utilisé pour faire trois simulations d'évaluation avec AROME. Les zones colorées correspondent aux zones de relaxation (zone I) des quatre domaines.

1101 AROME et pilotée par la seconde simulation ALADIN (V6.2 sur le domaine MAD12 : forçage
 1102 2) sur le petit domaine SUDE "ARO41-SE(f2)" (pour AROME cycle 41 domaine SUDE forçage
 1103 2 dans le tableau 2.5). La seule différence entre les simulations ARO41-SE(f1) et ARO41-
 1104 SE(f2) est la simulation pilote. Leur comparaison permet d'évaluer l'impact de la simulation
 1105 forçante dans la représentation des HPES dans la région.

1106 La quatrième simulation prend en compte toutes ces évolutions. Cette simulation est
 1107 également très proche de la ARO41-SE(f2). En effet, la seule différence entre les simulations
 1108 ARO41-SE(f2) et ARO41-ALP(f2) est le domaine sur lequel elles ont été réalisées (domaine
 1109 SUDE pour la simulation ARO41-SE(f2) et domaine FIPS pour la simulation ARO41-ALP(f2)),
 1110 un domaine déjà utilisé dans l'équipe de modélisation régionale du CNRM pour les pro-
 1111 grammes HyMeX et Med-CORDEX. La comparaison entre ces deux simulations permet
 1112 d'évaluer l'impact de la taille du domaine dans la représentation des HPES sur le Sud-Est
 1113 de la France.

1114 Davantage d'informations sur les paramétrisations et les forçages de toutes ces simula-
 1115 tions d'évaluation telles que les SST, les aérosols, l'utilisation du pilotage spectral ou encore
 1116 les informations sur les modèles de surface sont présentés dans le tableau 2.5.

1117 Notons aussi que l'usage du spectral nudging dans la simulation simulation ALADIN

DOMAINE	FRB12	MAD12	
Taille du domaine	CIE = 180x180	CIE=432x288	
	CI = 169x169	CI = 421x277	
	C = 161x161	C = 405x261	
	I = 8	I = 8	
Temps Ecoulé en machine	20 min	6 h 30	
TEI (*)	32 h	880 h	
DOMAINE	SUDE Cycle 38 Cycle 41	FIPS2.5 Cycle 41	
Taille du domaine	CIE = 240x240	CIE=640x540	
	CI = 225x225	CI = 629x529	
	C = 209x209	C = 587x487	
	I = 8	I = 21	
Temps Ecoulé en machine	10h30	6 h 15	180 h
TEI (*)	2016 h	1500 h	12096 h

Tableau 2.4 – *Caractéristiques des domaines des simulations utilisés dans le cadre de la thèse.*
 (*) TEI : *Temps Ecoulé Intégré = temps écoulé en machine x le nombre de proc.* Les TEI sont calculés pour 1 mois de simulation.

1118 V6.2 sur le domaine MAD12 pourrait aussi avoir un impact dans la représentation des
 1119 précipitations extrêmes. De plus, le changement de taille de la zone I entre les simulations
 1120 AROME cycle 38 (8 points grille) et cycle 41 (21 points grille) peut aussi être à l'origine
 1121 d'une amélioration de la représentation des précipitations avec une meilleure intégration
 1122 de l'information transmises par les LBCs en bordure du domaine. Enfin, les sulfates ne sont
 1123 pas pris en compte dans la description des aérosols dans toutes les simulations AROME de
 1124 cette thèse suite à une erreur.

ALADIN-CLIMAT	Evaluation			
Nom de la simulation	FRB12 pour FRB12-1.0		MAD pour MAD12-1.90a	
Version du modèle	V5.3		V6.2	
Période	20x(Juin à Janvier)		38 ans	
	1989 - 2008		1979 - 2017	
Spin-up	Aucun			
Domaine	FRB12		MAD12	
Simulation forçante	ERA-Interim			
Spectral Nudging	NON		OUI	
Altitude du SN	full SN au-dessus 3 km			
SST	SST interpolées mensuellement d'ERA-Interim			
Aérosols	AOD NABAT, Nabat et al (2013) carbones suies : mensuels non évolutifs organiques : mensuels non évolutifs sels marins : mensuels non évolutifs poussières désertiques : mensuels non évolutifs sulfates : mensuels évolutifs			
Aérosols Volcanique	NON			
Gaz à effet de serre	Valeurs annuelles globales du GIEC			
Constante Solaire	1361 W/m ²			
Ozone	Ozone issu de CNRM-CM5			
CNRM-AROME	Evaluation			
Simulation	ARO38-SE(f1)	ARO41-SE(f1)	ARO41-SE(f2)	ARO41-ALP(f2)
Version du modèle	Cycle 38t1op2	Cycle41t1op1		
Période	Juin à Décembre			34 ans
	1989-2008	1997-2006		1982-2016
Spin-up	Aucun			1979-1981
Domaine	SUDE			FIPS2.5
Spectral Nudging	Oui, basse stratosphère entre 15.5 et 19.9 km d'altitude			
SST	SST interpolées mensuellement d'ERA-Interim			
Aérosols	TEGEN Tegen et al (1997)	AOD NABAT Nabat et al (2013)		
	carbones suies : mensuels non évolutifs organiques : mensuels non évolutifs sels marins : mensuels non évolutifs poussières désertiques : mensuels non évolutifs sulfates : pas de sulfates			
Aérosols Volcaniques	NON			
Gaz à effet de serre	Valeurs annuelles globales du GIEC			
Constante Solaire	1361 W/m ²			
Ozone	Ozone issu de CNRM-CM5			

Tableau 2.5 – *Caractéristiques des différentes simulations d'évaluation des modèles ALADIN et AROME utilisées dans la thèse. La première partie du tableau décrit les deux simulations ALADIN et dans la seconde, les quatre simulations AROME.*

1125 2.3.2 Les simulations AROME en climat futur

1126 La comparaison des simulations historiques et des projections futures permet d'évaluer
1127 l'impact du changement climatique. Dans cette thèse, des simulations de 30 ans ont été
1128 réalisées afin que le signal de changement climatique soit le plus robuste possible.

1129 Ainsi, deux simulations historiques et futures de 30 ans ont été réalisées avec la V6.2
1130 d'ALADIN sur le domaine MAD12 (c.f. Tableau 2.2). Un spin-up de deux ans a été réalisé sur
1131 les deux simulations afin que l'humidité du sol soit à l'équilibre (le spin-up de l'atmosphère
1132 est d'un mois). La simulation historique s'étend sur la période 1976-2005 et la simulation
1133 future suivant le scénario d'émission des GES RCP8.5 (appelé "scénario RCP8.5" par la
1134 suite) s'étend sur la période 2071-2100 (c.f. Tableau 2.6).

1135 Ces deux simulations ALADIN ont servi de simulations pilotes pour celles d'AROME avec
1136 le cycle 41 sur le domaine FIPS. Le temps de calcul d'une simulation continue de 32 ans
1137 (2 ans de spin-up suivis de 30 ans de simulation climatique) est estimé à 4 mois. Afin de
1138 diminuer le temps de calcul, ces simulations ont été réalisées de manière discontinue. Les
1139 deux périodes de 30 ans ont été découpées en trois périodes de 10 ans. Chacune des trois
1140 périodes de 10 ans a été lancée en parallèle passant le nombre de simulation AROME de
1141 deux à six (c.f. Figure 2.7). Chacune des six simulations est précédée d'une période de
1142 spin-up de 2 ans pour que l'humidité du sol soit à l'équilibre. L'objectif est qu'après les
1143 deux ans de spin-up, les sorties du modèle AROME soient presque identiques à celles qui
1144 auraient été simulées par une simulation continue. En effet, la continuité atmosphérique
1145 entre les périodes de dix ans est assurée par la continuité de la simulation ALADIN.

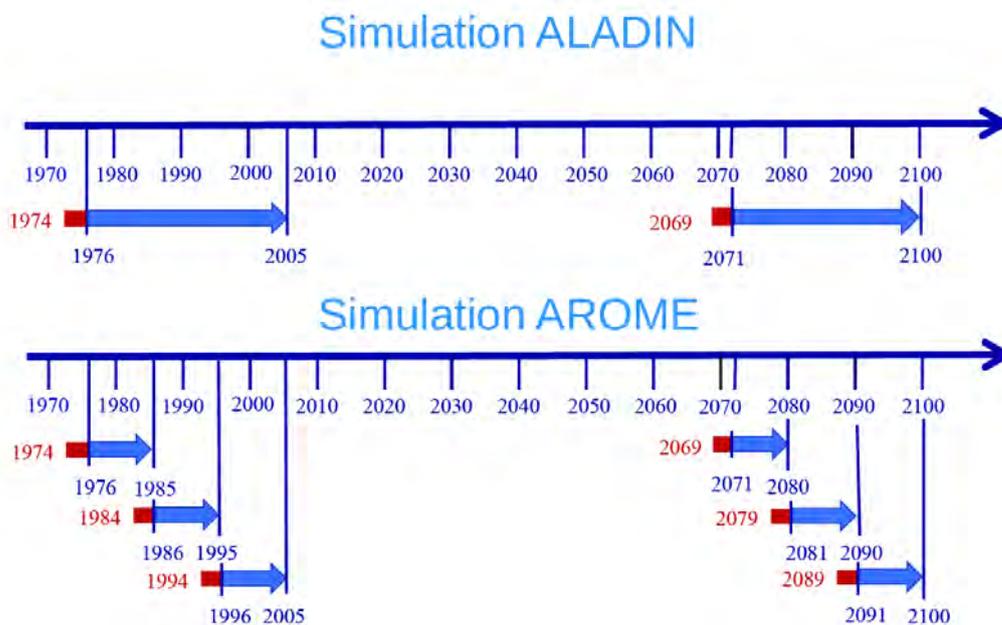


FIGURE 2.7 – Schéma montrant la segmentation en trois des simulations AROME sur 30 ans.

1146 Cette méthode de simulations discontinues permet au final d'avoir une simulation quasi-
1147 continue plus rapidement (environ 40 jours pour 10 ans), même si le coût de calcul total
1148 est augmenté (72 ans à calculer au lieu de 64 ans).

ALADIN-CLIMAT	Historique	Scénario
Version du modèle	V6.2 Daniel et al (2018)	
Période	30 ans	
	1976-2005	2071-2100
Spin-up	1974-1975	2069-2070
Domaine	MAD12	
Simulation forçante	HIST CNRM-CM5r11i1p1	RCP8.5 CNRM-CM5r11i1p1
Spectral Nudging (SN)	NON	
SST interpolées	HIST CNRM-CM5r11i1p1	RCP8.5 CNRM-CM5r11i1p1
Aérosols	SZOPA, Szopa et al (2013) carbones suies : mensuels évolutifs organiques : mensuels évolutifs sulfates : mensuels évolutifs sels marins : mensuels non évolutifs poussières désertiques : mensuels non évolutifs	
Aérosols Volcanique	NON	
Gaz à effet de serre	Gaz à effet de serre observés	RCP8.5
Constante Solaire	Constante solaire utilisée dans CMIP5	
Ozone	Ozone issu de la climatologie de CNRM-CM5	
CNRM-AROME	Historique	Scénario
Version du modèle	Cycle 41t1op1 (Termonia et al, 2018)	
Période	30ans	
	1976-2005	2071-2100
Spin-up	1974-1975	2069-2070
Domaine	FIPS2.5	
Simulation forçante	MAD12-2.91	MAD12-3.90
Spectral Nudging (SN)	Oui, Basse stratosphère entre 15.5 et 19.9 km d'altitude	
SST interpolées	HIST CNRM-CM5r11i1p1	RCP8.5 CNRM-CM5r11i1p1
Aérosols	SZOPA, Szopa et al (2013) carbones suies : mensuels évolutifs organiques : mensuels évolutifs sels marins : mensuels non évolutifs poussières désertiques : mensuels non évolutifs sulfates : aucun	
Aérosols Volcanique	NON	
Gaz à effet de serre	Gaz à effet de serre observés	RCP8.5
Constante Solaire	Constante solaire utilisée dans CMIP5	
Ozone	Ozone issu de la climatologie de CNRM-CM5	

Tableau 2.6 – *Tableau descriptif des simulations historiques et futures avec ALADIN et AROME.*

1149 Il est impossible de comparer les deux simulations historiques AROME et ALADIN réa-
 1150 lisées dans le cadre de cette thèse à la simulation historique du GCM CNRM-CM5 qui les a
 1151 pilotées. En effet, une erreur a été détectée dans certains fichiers de la simulation historique
 1152 r11i1p1 du modèle CNRM-CM5 pour CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project 5) qui
 1153 est utilisé dans cette thèse. Les données atmosphériques à fréquence 6 heures en niveau

1154 modèle pour les variables ps, ta, ua, va et hus ne proviennent pas du membre r1i1p1 mais
1155 d'un autre membre réalisé avec le même modèle dans les mêmes conditions. Les autres don-
1156 nées de la simulation « historical-r1i1p1 » sont correctes, en particulier les autres données
1157 utilisées pour forcer des RCMS données atmosphériques à 6h en niveau pression (6hPLev), la
1158 température de la mer ou la couverture de glace de mer. A noter que les fichiers distribués
1159 pour le scénario RCP ne présentent pas de problème.

1160 Pour le forçage des RCMS, l'erreur détectée crée une incohérence entre le forçage en SST et
1161 de la couverture de glace de mer (venant du membre "r1") avec le forçage latéral atmosphé-
1162 rique (venant du membre "r11"). Elle entraîne aussi une décorrélation temporelle entre la
1163 simulation CNRM-CM5-historical-r1i1p1 et les simulations forcées par ce membre.

1164 **2.3.3 Une approche multi-modèles pour l'étude de l'évolution** 1165 **future des HPEs**

1166 Le chapitre 5 de cette thèse porte sur l'étude de l'évolution future des précipitations
1167 extrêmes dans le Sud-Est de la France dans un contexte de changement climatique par
1168 le biais d'une étude multi-modèle à très haute résolution avec des CPRCMS. Cette étude
1169 multi-modèle a été possible grâce au FPS-convection.

1170 L'ensemble est composé de quatre jeux de simulations issus de quatre CPRCMS différents,
1171 eux mêmes forcés par quatre GCMS différents sur deux périodes de 10 ans (historique et
1172 scénario) :

- 1173 — le CNRM avec le modèle CRNM-AROME41t1, appelé "CNRM-AROME41" dans la suite ;
- 1174 — le DMI (Institut Météorologique Danois) et MetNo (Institut Météorologique Norvé-
1175 gien) de la communauté HARMONIE-climat. Ces deux groupes se sont répartis les
1176 simulations avec le modèle HCLIM38-AROME, cycle 38 d'AROME avec des adapta-
1177 tions d'HARMONIE. Le DMI a réalisé la simulation historique et le MetNo s'est occupé
1178 de la simulation future. Ces deux instituts seront regroupés sous le nom "HCLIMcom"
1179 pour communauté HCLIM dans la suite de cette thèse ;
- 1180 — le MOHC (Met Office Hadley Centre) avec le modèle UKMO-UM10.1 (United Kingdom
1181 Met Office-United Model, appelé "UKMO-UM" par la suite) ;
- 1182 — l'ETHZ (Institut Polytechnique Fédéral de Zürich) avec le modèle COSMO (COnsor-
1183 tium for Small scale MOdelling avec les accélérateurs GPU, appelé "ETHZ-CCLM3"
1184 par la suite (CCLM3 pour COSMO à 3 km).

1185 Les références de chaque modèle pour les schémas de turbulence, microphysique, rayon-
1186 nement et convection peu profonde sont présentées dans le Tableau 2.7.

1187 Les quatre CPRCMS ont des résolutions horizontales comprises entre 2 et 3 km et pos-
1188 sèdent entre 60 et 70 niveaux verticaux. Le modèle anglais UKMO-UM se démarque des
1189 autres CPRCMS : d'une part avec l'absence de schéma de convection peu profonde et d'autre
1190 part, parce qu'il est piloté par un AGCM (Atmospheric General Circulation Model) à 25 km
1191 de résolution, c'est à dire qu'il est piloté par un GCM sans couplage océanique : HadGEM3-
1192 GC3.1-n512, appelé "UKMO-HadGEM3" par la suite. Ce dernier a été lui même piloté par un
1193 autre GCM avec couplage océanique, "UKMO-HadGEM2-ES" pour les SST. On considère ici

1194 que UKMO-HadGEM3 (appelé "HadGEM3" dans la suite) fait office de modèle intermédiaire
1195 comme le modèle CNRM-ALADIN. CNRM-AROME41, HCLIM38-AROME et ETHZ-CCLM3 sont
1196 pilotés par trois RCMs standards à 12,5 km de résolution, respectivement CNRM-ALADIN,
1197 HCLIM-ALORO et ETHZ-CCLM12 (CCLM12 pour COSMO à 12 km), eux-mêmes pilotés par
1198 des GCMs avec couplage océanique, respectivement CNRM-CM5, EC-EARTH et MPI-ESM avec
1199 des résolutions bien plus grossières (c.f. bas du Tableau 2.7).

1200 Dans cette étude multi-modèles, des simulations historiques de 10 ans sont comparées
1201 à des simulations futures de 10 ans. Les simulations futures ont toutes été réalisées suivant
1202 le scénario RCP8.5. Les différences de protocoles de simulations sont présentées dans le
1203 tableau 2.7.

1204 Les simulations de chaque groupe ne s'étendent pas sur les mêmes périodes même si elles
1205 représentent quand même toutes la fin du 21^{ème} siècle (c.f. bas du Tableau 2.7). Les périodes
1206 de simulation du CNRM, HCLIMcom et MOHC sont quasiment identiques (1996-2005 ou 1997-
1207 2006 et 2090-2099 ou 2091-2100). Les périodes de simulation de l'ETHZ sont différentes
1208 (1999-2008 et 2079-2088). Cette différence engendre probablement des conséquences sur
1209 les forçages en GES qui devraient être moins prononcés pour les simulations de l'ETHZ.
1210 Quoiqu'il en soit, on considère ici que toutes les simulations reproduisent des tendances de
1211 changement climatique typiques de la fin du 21^{ème} siècle dans un scénario pessimiste.

1212 Par ailleurs, l'ETHZ utilise la méthode du Pseudo Global Warming (PGW) pour simuler
1213 le changement climatique (Schär et al, 1996). Cette méthode consiste à appliquer un delta
1214 tridimensionnel de changement climatique issu d'une simulation globale à la simulation
1215 d'évaluation du modèle pour obtenir une simulation future. Le delta de changement cli-
1216 matique dépend du scénario d'émission des GES du GCM et de la période choisis. Cette
1217 méthode présente des avantages et des inconvénients. Elle permet de réduire considéra-
1218 blement le coût total des simulations climatiques tout en améliorant le rapport signal/bruit,
1219 c'est-à-dire que l'on peut suivre la chronologie des événements d'une simulation d'évalua-
1220 tion à une simulation future. Cependant, cette méthode implique que les régimes de temps
1221 soient constants dans le temps (et égaux à ceux d'ERA-Interim dans le run futur une dyna-
1222 mique constante et une humidité relative constante). Or, comme le montre Driouech et al
1223 (2010), le réchauffement climatique varie selon les régimes de temps, et aussi la fréquence
1224 des régimes de temps peut changer dans le futur. On peut donc considérer que l'approche
1225 du PGW ne représente qu'une partie du signal futur attendu, principalement celle liée aux
1226 changements thermodynamiques.

Institut	CNRM	HCLIMcom	MOHC	ETHZ
CPRCM	CNRM-AROME41t1	HCLIM38-AROME	UKMO-UM10.1	COSMO-GPU
Nom de la simulation	CNRM-AROME41	HCLIM38-AROME	UKMO-UM	ETHZ-CCLM3
Référence	Termonia et al (2018) Fumière et al (2019)	Lind et al (2016) Bengtsson et al (2017)	Berthou et al (2019)	Leutwyler et al (2016) Leutwyler et al (2017)
Résolution horizontale	2,5 km	3 km	2,2 km	2,2 km
Nombre de niveaux	60	65	70	60
Turbulence	CBR et ECT Cuxart et al (2000) Bougeault and Lacarrere (1989)	Bengtsson et al (2017)	Boutle et al (2014)	Mellor and Yamada (1982)
Microphysique	ICE3 Pinty and Jabouille (1998) Bouteloup et al (2011)		Wilson and Ballard (1999)	Baldauf et al (2011)
Rayonnement	LW :Iacono et al (2008) et Mlawer et al (1997) SW :Fouquart and Bonnel (1980) et Morcrette (2001)		Edwards and Slingo (1996) avec améliorations	Ritter and Geleyn (1992)
Convection peu profonde	approche EDMF : PMMC09 Pergaud et al (2009)		Pas de schéma	Tiedtke (1989)
Fréq. de forçage latéral	1h	3h	3h	1h
Zone de relaxation	21	8	24	50
Schéma de surface	SURFEX v7.3	SURFEX v8	JULES	TERRA-ML modifié
Modèle de ville	TEB Masson (2000)		JULES	aucun
SST interpolées	CNRM-CM5	EC-EARTH	Stratton et al (2018)	Pseudo Global Warming
Aérosols	Szopa et al (2013) bc et or évolutifs sd et ss non évolutifs	Tegen et al (1997) climatologie mensuelle	Walters et al (2017) climatologie mensuelle non évolutive	Deutener et al (2006) climatologie aérocom
Emission de GES		Observations puis RCP8.5		
Constante solaire	1361 W/m ²	1366 W/m ²	1361 W/m ²	1361 W/m ²
Modèle intermédiaire	CNRM-ALADIN 6.2	HCLIM-ALARO	HadGEM3-GC3.1-n512	COSMO-CLM
Nom de la simulation	CNRM-ALADIN	HCLIM-ALARO	UKMO-HadGEM3	ETHZ-CCLM12
Résolution	12,5 km	12,5 km	25 km	12,5 km
GCM	CNRM-CM5	EC-EARTH	HadGEM2-ES-r1	MPI-ESM-LR
Résolution	150 km	125 km	125 km	200 km
Période historique		1996-2005	1997-2006	1999-2008
Période scénario	2091-2100	2090-2099	2091-2100	2079-2088

Tableau 2.7 – Tableau récapitulatif des différences de protocoles et des principales caractéristiques des simulations de scénarios.

1227 **2.3.4 Les outils complémentaires**

1228 **2.3.4.1 Le bootstrap**

1229 La technique du bootstrap est une méthode statistique basée sur la réplique multiple
1230 de séries de données. Dans cette thèse, le bootstrap est utilisé pour définir un intervalle
1231 de confiance à 90% autour de certaines valeurs de quantiles de la distribution des pluies
1232 (Efron and Tibshirani, 1994). C'est une approche non-paramétrique qui consiste à effectuer
1233 un ré-échantillonnage des données.

1234 — La première étape consiste à réaliser un tirage au sort avec remise sur les années
1235 entières afin de reproduire un certain nombre d'échantillons de 10 ans de données
1236 (pour correspondre à la longueur des simulations utilisées dans la thèse). Dans cette
1237 thèse, l'opération est répétée 1000 fois pour obtenir 1000 échantillons de 10 années
1238 de données.

1239 — La deuxième étape vise à définir une séquence régulière de probabilités comprises
1240 entre 0 et 1, par exemple : 0 ; 0,0001 ; 0,0002 ; 0,0003 ; ... ; 0,9998 ; 0,9999 ; 1. Plus le
1241 nombre de décimal est élevé et plus les valeurs extrêmes sont représentées.

1242 — La troisième étape consiste à donner à chaque probabilité de la séquence, la valeur
1243 de précipitations qui lui est attribuée pour chaque échantillon grâce à un calcul de
1244 quantile.

1245 — La quatrième étape vise à trier de manière croissante les 1000 valeurs de préci-
1246 pitations obtenues pour chaque probabilité de la séquence définie dans la seconde
1247 étape.

1248 — La cinquième étape consiste à définir l'intervalle de confiance à 90%. Pour ce faire
1249 on va sélectionner la valeur 50 et la 950 pour chaque série triée correspondant à une
1250 probabilité de la séquence.

1251 .

1252 la méthode de bootstrap est très coûteuse pour des simulations avec des CPRCMS et je
1253 n'ai pas pu à ce stade l'appliquer à toutes les simulations ou sur les cartes.

1254 **2.3.4.2 Les méthodes d'interpolation**

1255 Les différentes bases de données présentées ont des résolutions horizontales différentes,
1256 COMEPHORE à 1 km - SAFRAN à 8 km - les CPRCMS entre 2 et 3 km et les modèles pilotes
1257 entre 12,5 et 25 km. En plus de cela, les différentes simulations AROME et ALADIN ne sont
1258 pas sur les mêmes grilles. Ces différences compliquent les comparaisons entre les bases de
1259 données.

1260 Pour apporter une analyse plus équitable, les différentes bases de données ont été in-
1261 terpolées sur des grilles communes. Ces grilles cibles choisies pour les comparaisons sont
1262 les deux grilles régulières communes du FPS-convection, une grille à 3 km qu'on appellera
1263 "grille ALP3" et une grille à 12,5 km que l'on appellera "grille ALP12". Les bases de données
1264 avec les résolutions les plus grossières comme SAFRAN et les simulations pilotes de celles
1265 des CPRCMS ont uniquement été interpolées sur la grille ALP12 afin de ne pas inventer de la

1266 donnée en allant vers une grille trop fine. Les bases de données à haute résolution, comme
1267 COMEPHORE et les sorties de modèles issues des CPRCMS ont toutes été interpolées sur les
1268 deux grilles, sur la grille ALP3 pour pouvoir les comparer entre elles et à COMEPHORE,
1269 et sur la grille ALP12 pour les comparer aux modèles forceurs et à SAFRAN. Les données
1270 utilisées dans le chapitre 3 ont aussi été interpolées sur une grille commune à 50 km que
1271 l'on peut considérer comme la résolution des GCMs de demain.

1272 Deux méthodes d'interpolations sont appliquées aux données dans cette thèse. La pre-
1273 mière permet d'interpoler les données d'une grille source vers une grille de résolution équi-
1274 valente ou plus fine. Elle est donc utilisée pour interpoler les données des CPRCMS et de
1275 COMEPHORE sur la grille ALP3 et les données des simulations pilotes sur la grille ALP12.
1276 La seconde méthode permet d'interpoler les données d'une grille source vers une grille de
1277 résolution plus grossière. Cette méthode a donc été utilisée pour interpoler les données des
1278 CPRCMS, de COMEPHORE et SAFRAN sur la grille ALP12 mais aussi dans le chapitre 3 pour
1279 interpoler les données sur la grille à 50 km.

1280 Pour l'interpolation vers une grille équivalente ou plus fine, l'algorithme est basé sur
1281 une triangulation avec une combinaison linéaire. Cette méthode à trois avantages majeurs.

- 1282 — pas de lissage artificiel des données d'entrée ;
- 1283 — pas de dépassement, un champs positif reste positif ;
- 1284 — une approche efficace pour les interpolations masquées (les valeurs des points terre
1285 sur la grille cible proviennent des points terre uniquement des points terre de la
1286 grille source).

1287 A tout point de la grille M, l'algorithme barycentrique est basé sur :

$$OM = \alpha OA + \beta OB + \gamma OC \quad (2.1)$$

1288 où α , β et γ sont les coordonnées barycentriques M dans du triangle ABC. A, B et C sont
1289 les trois points de la grille source utilisés pour la triangulation. La somme des coordonnées
1290 barycentriques est égale à 1. Si le point M de la grille source est situé à l'intérieur du
1291 triangle, les coefficients sont compris entre 0 et 1, aucun dépassement n'est alors possible.
1292 L'origine O ne joue aucun rôle sur les coordonnées.

1293 Pour l'interpolation vers une grille plus grossière, on applique une méthode dite "d'in-
1294 terpolation duale", elle est basée sur une valeur moyenne de tous les points de la grille
1295 source compris dans un polygone centré sur le point cible.

1296 **Chapitre 3**

1297 **Evaluation du modèle**
1298 **CNRM-AROME sur les**
1299 **précipitations extrêmes dans le**
1300 **Sud-Est de la France**

1301 **Sommaire**

1302	3.1	Résumé de l'article : Précipitations extrêmes dans le Sud-Est	
1303		de la France, évaluation et valeur ajoutée du modèle régional	
1304		de climat AROME à convection profonde explicite	54
1305			
1306	3.2	Article : Extreme rainfall in Mediterranean France during the	
1307		fall : added value of the CNRM-AROME Convection Permit-	
1308		ting Regional Climate Model	55
1309			
1311			

1312 Dans ce chapitre, nous présentons les résultats de la comparaison d'un jeu de données
1313 de référence COMEPHORE et de deux modèles de climat à aire limitée du CNRM, le modèle
1314 régional de climat à convection profonde paramétrisée ALADIN, à 12,5 km de résolution
1315 horizontale et le modèle à convection profonde explicite, AROME à 2,5 km de résolution
1316 horizontale pour la représentation des précipitations extrêmes dans le Sud-Est de la France
1317 en Automne sur une période de 10 ans (1997-2006). Ces résultats sont présentés sous la
1318 forme d'un article publié dans Climate Dynamics, précédé d'un résumé en français de
1319 l'article.

3.1 Résumé de l'article : Précipitations extrêmes dans le Sud-Est de la France, évaluation et valeur ajoutée du modèle régional de climat AROME à convection profonde explicite

Dans cette étude, le modèle de climat AROME à convection profonde explicite est comparé à son modèle forçeur, le modèle de climat ALADIN avec une convection paramétrée. Le modèle ALADIN est lui-même piloté par la réanalyse globale du CEPMMT, ERA-Interim, afin de reproduire la climatologie du climat passé et de pouvoir comparer au jour le jour les sorties des modèles aux observations de précipitations disponibles dans la région. Pour la comparaison des précipitations simulées aux échelles quotidienne et horaire, deux bases de données d'observations de précipitations sont utilisées, COMEPHORE et SAFRAN. COMEPHORE est une nouvelle base de données d'observations horaires de précipitations sur la France métropolitaine et la Corse avec une résolution de 1 km et SAFRAN à 8 km de résolution est la base de données d'analyses de précipitations quotidiennes de référence utilisée jusqu'à présent par la communauté. COMEPHORE permet d'évaluer pour la première fois la climatologie des précipitations extrêmes horaires en France. La technique du bootstrap est utilisée pour évaluer les incertitudes et déterminer un intervalle de confiance à 90% pour ces résultats.

Cette étude montre que la représentation de la distribution spatiale des précipitations moyennes d'automne dans le Sud-Est de la France est améliorée surtout sur le relief des Cévennes par le modèle AROME. Par ailleurs, ce modèle montre aussi une très claire valeur ajoutée par rapport à ALADIN quant à la localisation et l'intensité des précipitations extrêmes aux échelles temporelles quotidiennes et sub-quotidiennes, avec une bien meilleure représentation de l'intensité que celles simulées avec le modèle ALADIN. La valeur ajoutée se caractérise par la capacité du modèle à convection explicite à simuler des précipitations intenses non seulement sur le relief mais aussi sur plaine, tandis que le modèle ALADIN avec une convection profonde paramétrée simule les précipitations les plus fortes seulement sur le relief.

Cependant, le modèle AROME ne reproduit pas parfaitement les HPES. En effet, AROME sous-estime les pluies les plus fortes par rapport aux observations. Il simule des HPES un peu plus courts et un peu moins intenses que ceux visibles dans les observations. En particulier, le modèle AROME peine à simuler les événements de pluies les plus intenses au-dessus des seuils de 30 mm/h ou de 200 mm/j alors que le modèle ALADIN est en difficulté à partir des seuils de 12 mm/h et 60 mm/j.

L'origine de la valeur ajoutée d'AROME n'a pas été clairement identifiée dans cette étude, mais les paramétrisations physiques du modèle, sa dynamique non-hydrostatique et une plus haute résolution spatiale du modèle jouent probablement un rôle important. Pour conclure, cette étude a montré que le modèle AROME est plus adapté pour l'étude des HPES dans le Sud-Est de la France que le modèle ALADIN.

1359 **3.2 Article : Extreme rainfall in Mediterranean France**
1360 **during the fall : added value of the CNRM-AROME**
1361 **Convection Permitting Regional Climate Model**

1362 Q. Fumière, M. Déqué, O. Nuissier, S. Somot, A. Alias, C. Caillaud, O. Laurantin et Y.
1363 Seity : Extreme rainfall in Mediterranean France during the fall : added value of the CNRM-
1364 AROME Convection-Permitting Regional Climate Model. Accepté pour publication dans
1365 Climate Dynamics., 15p.



Extreme rainfall in Mediterranean France during the fall: added value of the CNRM-AROME Convection-Permitting Regional Climate Model

Quentin Fumière¹ · Michel Déqué¹ · Olivier Nuissier¹ · Samuel Somot¹ · Antoinette Alias¹ · Cécile Caillaud¹ · Olivier Laurantin² · Yann Seity¹

Received: 31 January 2018 / Accepted: 12 July 2019

© Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2019

Abstract

South-East France is a region often affected by heavy precipitating events the characteristics of which are likely to be significantly impacted in the future climate. In this study, CNRM-AROME, a Convection-Permitting Regional Climate Model with a 2.5 km horizontal resolution is compared to its forcing model, the Regional Climate Model ALADIN-Climate at a horizontal resolution of 12.5 km, self-driven by the ERA-interim reanalysis. An hourly observation dataset with a resolution of 1 km, COMEPHORE, is used in order to assess simulated surface precipitation from a seasonal to hourly scale. The representation of the spatial pattern of fall precipitation climatology is improved by CNRM-AROME. It also shows a clear added value with respect to ALADIN-Climate through the improvement of the localization and intensity of extreme rainfall on a daily and hourly time scale on both fine and coarse spatial scales (2.5, 12.5 and 50 km). CNRM-AROME in particular is able to simulate intense rainfall on lowlands and makes sub-daily rainfall events more intense than ALADIN-Climate. CNRM-AROME still underestimates very extreme precipitation from above 30 mm/h or 230 mm/day.

Keywords Convection-Permitting Regional Climate Model · Heavy precipitating events · Added value · CNRM-AROME · ALADIN-Climate · COMEPHORE

1 Introduction

The Mediterranean region is emerging as one of the primary hot-spots in future climate change projections (Giorgi 2006). On one hand, this region is prone to water shortages in summer, and on the other, it is often affected by High Precipitation Events (HPES, Nuissier et al. 2011), which can lead to highly destructive flash floods especially during the fall. These events generally occur around Mediterranean coastal regions, in particular in the south of France in the extended fall season typically from September to December (SOND in the following). More specifically for Mediterranean France, HPES often lead to surface precipitation amounts which sometimes exceed 200 mm in just a few hours (Ducrocq et al. 2008; Nuissier et al. 2008). Mediterranean HPES have been

studied in particular in recent years, especially in the framework of HyMeX (Hydrological cycle in the Mediterranean eXperiment, Drobinski et al. 2014; Ducrocq et al. 2014). These HPES are usually produced by intense deep convection generally associated with quasi-stationary convective systems (Nuissier et al. 2008). It has been shown that a typical synoptic-scale pattern with an upper-level flow centered just west of Western Europe, favors a warm and moist southerly low level flow over the north-western part of the Mediterranean Sea (Nuissier et al. 2011; Ricard et al. 2012).

Recent studies have shown an increasing trend in HPE intensity and frequency at the end of the twentieth century in South-Eastern France (Vautard et al. 2015; Blanchet et al. 2018; Ribes et al. 2019). Using rain gauge observations, Ribes et al. (2019) showed that the mean intensity increase of the annual maximum rainfall is significant and estimated at + 22% (+ 7% to + 39% at a 90% confidence level) over the 1961–2015 period in South-Eastern France. Changes in frequency for events exceeding high thresholds are found to be significant, typically approaching the double of the initial frequency in agreement with twice the Clausius–Clapeyron expected value. The area affected by HPES and the

✉ Quentin Fumière
quentin.fumiere@meteo.fr

¹ CNRM, CNRS, Université de Toulouse, Météo-France, Toulouse, France

² DSO, Météo-France, Toulouse, France

precipitated water volume during these events also exhibits increasing trends.

Studies based on climate change projections showed that HPE intensity is expected to increase due to climate change, despite an overall Mediterranean climate drying (Beaulant et al. 2011; Planton et al. 2016; Jacob et al. 2014; Drobinski et al. 2018; Colmet-Daage et al. 2017; Trambly and Somot 2018). RCMS used in these studies have a typical resolution of 50–12.5 km with parameterized deep convection. Their ability to represent correctly HPES and the associated small-scale processes is therefore questionable as is their ability to provide robust estimates of the future evolution of HPES.

Concerning the role of model resolution in regards to the representation of HPES, studies by Déqué and Somot (2008), Torma et al. (2015), Fantini et al. (2018), Ruti et al. (2016) and Prein et al. (2016) proved the added value of a horizontal resolution of 12.5 km RCMS (Regional Climate Model) with respect to a horizontal resolution of 50 km RCMS. In Richard et al. (2007) and Khodayar et al. (2016), the authors showed that by using a set of explicit convection models at a horizontal resolution of 2 km, the simulated extreme precipitation for some HPE cases was closer to the observations than were the hydrostatic models with a coarser resolution. Berthou et al. (2018) showed that when it came to daily precipitation, at a resolution of 12.5 km, two RCMS behaved differently concerning the representation of high precipitation events in the Gard in September 2002 whereas their Convective Permitting Regional Climate Model (CPRCMS) counterpart converged for a better representation. In addition, Ducrocq et al. (2002) and Nuissier et al. (2008) showed, using twin simulations, the added value of a model with explicit convection (a resolution of 2.5 km) regarding a model with a parameterized convection (of 10 km resolution) for typical HPES. The multi-model study of Coppola et al. (2019) proves the ability of high-resolution models to reproduce three cases of heavy rainfall in Europe in climate mode (a summer time extreme precipitation event over Austria, a fall Foehn event over the Swiss Alps and an intensively documented fall event along the Mediterranean coast). This proves motivational to the current study which proposes the testing of a model with explicit convection on a multi-annual scale in order to assess its statistical representation of HPES.

Due to increased computer capacity, running CPRCMS on a climate scale is now affordable. Prein et al. (2017) demonstrates the ability of CPRCM to simulate meso-scale circulations with a convection-permitting model. Kendon et al. (2014) showed a more realistic representation of convection which is poorly represented in coarser RCMS in the summer in England. Later, Ban et al. (2015) and Kendon et al. (2017), using CPRCM showed that an increase in the intensity of hourly heavy precipitating events in a warmer climate should be expected over different climate zones in Europe. The study of Leutwyler et al. (2017) showed that in general,

precipitation amounts are greater with CPRCM. They highlighted an added value by using CPRCM even if a verification of hourly precipitation with high-resolution data sets over Switzerland and Germany suggests that, over a flat terrain, precipitation frequency is underestimated whilst the 99th percentile of precipitation is overestimated. Across areas with strong topographic forcing, both the hourly frequency and the all-hour 99th percentile is overestimated. Moreover, Berthou et al. (2018) also showed the added value in climate mode of two different CPRCMS with respect to their associated RCMS on the simulation of hourly rainfall by CPRCM over the United Kingdom, Switzerland and Germany.

To the authors' knowledge however the added value of CPRCM to better represent the specific Mediterranean HPES has not yet been studied statistically in particular in the fall and on an hourly time scale. This is the major goal of this study in which a parameterized convection RCM at 12.5 km (ALADIN-Climate) is compared with a CPRCM at a resolution of 2.5 km (CNRM-AROME38t1, referred to as AROME in the following) in 10-year long simulations, so as to assess the statistical robustness of the results.

As highlighted by Kendon et al. (2014), Fosser et al. (2015) and Ban et al. (2015), a high quality reference observation dataset is of primary importance in order to establish the added value of CPRCM. For this reason, for the first time, a new reference dataset available over France at a 1 km and 1 h resolution, COMEPHORE is employed. Intense rain events generally occur for a few hours, so the use of an hourly observations dataset with such a high resolution is therefore a very useful and robust way in which to evaluate the climate models on an hourly scale. This dataset is only available in France so we chose to focus on the Mediterranean France (South-Eastern France) where HPES are most intense. COMEPHORE will be compared with SAFRAN the amount reference dataset for the study of precipitation from models in France (Déqué and Somot 2008; Fantini et al. 2018; Prein et al. 2016; Berthou et al. 2018). In the study, Sect. 2 presents the models used for the comparison and the reference datasets. Section 3 shows the results of the comparison between the two models and observations and assesses the added value of AROME with respect to ALADIN-Climate. Section 4 presents a discussion of the results, and, finally, a conclusion is provided in Sect. 5.

2 Methodology

2.1 SAFRAN observations

SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige) is a precipitation analysis for France and Corsica which uses an optimal interpolation method (Durand et al. 1993; Quintana-Segui et al. 2008;

Vidal et al. 2011). It has a 8 km spatial resolution grid with an effective resolution of around 30 km. Analyses are performed over climatically homogeneous areas where the horizontal climatic gradients are weak. The precipitation analysis is performed daily at 0600 UTC, in order to include in the analysis the numerous rain gauges which measure precipitation on a daily basis (approximately 4200 rain gauges. The first guess is in this case deduced from climatological fields). An hourly separation based on a climatological profile is then performed. For this reason, an hourly precipitation study using SAFRAN as a reference makes no sense. Consequently these SAFRAN data will be used only as a reference for daily rainfall.

So far, SAFRAN has been the reference for evaluating extreme precipitation in RCMs across France (Déqué and Somot 2008; Ruti et al. 2016; Prein et al. 2016; Fantini et al. 2018; Berthou et al. 2018). HPES are very localized and short phenomena which an analysis at 8 km with an effective resolution of 30 km cannot represent correctly. We therefore believe that a higher horizontal and temporal resolution dataset than that of SAFRAN is required for the improvement of the robustness of HPES studies. In the following, SAFRAN is shown for comparison with previous studies but we consider COMEPHORE as the reference product.

2.2 COMEPHORE observations

COMEPHORE (COmbinaison en vue de la Meilleure Estimation de la Précipitation HOraire), the second observation dataset (Tabary et al. 2012), is used as a reference for precipitation estimates in this study. COMEPHORE provides a synthesis of different sources of information available in Météo-France's operational archives, in order to obtain the best representation of surface precipitation accumulation over metropolitan France, at an hourly frequency and a kilometric resolution, with no temporal or spatial gap. The initial project provided a 10-year (1997–2006) reference observational dataset based on radar and rain gauge data (approximately 4200 rain gauges with a daily timestep including approximately 1200 rain gauges with an hourly timestep). A specific processing chain has been implemented and is explained in Tabary et al. (2012), notably in order to address the various sources of error affecting radar data.

The beginning of the period was constrained by the consistency of available archived radar data. The French operational network consisted of only 13 radars in 1997, and this number was raised to 24 in 2006, approaching the present configuration. This variation in the radar coverage directly impacts the quality of COMEPHORE, which has improved over time. Moreover, radar data are of low quality in high altitude mountainous areas like in the Alps, in Corsica and in the Pyrenees because some areas are hidden by the mountains. The Fig. 1 shows that mountainous areas does not have a

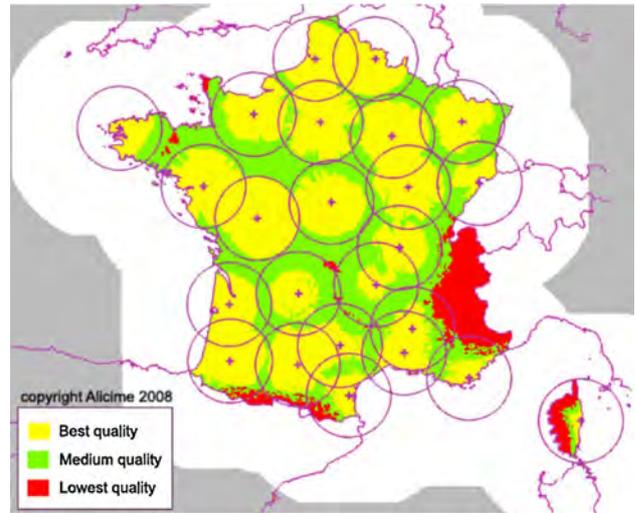


Fig. 1 Map of the quality of the radar rainfall measurement with the French radar network in 2006 (24 radars)

good radar coverage like in the Alps, in Corsica and in the Pyrenees (areas with the lowest quality of the radar data are in red on Fig. 1). However, in the Cevennes, the quality of the rainfall measurement is good.

Besides, COMEPHORE benefits from rain gauge data collected by the French electricity company which owns various hydroelectric power plants to increase the quality of the dataset in some regions such as Brittany, Normandy, and central France. Even if the quality of rain gauges is not very good in mountainous areas (Isotta et al. 2014), the combination of radar and rainfall data makes it possible to obtain an observation database on the Alps, Corsica and the Pyrenees that is of lower quality than the data on the rest of France but that remains of higher quality than the other observation databases currently available on these mountainous regions. The ground elevation is not taken into account in the interpolation method as it is not straight forward enough to do so at an hourly time step. COMEPHORE is the first rainfall observational dataset with hourly and kilometric resolution over the entire French metropolitan territory. The dataset which has recently been extended to 2015 covers land points as well as sea points along the shoreline thanks to radars. This product allows sub-daily and small scale phenomena evaluations such as Mediterranean HPES for climatological purposes across France.

2.3 Model setups

In this study, we compare a RCM at a resolution of 12.5 km, based on hydrostatic equations and with parameterized convection (ALADIN-climate), to a non-hydrostatic CPRCM at a resolution of 2.5 km and with an explicit representation of deep convection (AROME). Both models are compared across the

COMEPHORE 1997–2006 period for the extended fall season (SOND for September, October, November and December).

2.3.1 ALADIN-climate

ALADIN-climate is the RCM used by the climate group at Météo-France since the early 2000s (Spiridonov et al. 2005). In this study, ALADIN-climate is used with a horizontal grid spacing of 12.5 km, the current highest resolution in international inter-comparison projects such as Euro-CORDEX (Jacob et al. 2014) or Med-CORDEX (Ruti et al. 2016). ALADIN-climate is a numerical model with a bi-spectral Fourier truncation and a semi-implicit semi-lagrangian advection scheme. This model uses the hydrostatic approximation and therefore a parameterized deep convection (Bougeault 1985). The ALADIN-climate version used is the version 5.3 with 31 vertical levels and no spectral nudging. The original version 5 is described in Colin et al. (2010) and in Herrmann et al. (2011) (more details can be found at <http://www.cnrm.meteo.fr/gmgec/arpege-climat/ARPCLI-V5.1/index.html>). Version 5.3 is the ALADIN-climate version used for Euro-CORDEX (Bador et al. 2017; Colmet-Daage et al. 2017). The version of the physical parametrizations used in this study is very similar to the version described in Voltaire et al. (2013), for the CNRM-CM5 CMIP5 model. Major physical differences between V5 and V5.3 are:

- RRTM (Rapid Radiation Transfer Model, Mlawer et al. 1997) for long wave radiation;
- FB (Fouquart and Bonnel 1980; Termonia et al. 2018), the spectrum for short wave radiation is divided into six bands;
- ECUME (Exchange Coefficients from Unified Multi-campaign Estimates) for air-sea turbulent fluxes;
- a mixing-length parameterization described in Lenderink and Holtslag (2004).

In this study, ALADIN-climate simulation is carried out over a domain centred across France (Fig. 2), a domain which enables the encompassing of most cases of intense precipitation over France (Colin et al. 2010).

Limited Area Models need lateral boundary conditions which are usually provided by global models. RCMs strongly depend on the information given at the boundaries by their driving model. In this study, ALADIN-climate is driven by ERA-Interim, a global atmospheric reanalysis with a horizontal resolution of about 77 km (Berrisford et al. 2011). Sea Surface Temperatures (SST) used in the simulation are those of ERA-Interim interpolated at 12.5 km while aerosols are those of Nabat et al. (2013) and the greenhouse gases are those of CMIP5. This ALADIN-climate simulation covers the COMEPHORE 1997–2006 period after a 9-year spin-up.

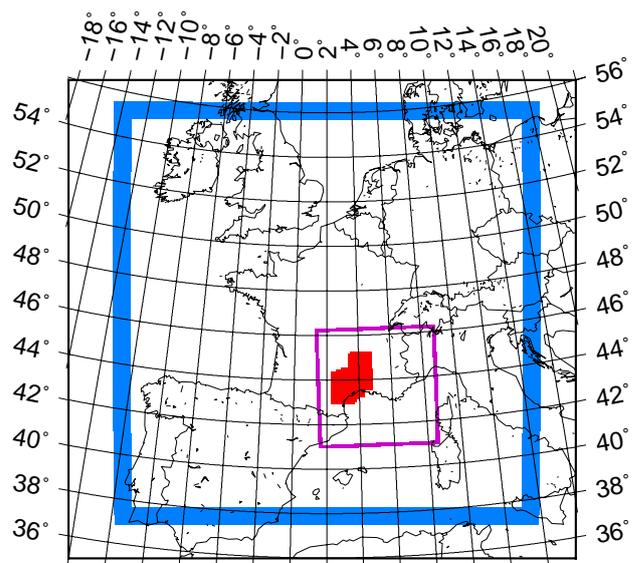


Fig. 2 Computational domains used for ALADIN-climate (driving model in blue) and for AROME (driven model in purple). The color bands show the relaxation zone. The red zone corresponds to the Extreme Precipitation Area (EPA, see text for definition, Sect. 2.3.1)

2.3.2 AROME

CNRM-AROME38t1 is a high resolution CPRCM recently developed at CNRM with a horizontal resolution of 2.5 km. It is derived from the operational short range numerical weather prediction model AROME (Seity et al. 2011; Termonia et al. 2018), in operation at Météo-France since 2008. Pioneer works using AROME in climate mode can be found in Déqué et al. (2016) and in Lind et al. (2016). The model name is divided into several parts, CNRM for “Centre National de Recherches Météorologiques”, AROME for “Applications de la Recherche à l’Opérationnel à Mésos-Echelle” and “38” for the cycle inherited from the numerical weather forecast. The “t1” signifies “Toulouse 1” because the cycle 38 is shared with the ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts) and the cycle 38t1 corresponds to the cycle 38 with improvements made by Météo-France.

The dynamical core is that of the spectral non-hydrostatic version of the limited-area ALADIN model (Bénaud et al. 2010) with a two-time level semi-lagrangian, semi-explicit scheme. Its prognostic variables are the same as those of ALADIN-climate except for the three-dimensional fields: “f” the pressure departure, the vertical divergence of the wind and the solid and liquid phases of water. Deep convection is assumed to be resolved explicitly by the dynamics of the model at a 2.5 km resolution, whilst ALADIN-climate used at a coarse resolution needs deep convection parameterization (Bougeault 1985).

Thanks to the SURFEX soil-atmosphere interface (Masson et al. 2013), AROME inherits a detailed description of

continental surfaces with a high resolution physiographic database and each model grid box is made of four tiles of adjacent surfaces: land, urban, sea and inland waters. Most physical parameterizations of AROME are inherited from Meso-NH model (Lac et al. 2018), including a bulk one-moment microphysics scheme which represents five water species (ICE3 scheme, Pinty and Jabouille 1998), a PDF-based sedimentation scheme (Bouteloup et al. 2011; Caniaux et al. 1994). The turbulence in the planetary boundary layer is represented by a prognostic Turbulent Kinetic Energy (TKE) equation combined with a diagnostic mixing length (Bougeault and Lacarrere 1989). The TKE scheme used in AROME is derived from the full set of equations for the second-order moment. It was developed by Cuxart et al. (2000).

For shallow convection, a parametrization of sub-grid effects is used (Pergaud et al. 2009). It is a mass-flux scheme based on the eddy-diffusivity mass-flux scheme (Soares et al. 2004). A statistical cloud scheme is used in AROME (Bechtold et al. 1995; Bougeault 1982). A version of the ECMWF radiation parameterization is implemented (Iacono et al. 2008; Mlawer et al. 1997; Fouquart and Bonnel 1980; Morcrette 2001).

AROME is used for this study with a 2.5 km spectral resolution, 60 vertical levels and a 60 s time-step. A relaxation toward ALADIN-Climate is applied at the top of the model for wind divergence, wind vorticity and temperature with a weak coefficient (0.01 s^{-1}). It is applied to the highest model levels for wave numbers inferior to 20 km. This nudging can be considered as the upper boundary condition allowing to compensate for a poor representation of the upper stratosphere in AROME. With regards to the other model forcings, Sea Surface Temperatures (SST) used in the simulation are those of ERA-Interim interpolated at 2.5 km whilst aerosols are those of Tegen et al. (1997) and the greenhouse gases come from CMIP5.

The AROME domain (Fig. 2) covers South-East France and the neighbouring mountains (the Pyrenees, the Cevennes and the Alps), as well as the upstream flow over the Mediterranean Sea favoring HPES. AROME is driven every hour by the ALADIN-Climate which is self-driven every 6 h by ERA-Interim. If we go from ERA-Interim at a resolution of 77 km to AROME at 2.5 km, the resolution jump is too important. It is necessary to pass by an intermediary model at 12.5 km. That model is ALADIN-Climate. ALADIN-Climate is therefore used as an intermediate driving model for AROME in order to avoid the possible detrimental effects caused by a too important resolution jump, given the small size of the AROME domain (Laprise et al. 2008). We assume that the two-tier modelling strategy allows the limiting of the spatial spin-up zone within the AROME domain.

The AROME simulation starts in January 1997 after a 9 year spin-up and finishes in December 2006 as in ALADIN-Climate. In order to evaluate the added value of AROME, with respect

to ALADIN-Climate, both models will be compared over the AROME domain. According to Matte et al. (2017), the borders of the domain might be affected by boundaries effects, we decided to take off a spatial spin-up zone of 30 points as suggested by the authors.

2.4 Extreme Precipitation Area (EPA)

In order to obtain robust statistics for the most extreme part of the precipitation distribution, we decided to define an Extreme Precipitation Area (EPA), so as to pool a large group of grid points. This EPA has been defined to focus on the rainiest area of Mediterranean France and to be relatively homogeneous from a climatological point of view.

To define the EPA, a method of sliding box to discriminate the HPE area is applied to the COMEPHORE observation dataset. For each box, the number of grid points above a specific threshold is calculated for every day within the period. The box is selected as an extreme box, when the number of points is greater than a given value at least once during the period. All selected boxes define the EPA. The smaller the boxes, the more the EPA is representative of the area prone to heavy rainfall.

We chose $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$ boxes so that the boxes would contain enough points of the coarsest model grid (12.5 km resolution) and were large enough to capture HPES. Each box contains 2500 grid points at a resolution of 1 km. Boxes are moved 10 km by 10 km in the x - and y -directions, so that they overlap. To be selected for the EPA, the box has to contain at least 10 grid points with an observed precipitation value over the threshold of 250 mm/day for at least one day during the period. This method allows the defining of an EPA of 28,672 points (red area in Fig. 2). It corresponds to a surface of $28,672 \text{ km}^2$ representing most accurately the area in which the strongest precipitation occurs (Colmet-Daage et al. 2017; Ribes et al. 2019).

The strongest HPES in South-Eastern France occurs in the extended fall season (Nuissier et al. 2008; Ribes et al. 2019). Thereby, data for this EPA between September and December (SOND) over the available COMEPHORE period 1997–2006 will be considered in Sects. 3.3 and 3.4.

2.5 Interpolation methods

In order to perform fair comparisons between the four datasets and to determine the CPRCM added value if there is one, we first interpolate all the datasets on common grids. Three grids have been defined so as to assess the model quality at the resolution of the CPRCM (2.5 km), at the resolution of the RCM (12.5 km) and also at a coarser resolution (50 km) typical of the current highest General Climate Model (GCM) resolution.

In this study, for interpolation on higher resolution grids, the algorithm used is based on triangulation with linear combination. This approach has three advantages:

- no artificial smoothing of input data (which could hide problems in the data);
- no overshoot (a positive field remains positive);
- a clean approach for masked interpolation (target grid land values come only from land points).

At any point M , the barycentric algorithm is based on:

$$OM = \alpha OA + \beta OB + \gamma OC$$

with α , β and γ being the barycentric coordinates of the triangle ABC and A , B and C points of the coarse source grid. The sum of the barycentric coordinates of the triangle ABC is 1 and these do not depend on O . If the point M of the high resolution grid is inside the triangle, the coefficients stay between 0 and 1, so that no overshoot can occur. If a point moves from one triangle to a neighboring one, there is no jump, because along a triangle side, the result depends only on the values at the two vertices.

For interpolation onto a coarser grid, the method used is "dual interpolation". This method uses the neighbors and weights constructed for the barycentric interpolation from the target grid (the coarser grid) to the source grid (the fine grid). The interpolation is therefore an average of all source points inside a polygon centered at the target point. This polygon is based on the triangulation constructed when preparing the target-to-source interpolation.

3 Overall performance of both climate models

This section presents different comparisons between simulations of both models and reference observational datasets focusing on spatial pattern and Probability Distribution Function (PDF) over the EPA from on a seasonal to sub-daily scale.

3.1 Seasonal mean precipitation

During the fall, mean precipitation is strongly influenced by extremes in the region. Spatial distribution of the seasonal mean precipitation over an extended fall (SOND) is presented in Fig. 3 at three different resolutions (2.5, 12.5 and 50 km). Figure 3 shows a common high-precipitation pattern oriented South-West to North-East which corresponds to the South-Eastern slopes of Massif Central mountains where heavy precipitation occurs preferentially (Nuissier et al. 2011). This common pattern is also visible in SAFRAN (Fig. 3a, b), COMEPHORE (Fig. 3d, e), AROME (Fig. 3j, k) and

ALADIN-climate (Fig. 3g, h) at a resolution of 2.5 km and 12.5 km. At 50 km, this pattern is still discernible although attenuated due to the smoothed resolution. It does however correctly represent the area where HPES occur (Fig. 3c, f, i, l).

The comparison between both observational datasets shows that COMEPHORE and SAFRAN have very similar results except for the Cevennes mountain range, where the area corresponding to the highest average rainfall is larger in COMEPHORE than in SAFRAN. It is probably one of the consequences of the coarse resolution of SAFRAN and the inclusion of radar data into the COMEPHORE dataset.

Following on from this we calculate the spatial average of those values over the EPA domain (Fig. 2, land points only, Table 1). COMEPHORE and SAFRAN depict on average more precipitation than the two models. It is important to note that precipitation on mountainous areas with high altitude are underestimated in observation datasets as mentioned in the Sect. 2.2, due to the low quality of the radar data on high altitude, the kick off station measurements because some radar was installed during the period, and rain gauges data are also underestimated because of precipitation undercatch. These uncertainties in mountainous regions generally give reduced quality to observational data (Isotta et al. 2014; Prein et al. 2016).

Mean surface rainfall amounts of both models are weaker over plains than on the Massif Central slopes on every figure, in agreement with the observations. At 2.5 km, AROME shows in addition the four local precipitation peaks (in red on Fig. 3d, j) visible on the COMEPHORE map (Fig. 3d). These correspond to areas where rainfall is highest due to orographic forcing and appears to be realistic. On the spatial maps and using COMEPHORE as reference, AROME shows a clear added value with respect to the ALADIN-climate. This is the case for the three grid resolution showing in particular that CPRCM can add value not only on a small scale but also on the GCM scale. This added value is particularly clear over the Cevennes area. For the spatial maximum values of mean rainfall over the whole period, AROME is more realistic than ALADIN-climate (Table 1).

In conclusion, despite a mean value underestimation for models over the Massif Central mountain slopes in the Cevennes mountains, AROME shows an added value compared to the ALADIN-climate for seasonal mean precipitation. This added value can be considered as an up-scaled added value as AROME improves the spatial pattern of the long-term precipitation climatology (Berthou et al. 2018).

3.2 Daily extreme precipitation

Figures 4 and 5 show maps of daily quantiles of heavy (95th percentile) and extreme (99th percentile) precipitation for an extended fall (SOND) between 1997 and 2006 for the observation and model datasets.

1372

Fig. 3 Spatial distribution of the seasonal-mean precipitation (mm/day) at three different resolutions (2.5 km, 12.5 km and 50 km) for SAFRAN (a–c), COMEPHORE (d–f), ALADIN-Climate (g–i) and AROME (j–l) during an extended fall (SOND) between 1997 and 2006

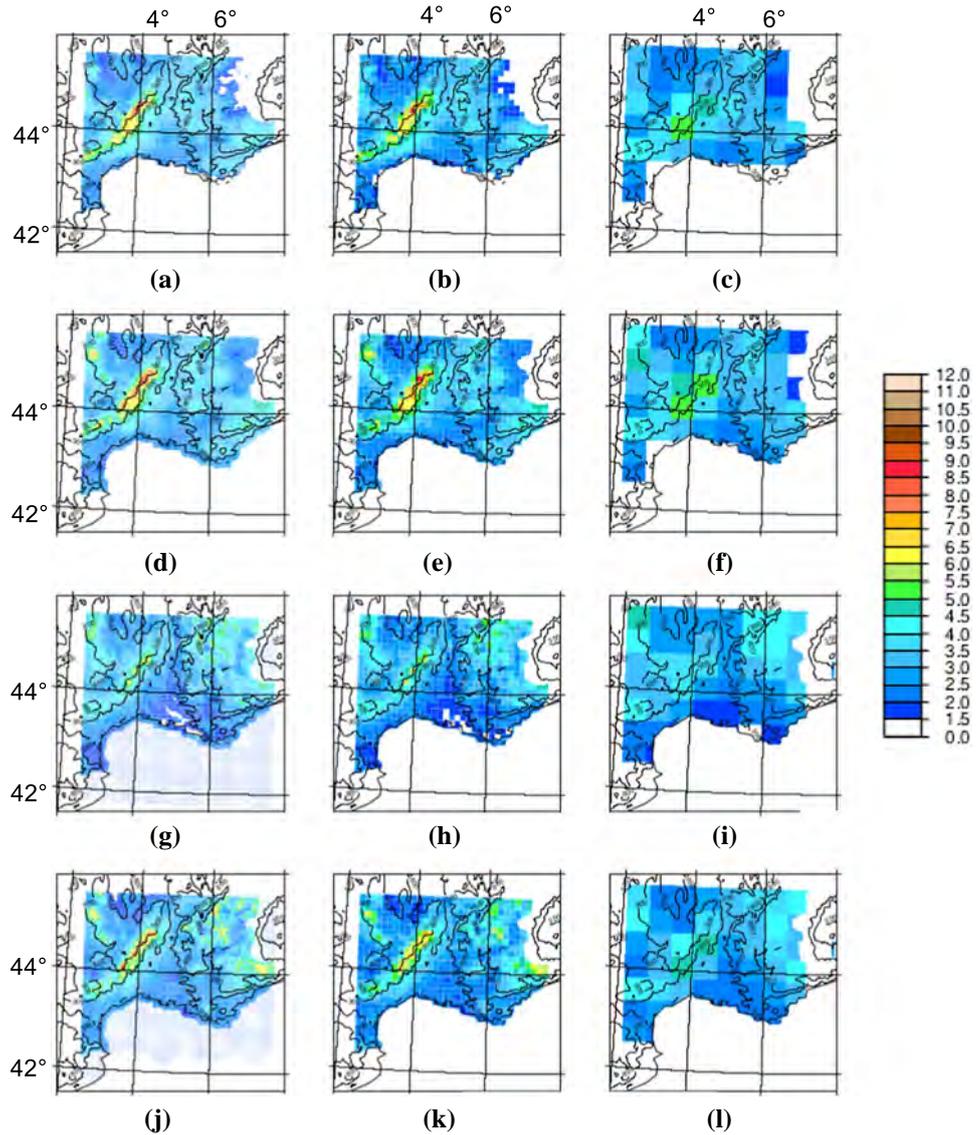


Table 1 Spatial mean and maximum values over the EPA of mean seasonal precipitation, 95th, 99th quantiles precipitation in mm/day for SAFRAN, COMEPHORE, ALADIN-Climate and AROME at a 12.5 km resolution during an extended fall (SOND) between 1997 and 2006

	SAFRAN	COMEPHORE	ALADIN-Climate	AROME
Mean of means	5.3	5.6	3.1	4.6
Max of means	9.1	10.3	6.5	8.4
Mean of Q95	21.7	23.7	16.8	20.1
Max of Q95	51.3	64.2	37.0	48.7
Mean of Q99	62.0	71.3	44.0	61.8
Max of Q99	137.9	172.5	89.3	130.6

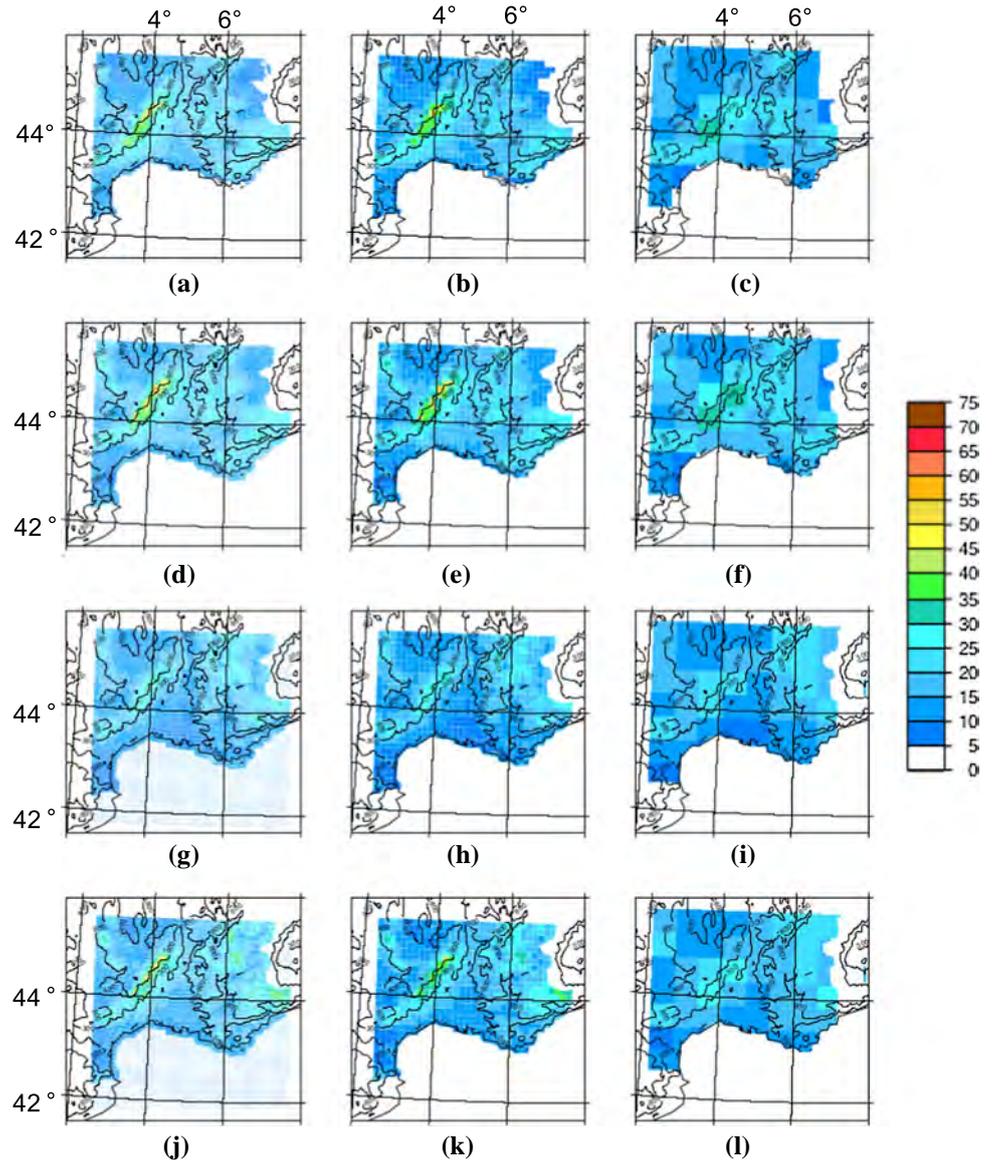
The same pattern oriented South-West to North-East is also observed with extreme daily precipitation. It is visible at the three resolutions and for the four datasets for

the 95th and the 99th quantile even if this pattern is more pronounced for very extreme daily rainfall.

Figures 4a–f and 5a–f show that both observation datasets present different values for the 95th and the 99th quantiles. Values are higher for the 99th quantiles. In fact, for the four datasets, there is more than two times more rainfall on average for the 99th quantile (Table 1). Moreover, for the maximum values of all datasets for the 95th and the 99th quantile, AROME simulates almost as much rainfall as SAFRAN (respectively 48.7 mm/day and 51.3 mm/day for the 95th and 130.6 mm/day and 137.9 mm/day for the 99th) while the values for COMEPHORE are higher (64.2 mm/day for the 95th and 172.5 mm/day for the 99th) and ALADIN-climate does not simulate enough rainfall (37 mm/day for the 95th and 89.3 mm/day for the 99th).

This is probably a consequence of the reanalysis processing of SAFRAN which may smooth the extreme values.

Fig. 4 Spatial distribution of the 95th quantile for daily precipitation (mm/d) at three different resolutions (2.5 km, 12.5 km and 50 km) for SAFRAN (a–c), COMEPHORE (d–f), ALADIN-climate (g–i) and AROME (j–l) during an extended fall (SOND) between 1997 and 2006



Moreover, SAFRAN and COMEPHORE have the same number of rain gauges for daily, but COMEPHORE also use hourly rainfall readings for a quarter of the rain gauges. This shows that it is more relevant to use COMEPHORE for the study of intense rainfall phenomena in France. Figures 4 and 5 also show that AROME is closer to COMEPHORE than ALADIN-climate for the representation of heavy and extreme daily precipitation. This added value is effective whatever the study grid.

3.3 Hourly extreme precipitation

During Mediterranean HPES, a substantial accumulation of surface precipitation can occur in a few hours and over very localized areas. COMEPHORE has an effective hourly temporal resolution allowing a better spatio-temporal representation of HPES compared to SAFRAN from which hourly precipitation

come from daily rainfall with a separation based on a climatological profile. The COMEPHORE observation database will therefore be the only one used for the study of sub-daily extreme rainfall.

We have seen previously that the study of precipitation at 50 km does not represent the fine scale location of HPES, so in the following, the study will focus on precipitation at 12.5 km and 2.5 km. For the sake of clarity, we have also decided that these data from both models will be compared at a resolution of 12.5 km (Fig. 6) whilst AROME will be also compared to COMEPHORE at a resolution of 2.5 km (Fig. 7) in order to take advantage of the high resolution of AROME and COMEPHORE.

The same pattern oriented South-West to North-East is once again observed with extreme hourly precipitation. This pattern is extended however to the southern plains of

1374

Fig. 5 Spatial distribution of the 95th quantile for daily precipitation (mm/day) at three different resolutions (2.5 km, 12.5 km and 50 km) for SAFRAN (a–c), COMEPHORE (d–f), ALADIN-climate (g–i) and AROME (j–l) during an extended fall (SOND) between 1997 and 2006

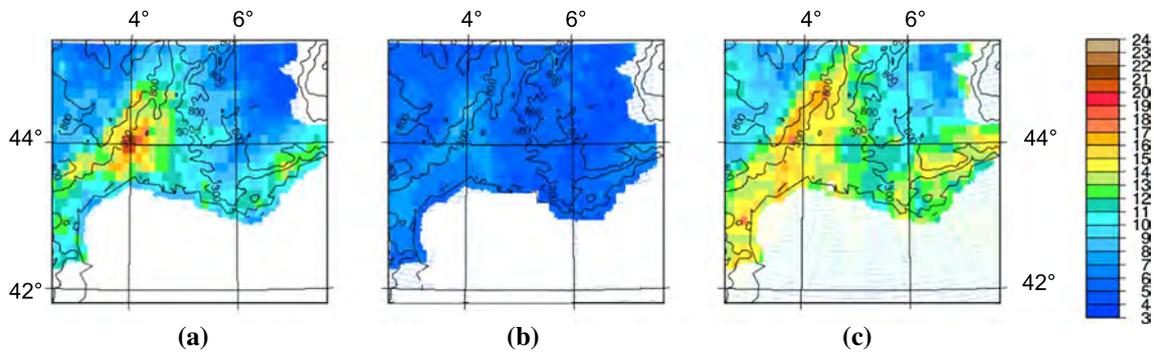
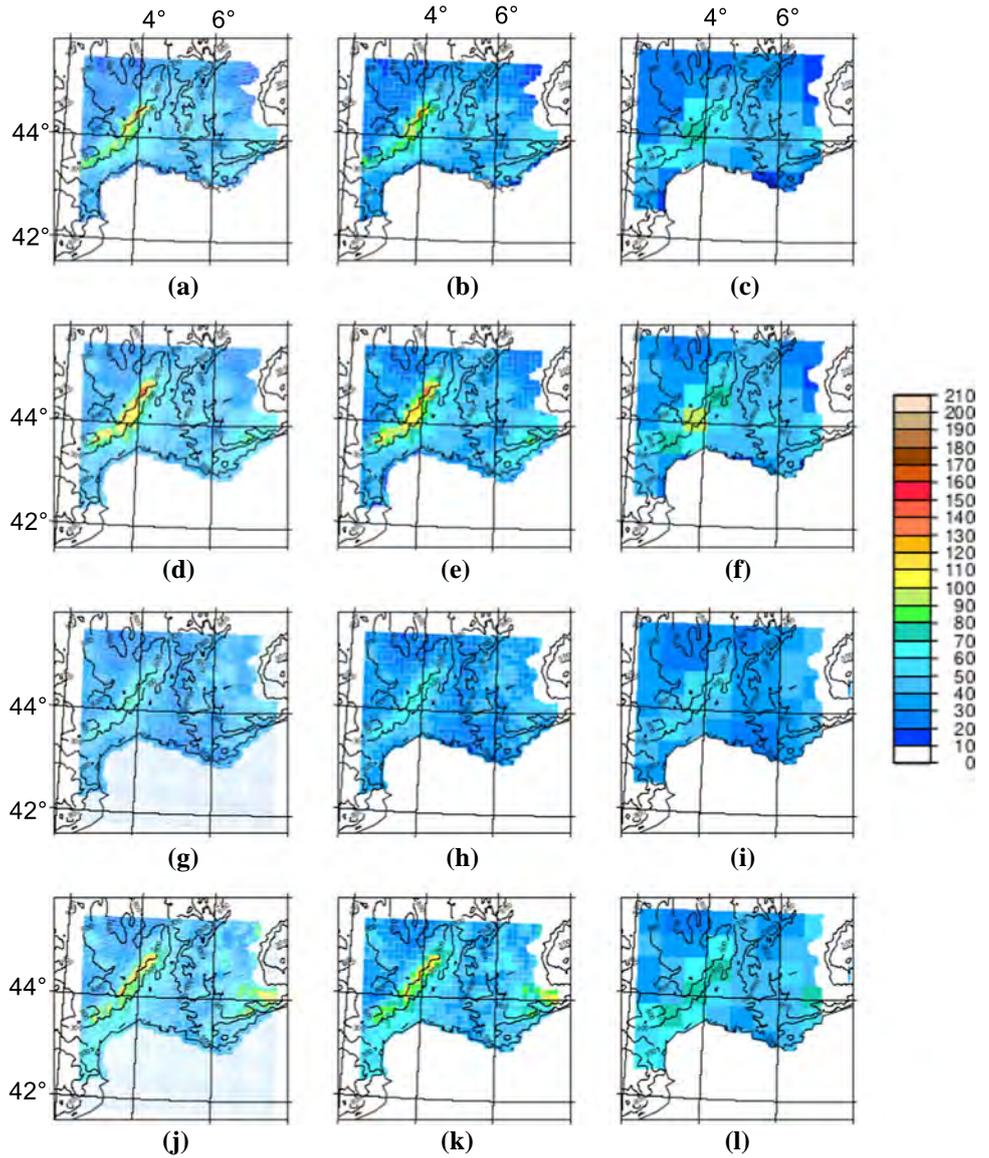


Fig. 6 Spatial distribution of the 99.9th quantile for hourly precipitation (mm/h) at 12.5 km for COMEPHORE (a), ALADIN-climate (b) and AROME (c) during an extended fall (SOND) between 1997 and 2006

Fig. 7 Spatial distribution of the 99.9th quantile for hourly precipitation (mm/day) at 2.5 km for COMEPHORE (a) and AROME (b) during an extended fall (SOND) between 1997 and 2006

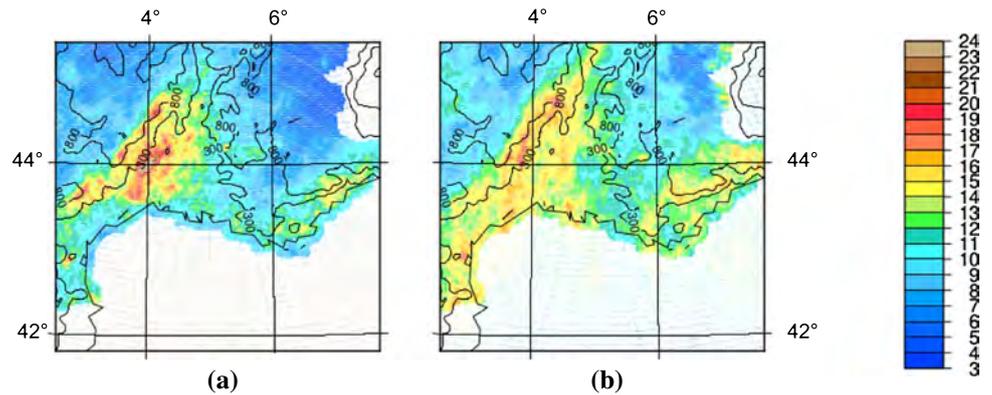


Table 2 Spatial mean and maximum values of the 99.9th quantiles of hourly precipitation and the absolute spatio-temporal maximum hourly values (mm/h) for COMEPHORE, ALADIN-Climate and AROME at a resolution of 12.5 km during an extended fall (SOND) between 1997 and 2006 across the EPA

	COMEPHORE	ALADIN-Climate	AROME
Mean of 99.9th quantiles	15.5	6.7	13.9
Max of 99.9th quantiles	22.9	10.9	20.3
Max	78.8	22.3	63.0

the Cevennes. In Figs. 6a and 7a, the maximum hourly precipitation is located on plains. This extension of the pattern is visible with AROME but not with the ALADIN-Climate. AROME simulates intense rainfall on plains but its hourly maximum is still located on the Cevennes mountains contrary to observations.

The study of hourly precipitation shows a clear added value on extreme hourly rainfall at 12.5 km (Fig. 6) with ALADIN-Climate strongly underestimating intense hourly rainfall. Table 2 shows the added value of AROME compared to ALADIN-Climate for the 99.9th quantile over the EPA. For the 99.9th quantile, mean and max precipitation of AROME over the EPA are twice as important as the precipitation of ALADIN-Climate. It is worth noting however that AROME extreme hourly precipitations are slightly underestimated.

The comparison between the 99.9th quantile of hourly precipitation simulated by AROME and observations shows new information in Figs. 6 and 7. Indeed, precipitation corresponding to the 99.9th quantile is not only localized on topography but also over low lands with AROME (Fig. 7a) as expected from COMEPHORE. This probably means that the mechanism of the low level cold pool resulting from the evaporation of precipitation falling under storms is fairly reproduced. However, AROME simulates too much rainfall on the Eastern Pyrenees and over the Southern Alps. AROME overestimates intense precipitation on low lands and this point will be addressed in the discussion section.

3.4 Cumulative Density Function (CDF)

In order to focus on the greatest amount of precipitation, CDF of all datasets over the EPA during the same period of time (SOND, 1997–2006) will be analyzed forthwith. See Sect. 2.3.1 for a description of the EPA.

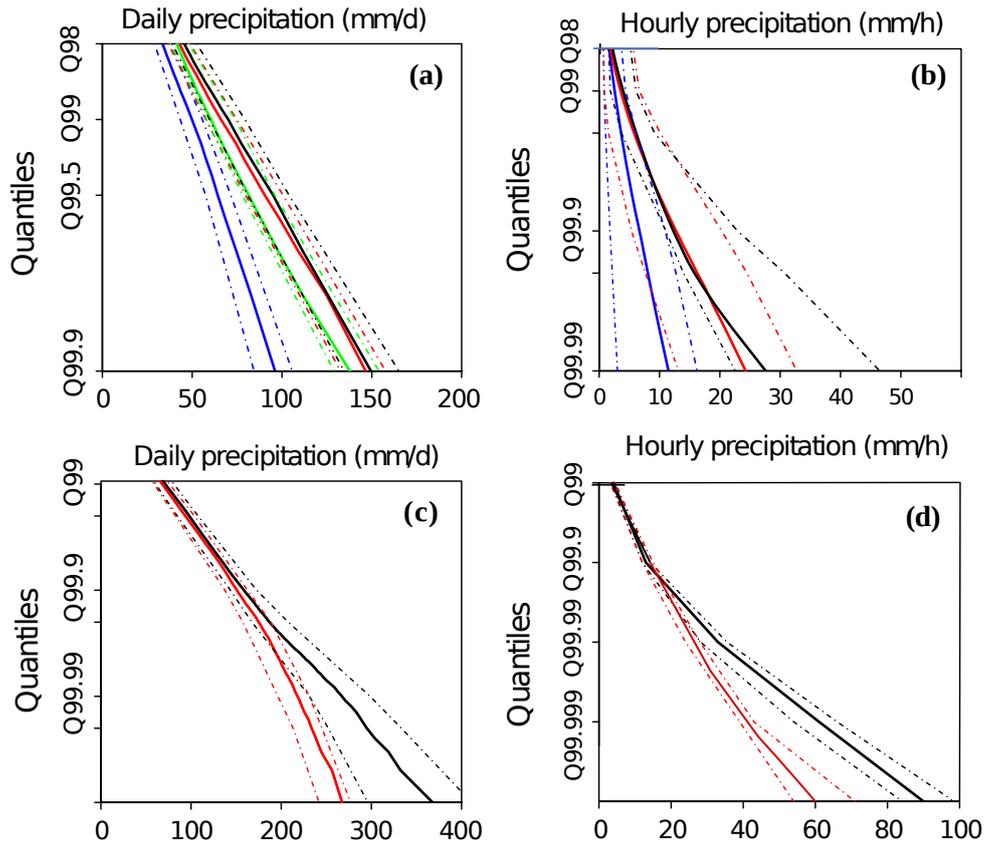
We use the bootstrapping technique to estimate a 90% uncertainty range around every quantile value (Efron and Tibshirani 1994). This consists of a random draw, 10 times, year by year during the 1997–2006 period with replacement. This 10-year draw is repeated 1000 times. The 5th and 95th percentile values of the distribution are calculated for each 10-year series in order to obtain a 90% confidence interval for each dataset. The bootstrapping technique is computed on both study grids (12.5 km and 2.5 km), so as to achieve a fair comparison between models and observations after the dataset interpolation step. The four datasets (COMEPHORE—1 km, SAFRAN—8 km, ALADIN-Climate—12.5 km and AROME—2.5 km) are first studied on the grid of ALADIN-Climate at 12.5 km (Fig. 8a, b). To assess thereafter the differences between AROME and COMEPHORE without losing the high resolution information, datasets are examined on the grid of AROME at a resolution of 2.5 km (Fig. 8c, d).

For daily precipitation on the 12.5 km grid (Fig. 8a), the CDFs of AROME and COMEPHORE match each other very well for every calculated quantile from the 98th quantile to the 99.9th quantile. On the contrary, ALADIN-Climate shows an underestimation from the 98th quantile (around 40 mm/day) that increases for higher quantiles.

The interpolation at 12.5 km of AROME and COMEPHORE leads however to a loss of information for the most extreme values in these datasets. If a 2.5 km comparison were therefore to be inaccurate for ALADIN-Climate, the comparison between AROME and COMEPHORE on the 2.5 km grid is relevant (Fig. 8c). Moreover, at this resolution, the EPA contains more points. This makes the study of more intense events possible with a lower probability proving rare at coarser resolutions. Precipitation in AROME and COMEPHORE is significantly different only for events with

1376

Fig. 8 Tail of the Cumulative Density Functions ($1-cdf$) of daily rainfall **a, c** in mm/day and of hourly rainfall **(b, d)** in mm/h from all the grid points of the *epa* during 10 extended fall (*sond*) between 1997 and 2006; *comephore* (black), *safran* (green), *aladin-climate* (blue) and *arome* (red) (dotted lines correspond to the 90% confidence interval according to the bootstrapping method). Figures **a** and **b** represent the datasets at a resolution of 12.5 km (*aladin-climate* grid) whilst figures **c** and **d** represent *comephore* and *arome* datasets at a resolution of 2.5 km (*arome* grid)



daily rainfall higher than 230 mm/day. This corresponds to an occurring probability of 0.0002 (4 events per year).

To conclude on the subject of daily precipitation, *cdf* resolution at 12.5 km shows a clear added value of *arome* with respect to the *aladin-climate* on daily upper quantiles, the more intense the *hpes*, the greater the difference between *aladin-climate* and *arome*. At 12.5 km, *arome* is not significantly different from the observations. At 2.5 km, *arome* is comparable to observations up to the 230 mm/day threshold.

For hourly precipitation on the 12.5 km grid (Fig. 8b), *aladin-climate* is significantly different from *comephore* for values higher than 5 mm/h. At this resolution, differences between *arome* and observations are not significant up to the 99.99th quantile (around 25 mm/h). At a resolution of 2.5 km (Fig. 8d), hourly precipitation of *arome* are significantly different from the observations for events with hourly rainfall over 30 mm/h (5 events per year) but not significantly different below this threshold.

In addition to the added value of *arome* for representation of daily rainfall with respect to *aladin-climate*, we therefore confirm here its added value for the representation of very extreme and rare hourly rainfall events in the South-Eastern part of France.

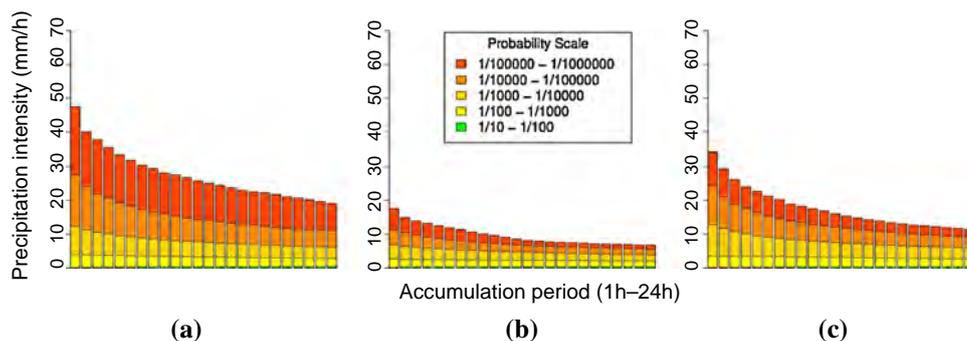
3.5 Relationship between duration and intensity

Probability Density Duration (*pdd*) histograms can be used to address relationships between the probability of occurrence and precipitation intensity for various accumulation periods (Kendon et al. 2014).

Here, *pdd* histograms (Fig. 9), in which all accumulations periods between 1 and 24 h can be seen as a generalization of the *cdfs* shown in Sect. 3.4. *pdds* are based on hourly rainfall data from the three datasets (*comephore*, *arome* and *aladin-climate*) for the period between September and December 1997 to 2006, after interpolation on the 12.5 km grid. Each bar of the histograms has an hourly accumulation time ranging from 1 to 24 h and is divided into intervals of probability of the occurrence of the events. All values are expressed in mm/h.

The *comephore* histogram shows a precipitation peak for the shortest events. This indicates that intense precipitation usually occurs on a sub-daily scale. The *arome* histogram reproduces this overall shape with underestimated precipitation values whatever the accumulation period. *aladin-climate* shows the same behaviour as in *arome* but with a larger underestimation during every accumulation period.

Fig. 9 Histograms of the relationship between the duration (in h) and intensity (in mm/h) of an event for COMEPHORE (a), ALADIN-Climate (b) and AROME (c) on the grid of the 12.5 km grid over the EPA, for an extended fall (SOND) between 1997 and 2006



During every accumulation period, AROME produces twice the amount of precipitation as ALADIN-Climate during heavy precipitating events and about 70% of observed precipitation. The analysis of the PDD confirms the added value of the AROME model compared with ALADIN-Climate in the simulation of heavy rains.

4 Discussion

The HPE in South-Eastern France are very localized and intense phenomena lasting a few hours. For the first time in this study, the hourly aspect of these phenomena is studied in a climate mode. We have shown that the hourly and daily precipitation of the AROME model is closer to the observations than the precipitation simulated by ALADIN-Climate. On one hand, this illustrates the added value of CPRCMS for phenomena never investigated before (Mediterranean HPES, fall season). On the other hand, it confirms the added value of CPRCMS in simulating hourly precipitation compared to the parameterized convection RCMS already obtained in other European regions such as Switzerland, Germany and the United Kingdom (Kendon et al. 2017; Fosser et al. 2015; Leutwyler et al. 2017; Berthou et al. 2018). It is beyond the scope of the current study to determine the reasons explaining this added value. Indeed, this would require climate scale sensitivity tests which are currently unaffordable from a computer cost point of view. We can however claim that the increase in resolution, the physical parameterizations of AROME and its explicit representation of deep convection probably play a role together in explaining this added value. Ducrocq et al. (2002) showed the added value resulting from an explicit convection and an increase in resolution. They reproduced a few cases of HPES with the same non-hydrostatic model (MESO-NH) at two different resolution, 2.5 km with an explicit convection and 10 km without a parameterized convection. The simulations with the highest resolution and the explicit convection simulated better HPES. Nevertheless, Vié et al. (2011) showed that the added value may also depend on how key processes (especially microphysics) are

parameterized in the model and it depends strongly on the meteorological conditions.

Our study shows that long-term high spatio-temporal resolution and high quality observation datasets are mandatory in order to prove the added value of CPRCMS. Such datasets, like COMEPHORE, are still rare even in Europe, one of the best observed areas in the world and it is worth noting that they can also suffer from deficiencies. In particular, there are two limits when it comes to the use of COMEPHORE. Precipitation in the Comephore database is of poorer quality at altitude. Precipitation in the high Alps are likely overestimated due to observations uncertainty. In the Alps, the overestimation is probably due to uncertainties of station measurements, precipitation undercatch and unreliable radar data in mountainous regions (Tabary et al. 2012; Prein et al. 2016). Then, radar coverage is not uniform on French territory during the 10-year period. Some radars have been functional after 1997 (Tabary et al. 2012), the Opoul radar in the Eastern-Pyrenees was installed during the study period, so observations on the extreme South-Western part of the study area are poorer in quality in the beginning of the period study. For the Cevennes mountain, the quality of COMEPHORE's radar data is good so we can say that the results on the Cevennes are robust.

In this study, AROME simulation is carried out over a relatively small domain but it covers the South-Eastern France and the neighbouring mountains as well as the upstream flow over the Mediterranean Sea regions triggering HPES. We focused on the center of the domain by excluding 30 points on each side in order to remove any potential boundary effect as suggested in Matte et al. (2017). In addition, an ongoing study (not shown) performed with AROME over the larger CORDEX-FPS convection domain (Coppola et al. 2019) shows that the size of the domain does not impact the results obtained above.

In Sect. 3.3, we showed that AROME overestimates intense precipitation over low lands. The version of AROME is the 38t1 described in Seity et al. (2011). This version of the model is known to simulate too much precipitation in convective systems (Malardel and Ricard 2015) which probably explains in part the overestimation of precipitation over

plains. A correction has been recently made to the AROME code to correct these phenomena in cycle 41 (Termonia et al. 2018), currently in use at CNRM in the CORDEX-FPS convection (Coppola et al. 2019).

5 Conclusion

10-year continuous simulations in climate mode are performed with two models, the parameterized convection Regional Climate Model (RCM) ALADIN-climate at a resolution of 12.5 km and the Convection-Permitting Regional Climate Model (CPRCM) CNRM-AROME at 2.5 km. These simulations are compared to a new reference dataset, COMEPHORE, blending station and radar data and available at 1 km and 1 h spatial and temporal resolution, respectively, for a 10-year period (1997–2006) over France. This new dataset has been compared to SAFRAN, the current reference observations dataset for France. SAFRAN and COMEPHORE show similar patterns for mean and extreme precipitation with significantly higher precipitation amounts however for daily extreme rainfall in the latter. Moreover COMEPHORE allows the studies of HPES on the hourly scale. The objective is to evaluate the distribution of daily and hourly precipitation and to show the added value of a CPRCM at 2.5 km resolution compared to a RCM at 12.5 km resolution. This study focuses in the Mediterranean France during the 4 fall months (SOND)

Mean rainfall are better represented with AROME. For precipitation with a threshold below 5 mm/h and 40 mm/day respectively, precipitation of AROME and ALADIN-climate approach the observations. Above those values, ALADIN-climate is unable to simulate the observed precipitation whereas AROME precipitation is still close to observations. This is verified with daily and hourly extreme precipitation. The study shows that AROME has a better ability to represent HPES with respect to ALADIN-climate in terms of frequency, intensity and also the location of extreme rainfall. Finally, for the rarest events with the highest cumulative precipitation in the COMEPHORE reference, AROME simulates high precipitation but is still somewhat underestimated (values above 230 mm/day and 30 mm/h).

This study shows the added value of the AROME CPRCM for extreme precipitation simulation compared with the ALADIN-climate parameterized convection RCM. In a completely new framework [new CPRCM and new RCM, new reference dataset, Mediterranean High Precipitation Events (HPES), fall season], this study confirms the results obtained in other contexts by UKMO and COSMO-CLM CPRCMS over other European regions. In particular, our study reinforces the proof of the added value of CPRCM with respect to 12.5 km RCMS used currently in CORDEX for extreme precipitation representation on daily and hourly scales (Leutwyler et al. 2017; Berthou et al. 2018).

The present study is the first step to proving the ability of AROME to properly simulate Mediterranean HPES in a climate mode. The issue of the evolution of Mediterranean HPES in future climate is currently being investigated in the framework of the FPS on convection and EUCP projects. The results will be reported in forthcoming publications.

Acknowledgements This work contributes to the Flagship Pilot Study on convection in the international CORDEX program and it has been partly supported by the EUCP project. EUCP is financed by the European Commission through the Horizon 2020 Programme for Research and Innovation, Grand Agreement, 776613. It is part of the Med-CORDEX initiative (<http://www.medcordex.eu>) and of the HyMeX programme (<http://www.hymex.org>). This research has received funding from the French National Research Agency (ANR) project REMEMBER (contract ANR-12-SENV-0001). A special thank you to Dominique Faure from Météo-France for the Fig. 1 and we also thank the reviewers for their wise advices. Q. Fumière's PhD is supported by Météo-France and the Occitanie region.

References

- Bador M, Terray L, Boe J, Somot S, Alias A, Gibelin AL, Dubuisson B (2017) Future summer mega-heatwave and record-breaking temperatures in a warmer France climate. *Environ Res Lett* 12(7):1–12
- Ban N, Schmidli J, Schär C (2015) Heavy precipitation in a changing climate: does short-term summer precipitation increase faster? *Geophys Res Lett* 42(4):1165–1172
- Beaulant AL, Joly B, Nuisssier O, Somot S, Ducrocq V, Joly A, Sevaut F, Deque M, Ricard D (2011) Statistico-dynamical downscaling for Mediterranean heavy precipitation. *Q J R Meteorol Soc* 137(656):736–748
- Bechtold P, Cuijpers J, Mascart P, Trouilhet P (1995) Modeling of trade wind cumuli with a low-order turbulence model: toward a unified description of Cu and Se clouds in meteorological models. *J Atmos Sci* 52(4):455–463
- Bénard P, Vivoda J, Mašek J, Smolřková P, Yessad K, Smith C, Brořková R, Geleyn JF (2010) Dynamical kernel of the Aladin–NH spectral limited-area model: revised formulation and sensitivity experiments. *Q J R Meteorol Soc* 136(646):155–169
- Berrisford P, Dee D, Poli P, Brugge R, Fielding K, Fuentes M, Källberg P, Kobayashi S, Uppala S, Simmons A (2011) The ERA-Interim archive version 2.0. Shinfield Park, Reading
- Berthou S, Kendon EJ, Chan SC, Ban N, Leutwyler D, Schär C, Fossier G (2018) Pan-European climate at convection-permitting scale: a model intercomparison study. *Clim Dyn*. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4114-6>
- Blanchet J, Molinié G, Touati J (2018) Spatial analysis of trend in extreme daily rainfall in southern France. *Clim Dyn* 51(3):799–812
- Bougeault P (1982) Cloud-ensemble relations based on the gamma probability distribution for the higher-order models of the planetary boundary layer. *J Atmos Sci* 39(12):2691–2700
- Bougeault P (1985) A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Mon Weather Rev* 113(12):2108–2121
- Bougeault P, Lacarrere P (1989) Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Mon Weather Rev* 117(8):1872–1890
- Bouteloup Y, Seity Y, Bazile E (2011) Description of the sedimentation scheme used operationally in all météo-France NWP models. *Tellus A Dyn Meteorol* 63(2):300–311

- Caniaux G, Redelsperger J, Lafore J (1994) A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. Part I: general description and water and heat budgets. *J Atmos Sci* 51(14):2046–2074
- Colin J, Déqué M, Radu R, Somot S (2010) Sensitivity study of heavy precipitation in limited area model climate simulations: influence of the size of the domain and the use of the spectral nudging technique. *Tellus A* 62(5):591–604
- Colmet-Daage A, Sanchez-Gomez E, Ricci S, Llovel C, Borrell Estupina V, Quintana-Seguí P, Llasat MC, Servat E (2017) Evaluation of uncertainties in mean and extreme precipitation under climate changes for northwestern Mediterranean watersheds from high-resolution Med and Euro-CORDEX ensembles. *Hydrol Earth Syst Sci Discuss*. <https://doi.org/10.5194/hess-2017-49>
- Coppola E, Sobolowski S, Pichelli E, Raffaele F, Ahrens B, Anders I, Ban N, Bastin S, Belda M, Belusic D et al (2019) A first-of-its-kind multi-model convection permitting ensemble for investigating convective phenomena over Europe and the Mediterranean. *Clim Dyn* 1–32
- Cuxart J, Bougeault P, Redelsperger JL (2000) A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Q J R Meteorol Soc* 126(562):1–30
- Drobinski P, Ducrocq V, Alpert P, Anagnostou E, Béranger K, Borga M, Braud I, Chanzy A, Davolio S, Delrieu G et al (2014) HyMeX: a 10-year multidisciplinary program on the Mediterranean water cycle. *Bull Am Meteorol Soc* 95(7):1063–1082
- Drobinski P, Da Silva N, Panthou G, Bastin S, Muller C, Ahrens B, Borga M, Conte D, Fosser G, Giorgi F et al (2018) Scaling precipitation extremes with temperature in the Mediterranean: past climate assessment and projection in anthropogenic scenarios. *Clim Dyn* 51(3):1237–1257
- Ducrocq V, Ricard D, Lafore JP, Orain F (2002) Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over France: on the importance of the initial humidity field. *Weather Forecast* 17(6):1236–1256
- Ducrocq V, Nuissier O, Ricard D, Lebeaupin C, Thouvenin T (2008) A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Q J R Meteorol Soc* 134(630):131–145
- Ducrocq V, Braud I, Davolio S, Ferretti R, Flamant C, Jansa A, Kalthoff N, Richard E, Taupier-Letage I, Ayrat PA et al (2014) HyMeX-SOP1: The field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern Mediterranean. *Bull Am Meteorol Soc* 95(7):1083–1100
- Durand Y, Brun E, Mérimond L, Guyomarc'h G, Lesaffre B, Martin E (1993) A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Ann Glaciol* 18:65–71
- Déqué M, Somot S (2008) Analysis of heavy precipitation for France using high resolution ALADIN RCM simulations. *Időjárás* 112(3–4):179–190
- Déqué M, Alias A, Somot S, Nuissier O (2016) Climate change and extreme precipitation: the response by a convection-resolving model. In: Research activities in atmospheric and oceanic modelling CAS/JSC working group on numerical experimentation. Report no 46
- Efron B, Tibshirani RJ (1994) An introduction to the bootstrap. CRC Press, Boca Raton
- Fantini A, Raffaele F, Torma C, Bacer S, Coppola E, Giorgi F, Ahrens B, Dubois C, Sanchez E, Verdecchia M (2018) Assessment of multiple daily precipitation statistics in ERA-Interim driven Med-CORDEX and EURO-CORDEX experiments against high resolution observations. *Clim Dyn* 51(3):877–900
- Fosser G, Khodayar S, Berg P (2015) Benefit of convection permitting climate model simulations in the representation of convective precipitation. *Clim Dyn* 44(1–2):45–60
- Fouquart Y, Bonnel B (1980) Computations of solar heating of the earth's atmosphere—a new parameterization. *Beitraege Physik Atmos* 53:35–62
- Giorgi F (2006) Climate change hot-spots. *Geophys Res Lett*. <https://doi.org/10.1029/2006GL025734>
- Herrmann M, Somot S, Calmanti S, Dubois C, Sevault F (2011) Representation of spatial and temporal variability of daily wind speed and of intense wind events over the Mediterranean Sea using dynamical downscaling: impact of the regional climate model configuration. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 11:1983–2001
- Iacono MJ, Delamere JS, Mlawer EJ, Shephard MW, Clough SA, Collins WD (2008) Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: calculations with the AER radiative transfer models. *J Geophys Res Atmos* 113:D13
- Isotta FA, Frei C, Weigluni V, Melita PT, Lassegues P, Rudolf B, Pavan V, Cacciamani C, Antolini G, Ratto SM (2014) The climate of daily precipitation in the Alps: development and analysis of a high-resolution grid dataset from pan-Alpine rain-gauge data. *Wiley Online Libr* 34(5):1657–1675
- Jacob D, Petersen J, Eggert B, Alias A, Christensen OB, Bouwer LM, Braun A, Colette A, Déqué M, Georgievski G et al (2014) EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Reg Environ Change* 14(2):563–578
- Kendon EJ, Roberts NM, Fowler HJ, Roberts MJ, Chan SC, Senior CA (2014) Heavier summer downpours with climate change revealed by weather forecast resolution model. *Nat Clim Change* 4(7):570–576
- Kendon EJ, Ban N, Roberts NM, Fowler HJ, Roberts MJ, Chan SC, Evans JP, Fosser G, Wilkinson JM (2017) Do convection-permitting regional climate models improve projections of future precipitation change? *Bull Am Meteorol Soc* 98(1):79–93
- Khodayar S, Fosser G, Berthou S, Davolio S, Drobinski P, Ducrocq V, Ferretti R, Nuret M, Pichelli E, Richard E et al (2016) A seamless weather–climate multi-model intercomparison on the representation of a high impact weather event in the western Mediterranean: HyMeX IOP12. *Q J R Meteorol Soc* 142:433–452
- Lac C, Chaboureaud JP, Masson V, Pinty JP, Tulet P, Escobar J, Leriche M, Barthe C, Aouizerats B, Augros C et al (2018) Overview of the Meso-NH model version 5.4 and its applications. *Geosci Model Dev* 11(5):1929–1969
- Laprise R, De Elia R, Caya D, Biner S, Lucas-Picher P, Diaconescu E, Leduc M, Alexandru A, Separovic L et al (2008) Challenging some tenets of regional climate modelling. *Meteorol Atmos Phys* 100(1–4):3–22
- Lenderink G, Holtslag A (2004) An updated length-scale formulation for turbulent mixing in clear and cloudy boundary layers. *Q J R Meteorol Soc* 130(604):3405–3427
- Leutwyler D, Lüthi D, Ban N, Fuhrer O, Schär C (2017) Evaluation of the convection-resolving climate modeling approach on continental scales. *J Geophys Res Atmos* 122(10):5237–5258
- Lind P, Lindstedt D, Kjellström E, Jones C (2016) Spatial and temporal characteristics of summer precipitation over central Europe in a suite of high-resolution climate models. *J Clim* 29(10):3501–3518. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4114-6>
- Malardel S, Ricard D (2015) An alternative cell-averaged departure point reconstruction for pointwise semi-Lagrangian transport schemes. *Q J R Meteorol Soc* 141(691):2114–2126
- Masson V, Le Moigne P, Martin E, Faroux S, Alias A, Alkama R, Belamari S, Barbu A, Boone A, Bouysse F et al (2013) The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geosci Model Dev* 6:929–960
- Matte D, Laprise R, Thériault JM, Lucas-Picher P (2017) Spatial spin-up of fine scales in a regional climate model simulation driven by low-resolution boundary conditions. *Clim Dyn* 49(1–2):563–574

- 1380 Mlawer EJ, Taubman SJ, Brown PD, Iacono MJ, Clough SA (1997) Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J Geophys Res Atmos* 102(D14):16663–16682
- Morcrette JJ (2001) The surface downward longwave radiation in the ECMWF forecast system. *J Clim* 15(14):1875–1892
- Nabat P, Somot S, Mallet M, Chiapello I, Morcrette J, Solmon F, Szopa S, Dulac F, Collins W, Ghan S et al (2013) A 4-D climatology (1979–2009) of the monthly tropospheric aerosol optical depth distribution over the Mediterranean region from a comparative evaluation and blending of remote sensing and model products. *Atmos Meas Tech* 6(5):1287–1314
- Nuissier O, Ducrocq V, Ricard D, Lebeauupin C, Anquetin S (2008) A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I: Numerical framework and synoptic ingredients. *Q J R Meteorol Soc* 134(630):111–130
- Nuissier O, Joly B, Joly A, Ducrocq V, Arbogast P (2011) A statistical downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern France. *Q J R Meteorol Soc* 137(660):1812–1827
- Pergaud J, Masson V, Malardel S, Couvreur F (2009) A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Bound Layer Meteorol* 132(1):83–106
- Pinty JP, Jabouille P (1998) A mixed-phased cloud parameterization for use in a mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitation. In: Conference on cloud physics: 14th conference on planned and inadvertent weather modification, pp 17–21
- Planton S, Driouech F, Rhaz KE, Lionello P (2016) The climate of the Mediterranean regions in the future climate projections. In: *The Mediterranean region under climate change*, p 83
- Prein A, Gobiet A, Truhetz H, Keuler K, Goergen K, Teichmann C, Maule CF, Van Meijgaard E, Déqué M, Nikulin G et al (2016) Precipitation in the EURO-CORDEX 0.11° and 0.44° simulations: high resolution, high benefits? *Clim Dyn* 46(1–2):383–412
- Prein AF, Liu C, Ikeda K, Bullock R, Rasmussen RM, Holland GJ, Clark M (2017) Simulating North American mesoscale convective systems with a convection-permitting climate model. *Clim Dyn*. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3993-2>
- Quintana-Segui P, Le Moigne P, Durand Y, Martin E, Habets F, Baillon M, Canellas C, Franchisteguy L, Morel S (2008) Analysis of near-surface atmospheric variables: validation of the SAFRAN analysis over France. *J Appl Meteorol Climatol* 47(1):92–107
- Ribes A, Thao S, Vautard R, Dubuisson B, Somot S, Colin J, Planton S, Soubeyrou JM (2019) Observed increase in extreme daily rainfall in the French Mediterranean. *Clim Dyn* 52:1095–1114
- Ricard D, Ducrocq V, Auger L (2012) A climatology of the mesoscale environment associated with heavily precipitating events over a northwestern Mediterranean area. *J Appl Meteorol Climatol* 51(3):468–488
- Richard E, Buzzi A, Zängl G (2007) Quantitative precipitation forecasting in the Alps: the advances achieved by the Mesoscale Alpine Programme. *Q J R Meteorol Soc* 133(625):831–846
- Ruti PM, Somot S, Giorgi F, Dubois C, Flaounas E, Obermann A, Dell'Aquila A, Pisacane G, Harzallah A, Lombardi E et al (2016) MED-CORDEX initiative for Mediterranean climate studies. *Bull Am Meteorol Soc* 97(7):1187–1208
- Seity Y, Brousseau P, Malardel S, Hello G, Bénard P, Bouttier F, Lac C, Masson V (2011) The AROME-France convective-scale operational model. *Mon Weather Rev* 139(3):976–991
- Soares P, Miranda P, Siebesma A, Teixeira J (2004) An eddy-diffusivity/mass-flux parametrization for dry and shallow cumulus convection. *Q J R Meteorol Soc* 130(604):3365–3383
- Spiridonov V, Déqué M, Somot S (2005) ALADIN-CLIMATE: from the origins to present date. *ALADIN Newslett* 29:89–92
- Tabary P, Dupuy P, Lhenaff G, Gueguen C, Moulin L, Laurantin O, Merlier C, Soubeyrou JM (2012) A 10-year (1997–2006) reanalysis of quantitative precipitation estimation over France: methodology and first results. *IAHS-AISH Publ* 351:255–260
- Tegen I, Hollrig P, Chin M, Fung I, Jacob D, Penner J (1997) Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: estimates from model results. *J Geophys Res* 102:23895–23915
- Termonia P, Fischer C, Bazile E, Bouyssel F, Brožková R, Bénard P, Bochenek B, Degrauwe D, Derková M, El Khatib R et al (2018) The ALADIN system and its canonical model configurations AROME CY41T1 and ALARO CY40T1. *Geosci Model Dev* 11(1):257
- Torma C, Giorgi F, Coppola E (2015) Added value of regional climate modeling over areas characterized by complex terrain—precipitation over the Alps. *J Geophys Res Atmos* 120(9):3957–3972
- Tramblay Y, Somot S (2018) Future evolution of extreme precipitation in the Mediterranean. *Clim Change* 151(2):289–302
- Vautard R, Yiou P, van Oldenborgh GJ, Lenderink G, Thao S, Ribes A, Planton S, Dubuisson B, Soubeyrou JM (2015) Extreme fall 2014 precipitation in the Cévennes mountains. *Bull Am Meteorol Soc* 96(12):S56–S60
- Vidal JP, Martin E, Franchistéguy L, Baillon M, Soubeyrou JM (2011) A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *Int J Climatol* 30(11):1627–1644
- Vié B, Nuissier O, Ducrocq V (2011) Cloud-resolving ensemble simulations of Mediterranean heavy precipitating events: uncertainty on initial conditions and lateral boundary conditions. *Mon Weather Rev* 139(2):403–423
- Voltaire A, Sanchez-Gomez E, y Mélia Salas D, Decharme B, Cassou C, Sénési S, Valcke S, Beau I, Alias A, Chevallier M (2013) The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation. *Clim Dyn* 40(9–10):2091–2121

Publisher's Note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

1381 **Chapitre 4**

1382 **Mieux décrire les HPEs : de**
1383 **nouveaux domaines et de nouvelles**
1384 **versions des modèles**

1385 **Sommaire**

1386	4.1	De nouvelles simulations pour mettre en évidence la valeur	
1387		ajoutée de chaque modification	72
1388	4.2	Validation des résultats du chapitre 3 avec différentes confi-	
1389		gurations	73
1390	4.2.1	Validation de la valeur ajoutée sur les précipitations extrêmes	
1391		quotidiennes	73
1392	4.2.2	Validation de la valeur ajoutée sur les précipitations extrêmes	
1393		horaires	74
1394	4.3	Détermination de la meilleure configuration possible pour la	
1395		représentation des HPEs dans le Sud-Est de la France.	76
1396	4.3.1	Sensibilité au changement de version d'AROME	76
1397	4.3.2	Sensibilité au changement de simulation pilote ALADIN	78
1398	4.3.3	Sensibilité à l'extension du domaine de simulation AROME	82
1399	4.4	Synthèse des modifications apportées au protocole de simu-	
1400		lation	84

1405 Dans ce chapitre, la simulation ARO38-SE(f1) qui a permis de mesurer la valeur ajoutée
1406 du CPRCM AROME sur la représentation des précipitations extrêmes quotidiennes et ho-
1407 raires dans le Sud-Est de la France dans le chapitre 3 est comparée à d'autres simulations
1408 AROME qui prennent compte des dernières évolutions du modèle. L'objectif de cette com-
1409 paraison est dans un premier temps de confirmer les résultats obtenus dans le chapitre 3
1410 avec ces nouvelles simulations réalisées pendant la thèse. Dans un second temps, l'objectif
1411 est d'identifier la meilleure configuration pour la représentation des HPEs pour les études
1412 d'impact de changement climatique présentées dans le chapitre suivant.

1413 4.1 De nouvelles simulations pour mettre en évidence 1414 la valeur ajoutée de chaque modification

1415 Dans la première évaluation du modèle AROME, objet de l'article du chapitre 3, la
1416 simulation a été effectuée avec le cycle 38 d'AROME forcée par la version 5.3 d'ALADIN
1417 avant le début de cette thèse. Elles ont été réalisées sur des domaines relativement réduits
1418 en raison des limitations en temps de calcul à l'époque.

1419 Depuis, d'importantes évolutions ont été apportées aux modèles AROME et ALADIN et les
1420 capacités de calcul ont augmentées. Ces principales évolutions sont :

- 1421 — une nouvelle version d'AROME ;
- 1422 — une nouvelle version d'ALADIN ;
- 1423 — de nouveaux domaines de simulation.

1424 Dans ce chapitre, quatre simulations d'évaluation AROME sont comparées les unes aux
1425 autres. Elles se différencient les unes des autres par l'ajout d'une modification majeure à la
1426 fois. Ce chapitre a pour but d'évaluer l'impact des trois modifications majeures apportées à
1427 la configuration de départ sur la représentation des précipitations extrêmes dans le Sud-Est
1428 de la France. Pour rappel, ces quatre simulations sont décrites dans le tableau 2.5 de la
1429 section 2.3.1.

1430 Ainsi, la première simulation ARO38-SE(f1) correspond à la simulation d'évaluation
1431 du chapitre 3 réalisée avec le cycle 38 d'AROME sur le domaine SUDE et pilotée par la
1432 simulation ALADIN V5.3 sur le domaine FRB12 (ARO38 pour le cycle 38 d'AROME, SE
1433 pour le domaine AROME Sud-Est et f1 pour forçage 1, c'est-à-dire qu'elle est pilotée par la
1434 première simulation ALADIN).

1435 La simulation ARO41-SE(f1) se différencie de la première uniquement avec une version
1436 réactualisée du modèle AROME. La simulation est réalisée avec la version 41 d'AROME sur
1437 le domaine SUDE et est pilotée par la simulation ALADIN V5.3 sur le domaine FRB12.

1438 La simulation AROME ARO41-SE(f2) se distingue de la précédente par la simulation pilote.
1439 Elle est pilotée par la simulation ALADIN V6.2 sur le domaine MAD12.

1440 Enfin, la simulation ARO41-ALP(f2) est la même que la simulation précédente mise à part
1441 qu'elle a été réalisée sur un domaine étendu, le domaine FIPS et non sur le domaine SUDE
1442 comme les trois précédentes simulations.

1443 4.2 Validation des résultats du chapitre 3 avec diffé- 1444 rentes configurations

1445 Le chapitre 3 montre la valeur ajoutée du modèle à convection profonde explicite AROME
1446 par rapport au modèle à convection paramétrée ALADIN, jusqu'à présent utilisé pour l'étude
1447 des précipitations extrêmes en climat ainsi que les limites d'AROME pour les pluies les
1448 plus extrêmes. La valeur ajoutée du modèle AROME concerne les précipitations extrêmes
1449 quotidiennes mais aussi et surtout les précipitations extrêmes horaires. Dans cette section,
1450 différentes simulations d'AROME et d'ALADIN avec différentes configurations sont comparées
1451 aux observations COMEPHORE dans l'optique de confirmer la valeur ajoutée de CPRCM
1452 AROME par rapport à son modèle forceur ALADIN.

1453 4.2.1 Validation de la valeur ajoutée sur les précipitations ex- 1454 trêmes quotidiennes

1455 Ici, les données de précipitations quotidiennes pour les 10 automnes de la période 1997-
1456 2006 des quatre simulations AROME, des deux simulations ALADIN et des observations
1457 COMEPHORE ont été interpolées sur la grille commune du FPS-convection à 12,5 km afin
1458 de réaliser une comparaison plus équitable des simulations, comparaison réalisée sur l'EPA
1459 comme dans le chapitre 3. La figure 4.1 présente les queues de distribution des CDFs
1460 inversées des différentes simulations afin d'observer dans le détail la distribution des préci-
1461 pitations extrêmes quotidiennes.

1462 La figure 4.1 valide très clairement la valeur ajoutée du CPRCM AROME pour la re-
1463 présentation des précipitations extrêmes quotidiennes. En effet, les quatre courbes AROME
1464 sont très proches de la courbe des observations de COMEPHORE et sont toutes comprises
1465 dans l'intervalle confiance à 90% au moins jusqu'à 200 mm de précipitations quotidiennes.
1466 Pour les toutes fins de distribution, les simulations tendent à sous-estimer les pluies quo-
1467 tidienne les plus fortes tout en restant dans l'intervalle de confiance. Les précipitations
1468 des deux simulations ALADIN montrent que le modèle à convection paramétrée n'est pas
1469 capable de reproduire correctement les précipitations les plus extrêmes même si la nouvelle
1470 version d'ALADIN montre un meilleur comportement que l'ancienne version probablement
1471 en raison du changement du schéma de convection. En effet, les deux courbes d'ALADIN
1472 sortent de l'intervalle de confiance lorsque les probabilités d'occurrence diminuent, vers 20
1473 mm/j pour la simulation ALADIN V5.3 sur le domaine FRB12 et vers 70 mm/j pour la
1474 simulation ALADIN V6.2 sur le domaine MAD12. A noter que les intervalles de confiance
1475 des différentes simulations n'ont pas été représentés pour plus de visibilité sur la figure.
1476 Pour les précipitations quotidiennes les plus extrêmes, les précipitations d'AROME sont en-
1477 viron 35% plus fortes que celle du modèle ALADIN. Notons la forte robustesse des résultats
1478 AROME car les quatre courbes sont très proches les unes des autres malgré les changements
1479 dans le protocole de simulation.

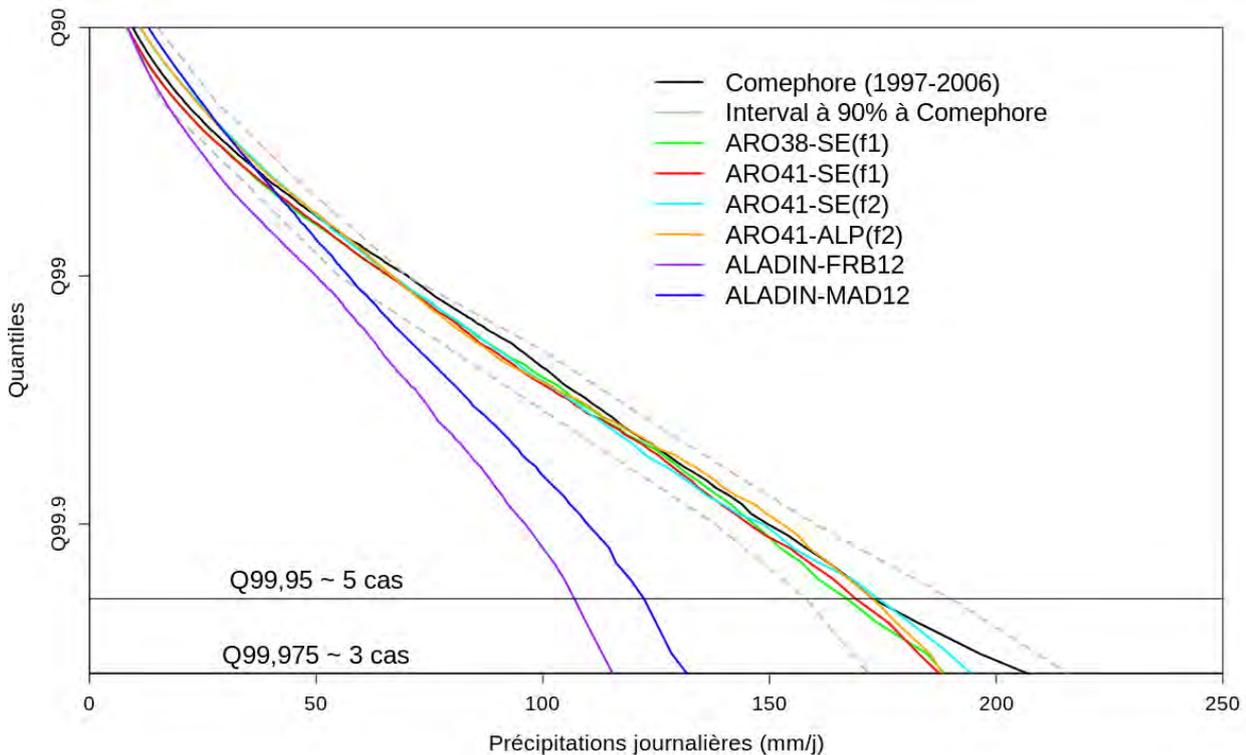


FIGURE 4.1 – Graphique des queues de distribution des CDFs inversées (1-CDF) des précipitations quotidiennes pour les quatre simulations d'évaluation d'AROME et les deux simulations d'évaluation ALADIN et les observations COMEPHORE. Les données utilisées pour chaque courbe correspondent à toutes les valeurs de l'EPA pour les quatre mois d'automne (SOND) de la période 1997-2006. Les observations COMEPHORE sont représentées par la courbe noire et son intervalle de confiance à 90%, déterminés grâce à la technique du bootstrap, est représenté par les courbes grises en pointillé.

1480 4.2.2 Validation de la valeur ajoutée sur les précipitations ex- 1481 trêmes horaires

1482 Nous allons à présent nous concentrer sur les précipitations extrêmes sub-quotidiennes
1483 afin de voir si, comme pour les précipitations quotidiennes, la valeur ajoutée des CPRCMS
1484 est maintenue malgré des différences de configurations.

1485 Dans le chapitre 3, la comparaison des précipitations horaires simulées par AROME
1486 et par ALADIN a mis en évidence une valeur ajoutée encore plus marquée que pour les
1487 précipitations quotidiennes. Sur la figure 4.2, les précipitations extrêmes horaires de la
1488 simulation ARO38-SE(f1) sont comparées à celles de trois autres simulations AROME (avec
1489 des modifications de configuration). Elles ont une fois encore été interpolées sur la grille
1490 commune du FPS-convection à 12,5 km afin de pouvoir les comparer aux deux simulations
1491 ALADIN.

1492 Encore une fois, la figure 4.2 confirme les résultats obtenus dans le chapitre 3 pour les
1493 précipitations extrêmes sub-quotidiennes. En effet, les quatre courbes d'AROME ont des
1494 allures très proches les unes des autres tout en restant proches de celle des observations
1495 COMEPHORE. La représentation des précipitations horaires est très robuste aux changements

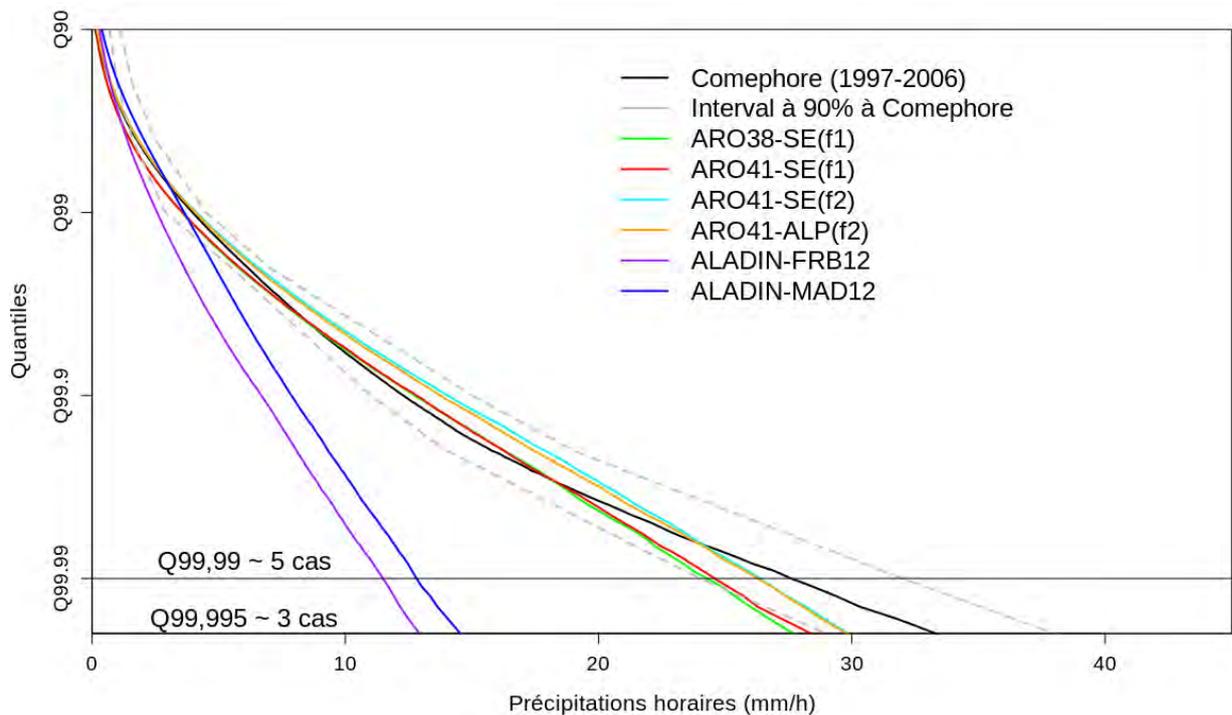


FIGURE 4.2 – De même que la figure 4.1 mais pour les précipitations horaires.

1496 de configuration d'AROME, pour les pluies horaires les plus intenses, les courbes des deux
 1497 simulations AROME pilotées par la simulation ALADIN V5.3 sur le domaine FRB12 sortent
 1498 néanmoins de l'intervalle de confiance à 90% des observations vers 28 mm/h tandis que
 1499 les courbes des simulations pilotées par ALADIN V6.2 restent dans dans cette intervalle de
 1500 confiance plus longtemps que pour ALADIN V5.3. Ce graphique montre donc ici une amélioration
 1501 de la représentation des précipitations horaires les plus extrêmes liée au changement
 1502 de la simulation pilote des simulations AROME. Par ailleurs, les deux courbes d'ALADIN
 1503 montrent que le modèle n'est pas adapté à la représentation des précipitations extrêmes
 1504 horaires. Même s'il y a une fois de plus, une nette amélioration des précipitations extrêmes
 1505 horaires avec la simulation ALADIN V6.2 sur le domaine MAD12. Pour les précipitations
 1506 horaires les plus intenses, les précipitations sont environ deux fois plus importantes avec le
 1507 modèle AROME.

		ARO38-SE(f1)	ARO41-SE(f1)	ARO41-SE(f2)	ARO41-ALP(f2)
% diff. mean	min	-36	-32	-21	-17
	max	+42	+49	+65	+57
	amplitude	78	81	86	74
	moyenne	-6.8	-6.0	+10.4	+10.3
	médiane	-9.0	-7.8	+9.3	+9.3
% diff. Q99	min	-45	-42	-38	-41
	max	+108	+94	+60	+68
	amplitude	153	136	98	109
	moyenne	+0.61	+0.14	+0.76	+0.55
	médiane	-2.5	-3.9	-0.7	-0.9
% diff. Q99,9	min	-49	-53	-33	-40
	max	+108	+109	+106	+79
	amplitude	156	162	139	119
	moyenne	+9.87	+11.30	+23.21	+16.88
	médiane	+8.52	+10.96	+21.80	+16.6

Tableau 4.1 – *Tableau récapitulatif des différences en (%) par rapport aux observations COMEPHORE des valeurs minimales, maximales, de l’amplitude entre ces deux valeurs de la moyenne et de la médiane pour les moyennes de précipitations quotidiennes, les quantiles 99 journaliers et les quantiles 99,9 horaires sur l’EPA pour la période SOND.*

4.3 Détermination de la meilleure configuration possible pour la représentation des HPES dans le Sud-Est de la France.

Pour rappel, l’objectif de la thèse est d’étudier l’impact du changement climatique sur les HPES dans le Sud-Est de la France. Pour cette raison, dans cette section nous allons procéder à la comparaison des différentes simulations avec les différentes configurations afin de choisir la meilleure configuration possible pour la réalisation des simulations de changement climatique.

Dans cette section, les comparaisons des simulations se feront deux par deux afin de mettre en évidence les changements apportés par chaque modification. Une planche résumant toutes les figures de différences de précipitations moyennes, extrêmes quotidiennes et horaires pour les quatre simulations AROME est présentée en Annexe A.2.

4.3.1 Sensibilité au changement de version d’AROME

La comparaison des simulations ARO38-SE(f1) et ARO41-SE(f1) met en évidence l’apport du changement de cycle d’AROME avec une modification importante dans le semi-lagrangien du modèle qui permet une meilleure représentation des précipitations les plus intenses sous les systèmes convectifs (les principales différences entre les deux cycles sont présentées dans la section 2.3.3). Les comparaisons des précipitations moyennes et extrêmes, quotidiennes et horaires de ces deux simulations sont présentées dans la figure 4.3.

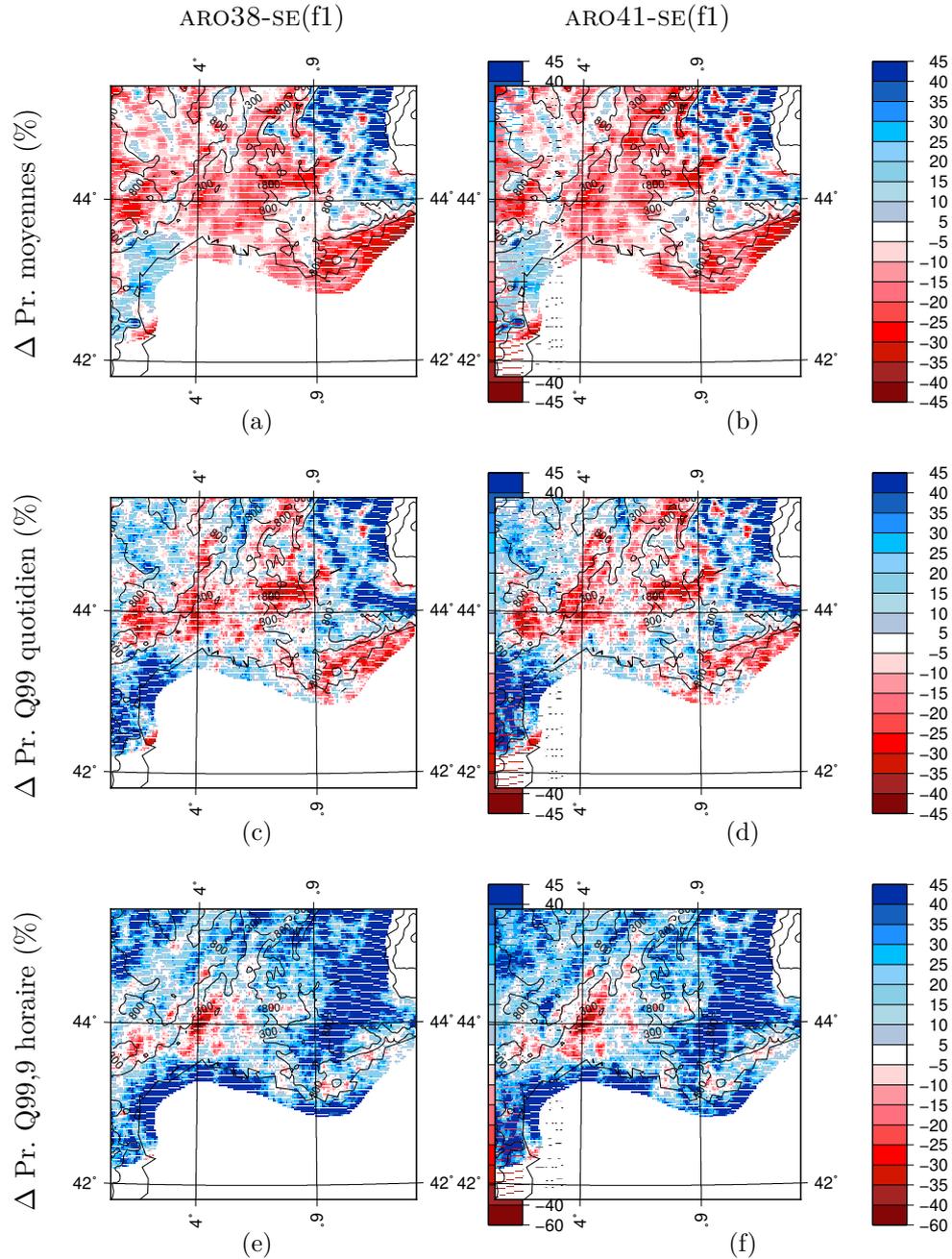


FIGURE 4.3 – Cartes de différences de précipitations (%) pour les simulations ARO38-SE(f1) et ARO41-SE(f1) par rapport aux observations COMEPHORE pour les précipitations moyennes quotidiennes (a et b), les quantiles 99 journaliers (c et d) et les quantiles 99,9 horaires (e et f) pendant la période SOND.

1527 La comparaison des cartes de différence de précipitations moyennes par rapport aux
 1528 observations COMEPHORE des simulations ARO38-SE(f1) et ARO41-SE(f1) montre de très
 1529 fortes similarités (Figure 4.3a,b). Les seules différences notables se situent dans la chaîne les
 1530 régions alpines où les précipitations moyennes sont plus faibles dans certaines vallées avec
 1531 le cycle 41 d'AROME. Sur l'EPA, les différences sont faibles mais le tableau 4.1 montre que
 1532 la simulation ARO41-SE(f1) simule plus de précipitations que la simulation ARO38-SE(f1),
 1533 et qu'elle est meilleure pour représenter les précipitations moyennes sur l'EPA.

1534 De même, pour les extrêmes de précipitations quotidiennes, la comparaison des cartes
1535 de différence des simulations ARO38-SE(f1) et ARO41-SE(f1) pour le quantile 99 montre
1536 que les cartes sont très similaires. Les changements obtenus avec le changement de cycle et
1537 la modification importante dans le semi-lagrangien du modèle sont minimales pour les préci-
1538 pitations extrêmes quotidiennes exceptés dans les Alpes où les précipitations quotidiennes
1539 les plus fortes sont atténuées. La représentation des précipitations extrêmes sur les Alpes
1540 en est plus réaliste. Le tableau 4.1 montre que les précipitations extrêmes quotidiennes sont
1541 atténuées sur l'EPA avec la ARO41-SE(f1).

1542 Au premier abord, il n'y a pas non plus de grosses différences entre les cartes de quan-
1543 tile 99,9 horaires. Leur comparaison des quantiles 99,9 des précipitations horaires des deux
1544 simulations montre, dans un premier temps, que le modèle AROME a tendance à surestimer
1545 les précipitations extrêmes sur tout le domaine, sauf sur la région des Cévennes où AROME
1546 ne simule pas assez de fortes précipitations que ce soit pour le cycle 38 ou pour le cycle 41.
1547 Dans le détail, les valeurs de précipitations horaires correspondant au quantile 99,9 sont
1548 davantage surestimées sur l'EPA d'après les résultats du tableau 4.1 avec la simulation
1549 ARO41-SE(f1). Malgré le fait que la plage rouge dans les Cévennes montrant une sous-
1550 estimation est plus étendue sur la figure 4.3f que sur la figure 4.3e les précipitations ex-
1551 trêmes horaires sont plus fortes avec la simulation ARO41-SE(f1) où les précipitations sont
1552 davantage sur les zones de relief que sur les plaines. Par ailleurs, la forte surestimation des
1553 précipitations extrêmes horaires dans les Alpes présente avec la simulation ARO38-SE(f1)
1554 est atténuée. Il convient toutefois d'être prudent sur les conclusions faites sur les hauts
1555 reliefs où les observations COMEPHORE peuvent être biaisées par le manque d'observations
1556 pluviométriques et radar.

1557 Il est possible d'attribuer en partie ces diminutions de précipitations extrêmes en plaine
1558 à l'utilisation du schéma COMAD qui influe sur la représentation des systèmes convectifs
1559 trop pluvieux. En effet, la simulation ARO38-SE(f1) surestime les précipitations de certaines
1560 cellules convectives. L'ajout du schéma COMAD dans le semi-lagrangien du modèle AROME
1561 cycle 41 permet d'atténuer les précipitations et l'étalement d'air froid sous ces cellules
1562 convectives. En calculant les statistiques de précipitations extrêmes, il semble que le passage
1563 à la version 41 dégrade la représentation des précipitations extrêmes alors qu'en réalité, au
1564 cas par cas, on l'améliore. Pour rappel, le schéma COMAD est décrit dans la section 2.2.3.

1565 L'impact du changement de version sur les précipitations moyennes et extrêmes quo-
1566 tidienne est très faible, sauf sur certains reliefs très accidentés des Alpes. Cependant, à
1567 l'échelle horaire, l'impact du changement de cycle est davantage visible. L'intégration du
1568 schéma COMAD au semi-lagrangien d'AROME est une raison pouvant expliquer la dimi-
1569 nution des précipitations extrêmes quotidiennes et une augmentation des précipitations
1570 extrêmes horaires sur les reliefs des Cévennes et des Alpes.

1571 4.3.2 Sensibilité au changement de simulation pilote ALADIN

1572 La comparaison entre les simulations ARO41-SE(f1) et ARO41-SE(f2) a pour objectif
1573 de mettre en évidence les différences liées au changement de la simulation intermédiaire.
1574 Trois changements majeurs ont été apportés à la simulation intermédiaire. Le premier

1575 changement concerne la physique du modèle ALADIN (V6.2 au lieu de la V5.3, les princi-
 1576 pales différences entre les deux versions d'ALADIN sont présentées dans la section 2.2.2). La
 1577 deuxième différence concerne l'emploi de la technique du spectral nudging pour la simula-
 1578 tion V6.2 sur le domaine MAD12. Enfin, la troisième modification est la taille du domaine
 1579 pour la simulation ALADIN V6.2, elle a été réalisée sur le domaine méditerranéen étendu
 1580 MAD12, bien plus étendu que le domaine France FRB12 (c.f. Figure 2.6). Il ne sera pas
 1581 possible ici d'attribuer les éventuelles améliorations et dégradations à l'une de ces trois
 1582 modifications. Les comparaisons de ces deux simulations sont présentées dans la figure 4.4.

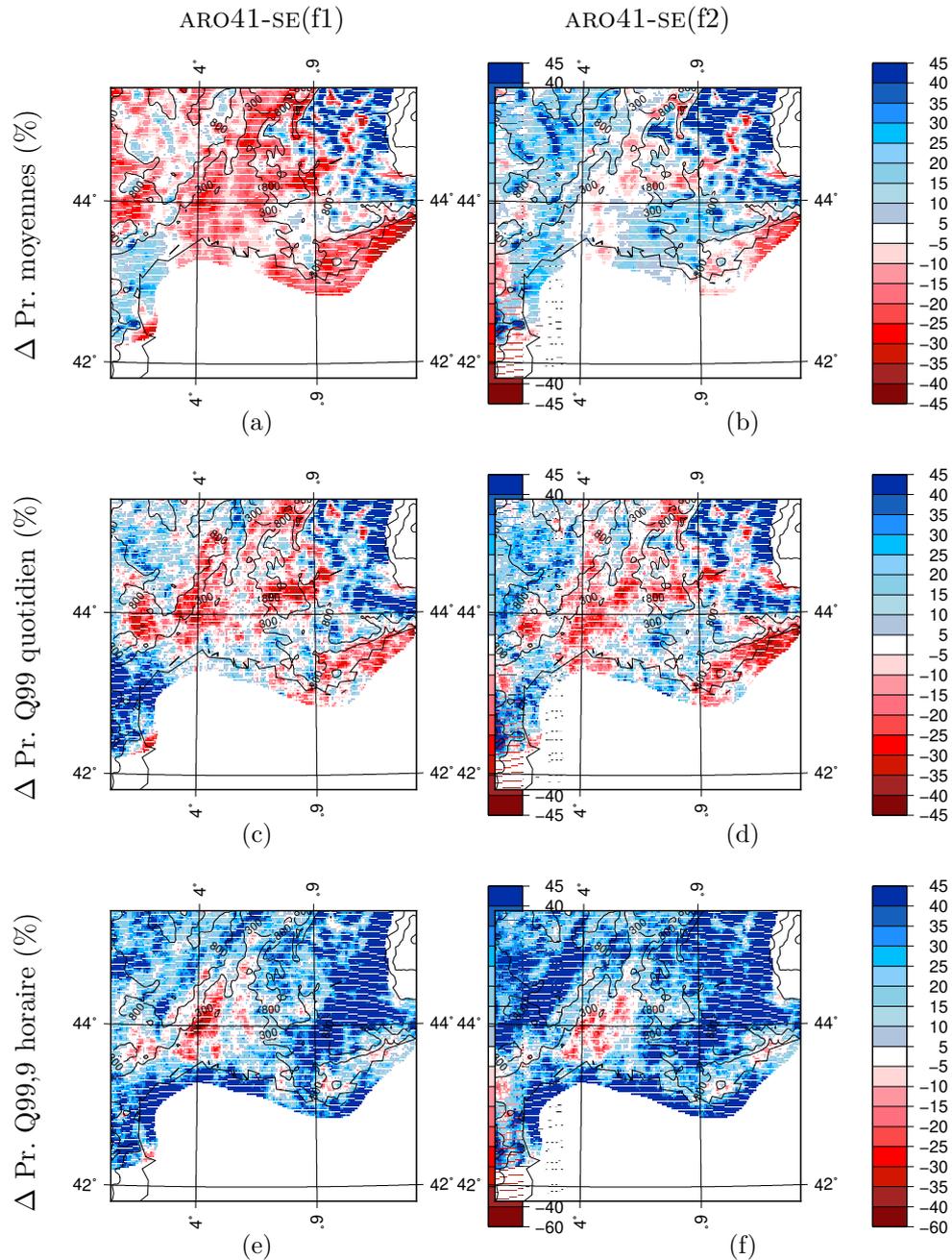


FIGURE 4.4 – De même que la figure 4.3 pour les simulations ARO41-SE(f1) et ARO41-SE(f2).

1583 La comparaison des cartes de différence de précipitations moyennes (Figure 4.4a,b)

1584 par rapport aux observations COMEPHORE des simulations ARO41-SE(f1) et ARO41-SE(f2)
1585 montre une très forte différence. En effet, la simulation AROME pilotée par la simulation
1586 ALADIN V5.3 FRB12 montre une tendance à la sous-estimation des précipitations moyennes
1587 sur les Cévennes, le Roussillon et la Côte d'Azur alors que la simulation ARO41-SE(f2)
1588 montre une tendance à la surestimation sur l'ensemble du Sud-Est de la France. Le tableau
1589 4.1 montre que c'est la simulation pilotée par la simulation ALADIN V5.3 FRB12 qui est
1590 la plus proche des observations pour les précipitations moyennes quotidiennes.

1591 Les cartes de moyennes de précipitations (Figure 4.5a,b) pour les simulations ALADIN
1592 suggèrent que l'humidité de la simulation pilote a une forte influence sur le modèle AROME.
1593 En effet, la simulation ALADIN V5.3 sur le domaine FRB12 sous-estime les précipitations
1594 moyennes sur tout le domaine sauf sur les Alpes. Il est donc possible de faire l'hypothèse
1595 que les champs d'humidité d'ALADIN transmis aux bords du domaine de la simulation
1596 AROME n'étaient pas assez humides pour qu'AROME puisse reproduire des précipitations
1597 moyennes suffisamment importantes. En effet, le changement de physique a permis une
1598 meilleure distribution verticale des tendances diabatiques dans les différentes équations
1599 d'humidité, de la quantité de mouvement et de la température. De plus, l'augmentation de
1600 la résolution verticale avec la V6.2 permet dans le même temps une meilleure description
1601 de la basse troposphère et de la stratosphère.

1602 Dans le même temps, la simulation ALADIN V6.2 sur le domaine MAD12 indique une
1603 forte augmentation des précipitations moyennes par rapport à la simulation ALADIN V5.3.
1604 La simulation ALADIN V6.2 sur le domaine MAD12 est bien meilleure sur les Cévennes
1605 mais surestime fortement les précipitations moyennes sur le reste du domaine. La V6.2
1606 d'ALADIN est connue pour être trop pluvieuse en moyenne (Etude de Giorgia Fosser dans
1607 le cadre de l'ANR REMEMBER, de ce fait, il est possible d'attribuer la surestimation des
1608 précipitations moyennes de la simulation ARO41-SE(f2) à la version 6.2 de la physique
1609 d'ALADIN.

1610 A noter que les surestimations des précipitations moyennes sur les Alpes peuvent aussi
1611 être liées à la qualité réduite des observations COMEPHORE sur les hauts reliefs des Alpes.

1612 Au final, la figure 4.5 montre que la simulation ALADIN V6.2 sur le domaine MAD12
1613 montre un meilleur comportement dans les régions reconnues pour leurs précipitations
1614 extrêmes comme les Cévennes, le Roussillon et la Côte d'Azur que la simulation ALADIN
1615 V5.3 sur le domaine FRB12.

1616 Pour les quantiles extrêmes journaliers (quantiles 99), les zones où les précipitations
1617 extrêmes quotidiennes sont communes et sous-estimées pour les deux simulations (Figure
1618 4.4b,c), les différences entre les deux simulations sont minimales sauf sur le Roussillon où
1619 la simulation ARO41-SE(f2) améliore la représentation des précipitations extrêmes quoti-
1620 diennes. Ainsi, le changement de la simulation intermédiaire offre la possibilité à AROME de
1621 mieux représenter les précipitations extrêmes quotidiennes sur le Roussillon. Sur l'EPA, les
1622 précipitations extrêmes journalières correspondant au quantile 99 sont légèrement plus sur-
1623 estimées avec la simulation ARO41-SE(f2) plutôt qu'avec la simulation ARO41-SE(f1) (c.f.
1624 Tableau 4.1). Cependant, l'amplitude des différences des valeurs de précipitations pour le
1625 quantile 99 est bien plus petites avec la simulation ARO41-SE(f2) et la valeur médiane des
1626 différences est plus proche de 0. Il est donc possible de considérer que la simulation ARO41-

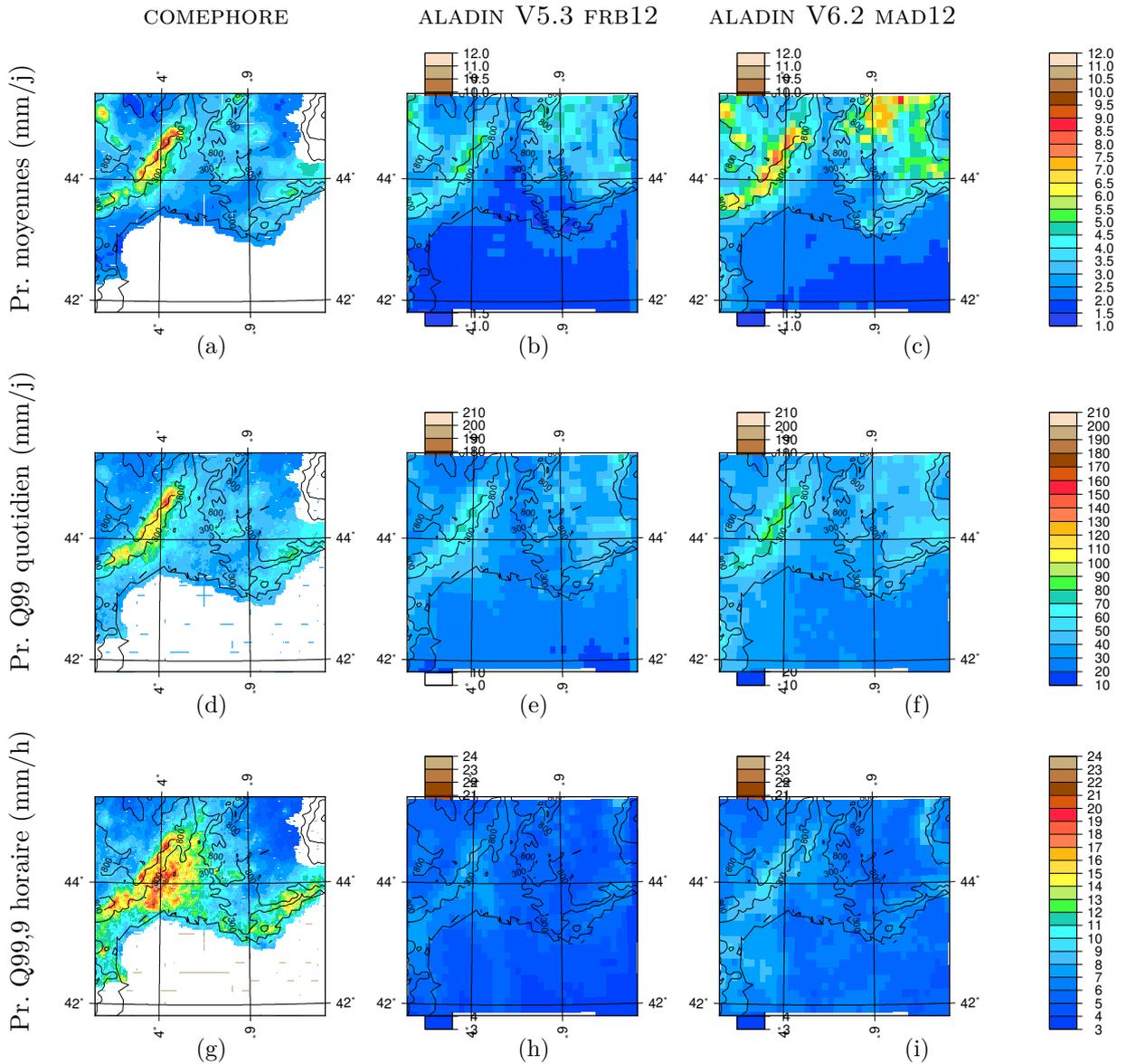


FIGURE 4.5 – Cartes de moyennes de précipitations et des quantiles 99 journaliers (mm/j) et des quantiles 99,9 horaires pour COMEPHORE et les deux simulations ALADIN.

1627 SE(f2) permet une meilleure représentation des précipitations extrêmes quotidiennes.

1628 La comparaison des quantiles 99,9 des précipitations horaires des deux simulations, sur
 1629 les figures 4.4e,f montre que les précipitations horaires sont plus importantes sur l'ensemble
 1630 du domaine avec la simulation ARO41-SE(f2) (c.f. Tableau 4.1). Ainsi les zones où les pluies
 1631 étaient surestimées le sont davantage. La figure 4.4e,f montre que les différences par rapport
 1632 aux observations sont atténuées comme dans les Cévennes.

1633 Sur l'EPA, l'amplitude des différences de précipitations par rapport aux observations sont
 1634 bien plus élevées. Ce qui indique qu'avec la simulation ARO41-SE(f2) les précipitations
 1635 sont certes davantage surestimées, mais elles le sont de manière plus uniforme qu'avec la
 1636 simulation ARO41-SE(f1). Ainsi, même si ARO41-SE(f2) simule trop de précipitations sur
 1637 le Sud-Est de la France, la simulation permet une meilleure représentation des extrêmes

1638 horaires dans les régions reconnues pour leurs pluies extrêmes telles que les Cévennes.

1639 La comparaison des quantiles 99 journaliers et 99,9 horaires des deux simulations ALA-
1640 DIN aux observations (Figure 4.5) montre que les deux simulations ALADIN sous-estiment
1641 les précipitations extrêmes comme l’ont montré les figures 4.1 et 4.2 dans la section 4.2.
1642 Cependant, ces figures mettent aussi en évidence la amélioration d’ALADIN à reproduire
1643 les précipitations extrêmes avec la V6.2 sur le domaine MAD12.

1644 Enfin, ces résultats confirment ceux obtenus sur la figure 4.2 où les courbes des deux
1645 simulations d’AROME pilotées par la simulation ALADIN V6.2 étaient comprises dans l’in-
1646 tervalle de confiance jusqu’à plus de 30 mm/h de précipitations horaires.

1647 D’une manière générale, la simulation ARO41-SE(f2) simule plus de précipitations dans
1648 le Sud-Est de la France. Le changement de simulation intermédiaire a permis d’être plus
1649 proche des observations dans la représentation des précipitations moyennes et extrêmes
1650 dans les régions reconnues pour l’intensité des HPES.

1651 Notre hypothèse qui reste à vérifier est que l’utilisation de la simulation ALADIN V6.2
1652 sur le domaine MAD12 fournit un meilleur forçage en humidité et permet d’améliorer le
1653 comportement du modèle AROME sur les régions concernées par les HPES.

1654 4.3.3 Sensibilité à l’extension du domaine de simulation AROME

1655 La comparaison des simulations ARO41-SE(f2) et ARO41-ALP(f2) met en évidence l’ap-
1656 port de l’extension du domaine. En effet, le domaine FIPS présente une meilleure couverture
1657 de la mer Méditerranée qui devrait permettre au modèle AROME de mieux représenter les
1658 systèmes convectifs depuis leur initiation ou tout au moins le jet de basse couche sur mer,
1659 qui alimente les HPES. Pour rappel, les deux domaines sont décrits dans la section 2.3.1.
1660 La figure 4.6 présente la comparaison entre ces deux simulations AROME.

1661 La comparaison des précipitations moyennes, des précipitations extrêmes quotidiennes
1662 et des précipitations extrêmes horaires entre les simulations ARO41-SE(f2) et ARO41-
1663 ALP(f2) montre que l’impact de la taille du domaine n’est pas très important. Les cumuls
1664 de précipitations horaires et quotidiens sont similaires ce qui suggère que l’initiation des
1665 systèmes convectifs est bien anticipée par le modèle ALADIN en Méditerranée. Le tableau
1666 4.1 montre que les différences de moyennes de précipitations quotidiennes sont atténuées
1667 avec la simulation ARO41-ALP(f2) même si les valeurs de moyennes et de médianes spatiales
1668 sont similaires entre les deux simulations.

1669 Sur les cartes de quantiles 99 (Figure 4.6c,d), il est possible de voir qu’avec le grand
1670 domaine les précipitations sur le Massif des Cévennes sont plus importantes tandis que les
1671 précipitations sur les plaines au Sud du massif et sur le delta du Rhône diminuent. Avec
1672 un plus grand domaine, le spin-up spatial est plus important et les processus convectifs
1673 sont moins impactées par les effets de bords. Le tableau 4.1 montre que la simulation
1674 ARO41-ALP(f2) représente mieux en moyennes les précipitations extrêmes quotidiennes.

1675 . Le biais d’ALADIN V6.2 à simuler trop de précipitations extrêmes horaires est atténué
1676 avec la simulation ARO41-ALP(f2) sur un plus grand domaine comme le montre les cartes

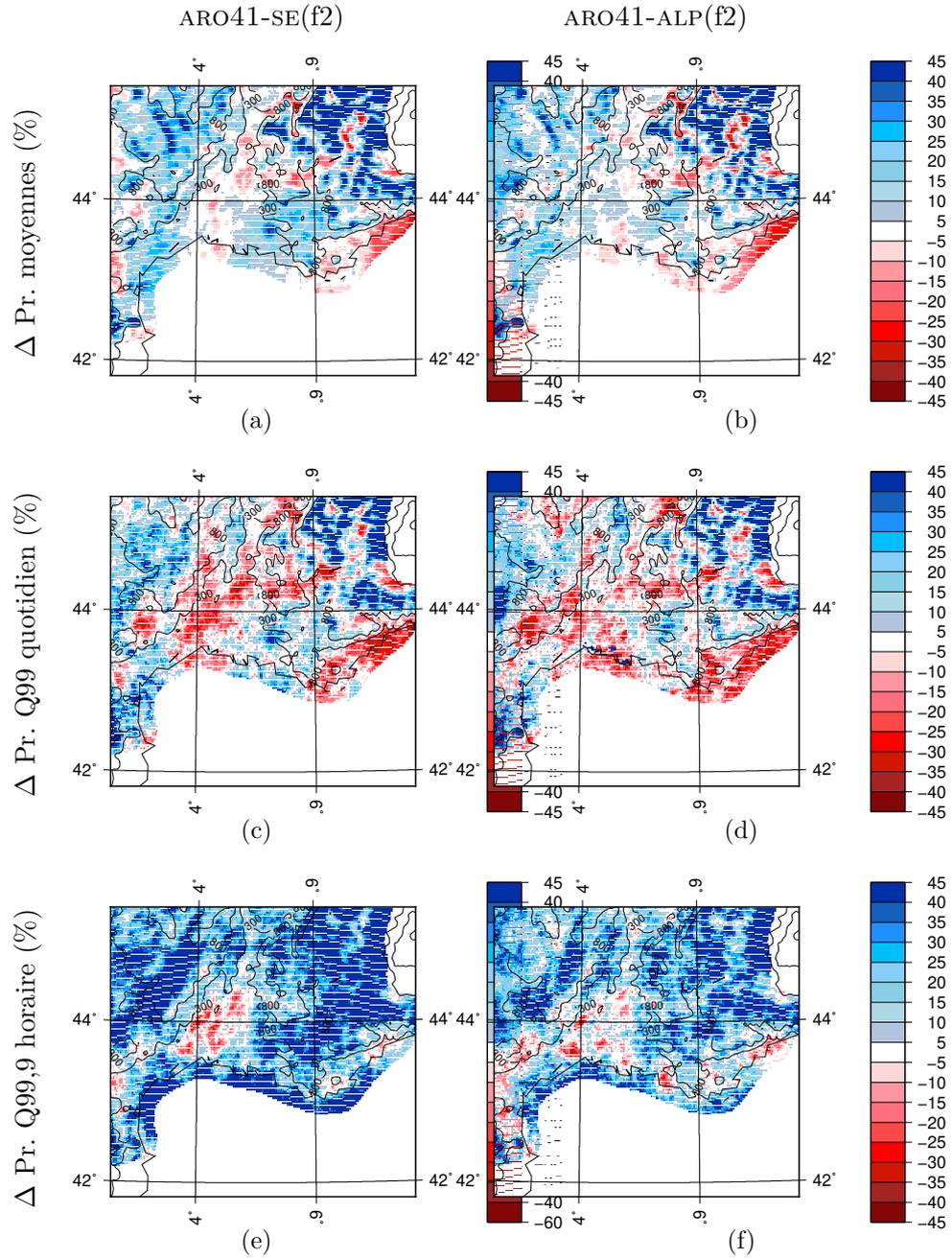


FIGURE 4.6 – De même que la figure 4.3 pour les simulations ARO41-SE(f_2) et ARO41-ALP(f_2).

1677 de la figure 4.6,e,f et la tableau 4.1 qui montre que l'amplitude des différences est plus
 1678 faibles et que la surestimation en pourcentage des valeurs moyennes et médianes sont plus
 1679 fiables.

4.4 Synthèse des modifications apportées au protocole de simulation

Le premier objectif de ce chapitre était de valider la valeur ajoutée du CPRCM AROME sur la représentation des précipitations extrêmes par rapport au RCM ALADIN grâce à la comparaison de différentes simulations AROME et ALADIN aux observations COMEPHORE. Ces comparaisons ont confirmé la valeur ajoutée sur la représentation des précipitations extrêmes quotidiennes et horaires sur la zone EPA et ont confirmé la qualité du modèle AROME quelque soit la configuration.

Le second objectif était de déterminer la meilleure configuration pour la représentation des HPES afin d'avoir la configuration la plus adaptée possible pour les études d'impact du changement climatique sur les HPES. Les comparaisons entre les différentes configurations ont montré que toutes les modifications permettaient d'améliorer la représentation des HPES dans le Sud-Est de la France. Le changement de version d'AROME apporte peu de changement mis à part une diminution des fortes précipitations de certains événements de fortes pluies auparavant trop pluvieux. Le changement de simulation pilote est responsable de la plus forte amélioration avec probablement une meilleure description du forçage latéral en humidité transmis au modèle AROME sur les bords de son domaine. Enfin, l'extension du domaine de simulation d'AROME permet d'aller plus loin et d'atténuer encore les différences de précipitations par rapport aux observations COMEPHORE. La figure 4.7 présente la comparaison entre la simulation ARO38-SE(f1) utilisée dans le chapitre 3 et la simulation ARO41-ALP(f2) qui prend en compte les trois principales modifications. Lorsque l'on applique toutes ces modifications, les améliorations de la représentation des précipitations extrêmes quotidiennes et horaires sont nettes entre les simulations ARO38-SE(f1) et ARO41-SE(f1) (c.f. Figure 4.7).

Pour compléter cette partie il serait intéressant de tester la sensibilité des précipitations d'AROME aux modifications apportées aux simulations ALADIN, afin de mettre en évidence l'impact du changement de version de la physique du modèle, du spectral nudging et de l'extension du domaine de simulation ALADIN. Suite à ces résultats, nous considérons l'impact du changement de la largeur de la zone I comme minime étant donné les faibles différences entre les simulations ARO38-SE(f1) et ARO41-SE(f1).

L'ensemble des améliorations apportées par les différents modifications de configurations nous permet de conclure que la meilleure configuration pour la représentation des HPES dans le Sud-Est de la France est la configuration de la simulation ARO41-ALP(f2), une simulation réalisée avec le cycle 41 d'AROME sur le grand domaine FIPS et piloté par une simulation ALADIN V6.2 sur le domaine MAD12. Par conséquent le reste de l'étude sera mené avec cette configuration de simulation ALADIN-Climat et CNRM-AROME : ARO41-ALP(f2).

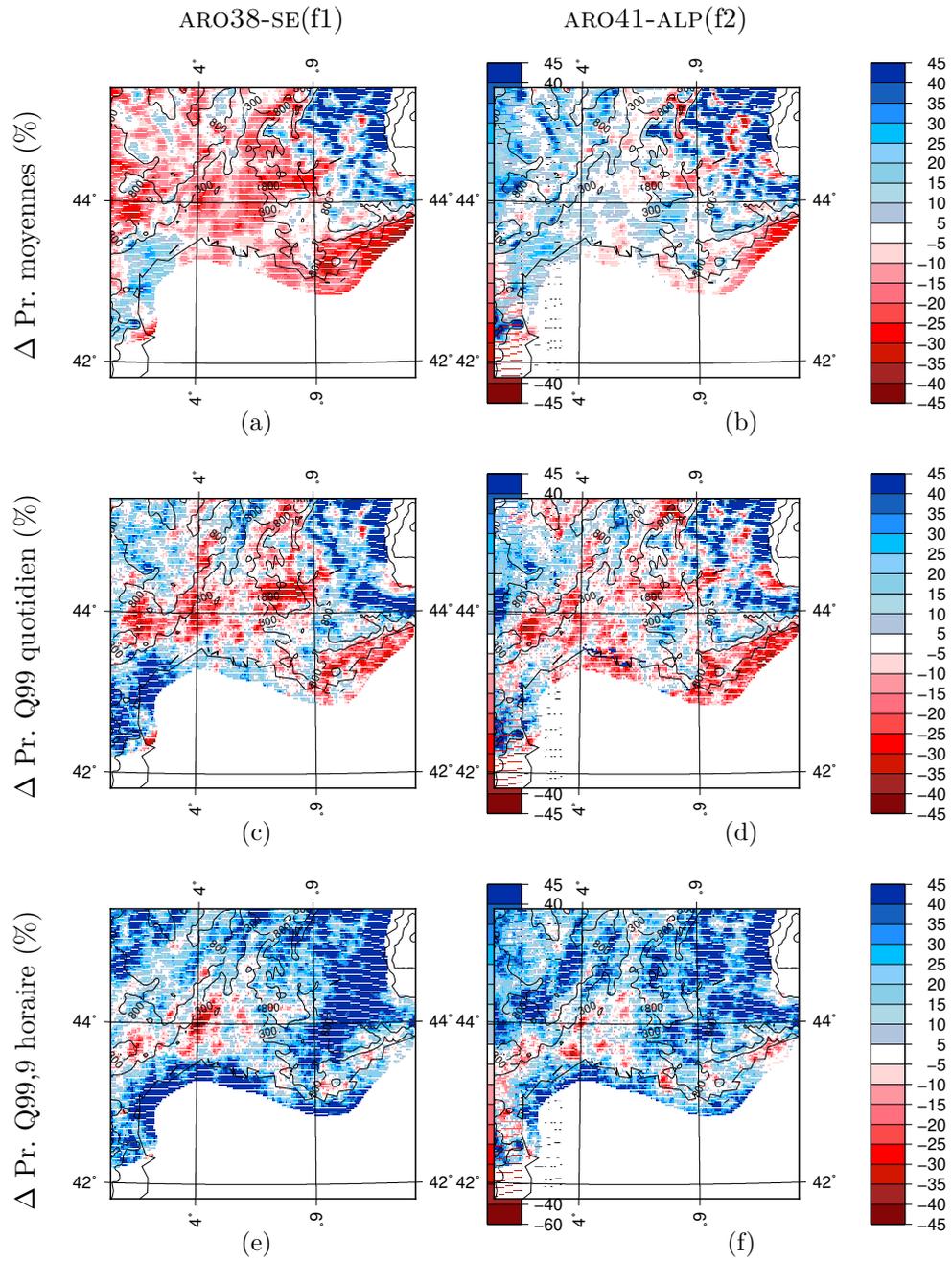


FIGURE 4.7 – De même que la figure 4.3 pour les simulations ARO38-SE(f1) et ARO41-ALP(f2).

1719 **Chapitre 5**

1720 **Caractérisation des précipitations en**
1721 **climat futur**

1722 **Sommaire**

1723	5.1 L'évaluation des modèles de l'ensemble	88
1724		
1725	5.1.1 Justification de l'approche multi-modèles	88
1726	5.1.2 Evaluation des modèles	88
1727	5.1.3 Synthèse de l'évaluation des modèles de l'ensemble multi-modèles	95
1728	5.2 L'approche multi-modèles pour déterminer la réponse des	
1729	précipitations au changement climatique	96
1730	5.2.1 Les changements de température simulés par les modèles de l'en-	
1731	semble	96
1732	5.2.2 Synthèse de l'étude multi-modèles	109
1733	5.3 La sensibilité du signal de changement de précipitations à la	
1734	longueur de la simulation	111
1735	5.3.1 Les changements de température	111
1736	5.3.2 Changement des précipitations quotidiennes	112
1737	5.3.3 Synthèse de l'étude de sensibilité du signal de changement à la	
1738	longueur de la simulation	119
1739		
1741		

1742 Le chapitre 5 présente la réponse des précipitations extrêmes au changement climatique
1743 dans le Sud-Est de la France pour la fin du 21^{ème} siècle, suivant le scénario d'émission des
1744 GES RCP8.5. Ce chapitre s'articule en deux parties. La première illustre l'évolution des
1745 HPES par le biais d'une approche multi-modèles (c.f. Tableau 2.7) et la seconde présente
1746 la sensibilité de ces résultats à la longueur de la simulation pour la représentation des
1747 tendances d'évolution future des HPES, ceci uniquement avec le modèle CNRM-AROME41
1748 (Tableau 2.5). Cette étude porte une fois de plus sur les précipitations automnales (SOND).

1749 5.1 L'évaluation des modèles de l'ensemble

1750 5.1.1 Justification de l'approche multi-modèles

1751 L'objectif de cette approche multi-modèles est de tenter de fournir une réponse robuste
1752 quant à l'évolution des HPES dans le Sud-Est de la France pour la fin du 21^{ème} siècle.
1753 Pour cela, un panel de quatre CPRCMs issu de la communauté de modélisation régionale du
1754 climat à très haute résolution est utilisé (CNRM-AROME41, HCLIM38-AROME, UKMO-UM et
1755 ETHZ-CCLM3). Cette variété de simulations est une véritable richesse pour cette étude car
1756 cette diversité nous permet de disposer de 4 simulations très différentes avec des CPRCMs,
1757 des modèles intermédiaires et GCMS différents. Cette approche multi-modèles a été réalisée
1758 dans le cadre de collaborations au sein du FPS-convection. Je dispose ainsi de quatre jeux
1759 de données sur des périodes de 10 ans comme cela est demandé dans le FPS-convection.

1760 5.1.2 Evaluation des modèles

1761 Avant de procéder à l'étude de l'évolution des HPES dans le Sud-Est de la France, les
1762 simulations historiques issues des quatre couples de modèles (RCM et CPRCM, c.f. Tableau
1763 2.7) sont comparées à la base de données d'observations COMEPHORE (c.f. Section 2.1.2).

1764 A noter ici, que les simulations historiques de ETHZ sont pilotées par la réanalyse
1765 ERA-Interim. Elles sont donc comparables aux observations COMEPHORE (1997 - 2006) sur
1766 la période commune avec celles de l'ETHZ (1999 - 2008). Les simulations historiques du
1767 CNRM, de HCLIMcom et du Met-Office sont-elles pilotées par des GCMS sans assimilations
1768 de données. De ce fait, ces simulations représentent un climat équivalent à celui de la
1769 période COMEPHORE mais ne suivent pas la vraie chronologie. Noter aussi qu'a priori, les
1770 GCMS étant moins comparables aux observations qu'ERA-Interim, les simulations de l'ETHZ
1771 devraient être meilleures.

1772 5.1.2.1 Evaluation des modèles intermédiaires

1773 Les modèles intermédiaires sont plutôt bons pour représenter les précipitations extrêmes
1774 quotidiennes. Cependant, on remarque que sur les régions reconnues pour les événements
1775 de pluies les plus fortes, tels que les Cévennes, les modèles intermédiaires ont du mal à
1776 simuler les cumuls quotidiens les plus élevés (Figure 5.1). On remarque que les résultats
1777 obtenus avec les modèles HCLIM-ALARO, UKMO-HadGEM3 et ETHZ-CCLM12 sont proches
1778 de ceux obtenus avec CNRM-ALADIN qui a été bien étudié dans le chapitre précédent. A
1779 noter que le modèle UKMO-HadGEM3 est le seul à simuler des précipitations surestimées
1780 sur les plaines au sud du massif des Cévennes.

1781 La sous-estimation des précipitations horaires est très marquée. En effet, les cartes des
1782 quantiles 99,9 des précipitations horaires montrent clairement que les modèles intermé-
1783 diaires sous-estiment fortement les précipitations horaires les plus intenses (Figure 5.2).

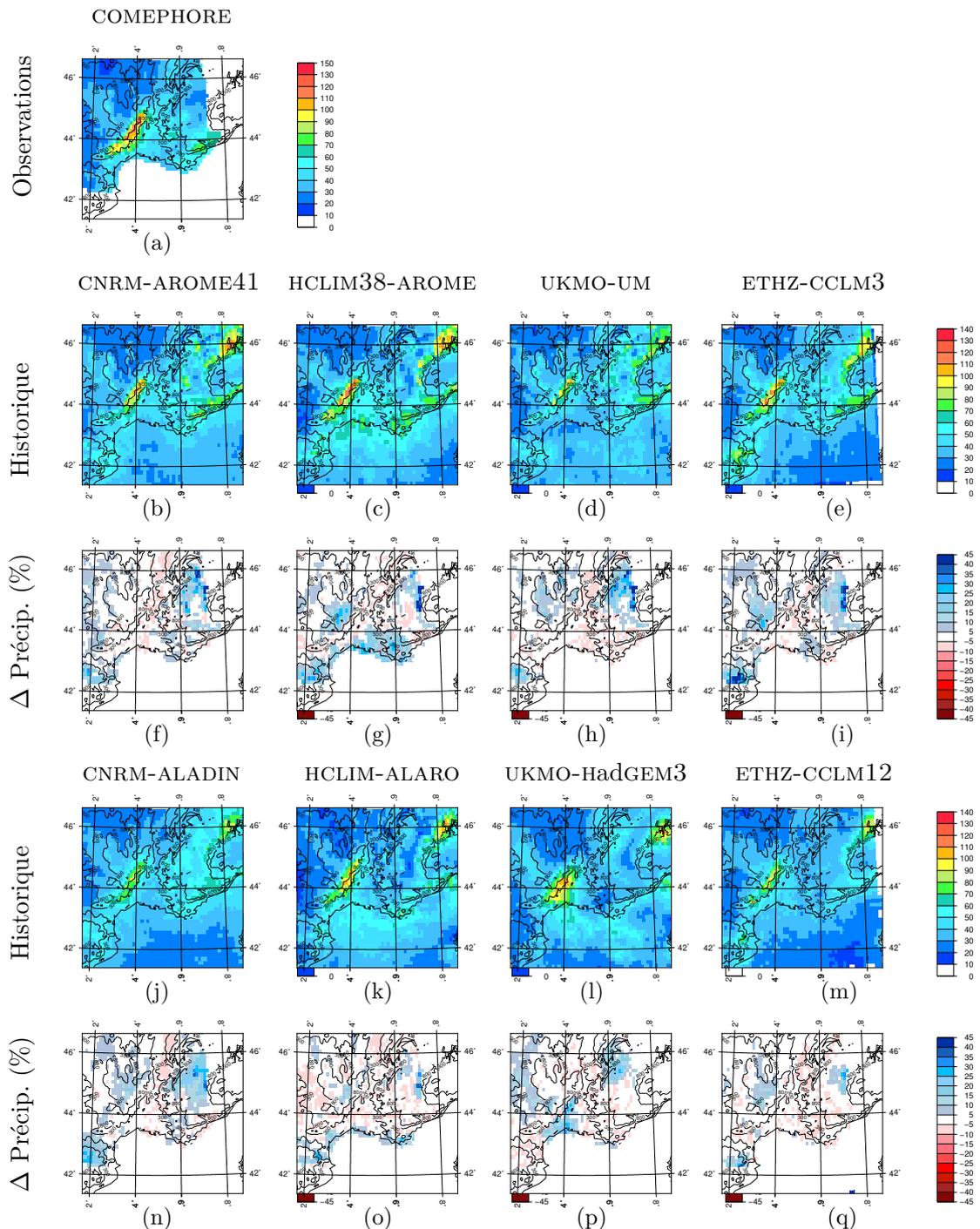


FIGURE 5.1 – Carte des quantiles 99 des précipitations quotidiennes pour 10 automnes étendus (SOND) dans le Sud-Est de la France pour les simulations climatiques issues des quatre couples de modèles interpolées sur la grille commune à 12 km de résolution horizontale. La première ligne présente les quantiles des précipitations observées (mm/j) avec COMEPHORE à 12 km de résolution. La seconde ligne correspond aux quantiles 99 des précipitations quotidiennes (mm/j) pour les quatre CPRCMs. La troisième ligne présente les cartes de différences relatives de précipitations (%) entre ces modèles et les observations. De même pour la quatrième et cinquième ligne avec les modèles intermédiaires.

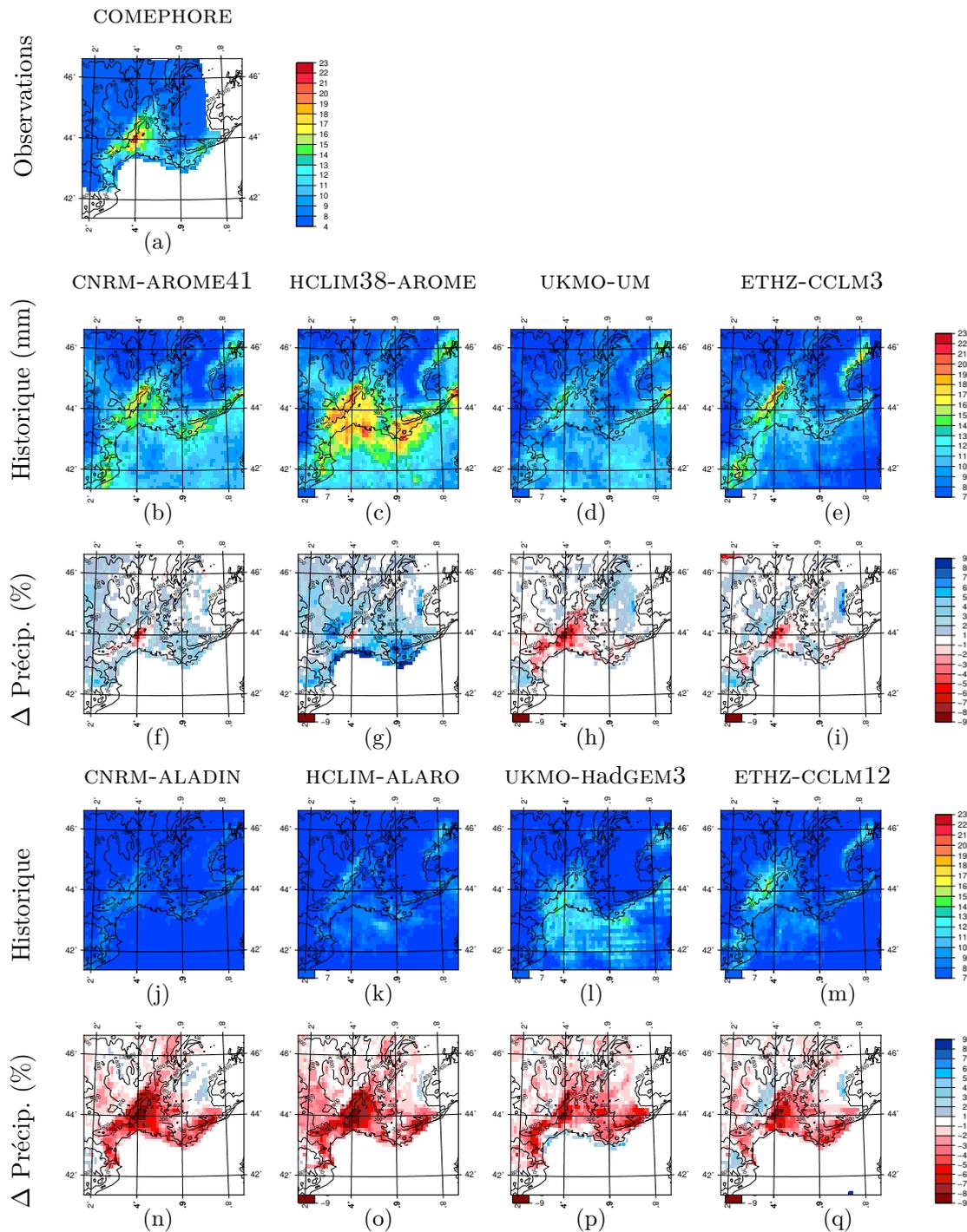


FIGURE 5.2 – De même que la figure 5.2 mais avec les quantiles 99,9 horaires en mm/h.

1784 En effet, sur les Cévennes, les valeurs de quantiles 99,9 horaires simulées par les modèles
 1785 intermédiaires sont presque deux fois plus faibles que les valeurs horaires observées dans
 1786 COMEPHORE. Comme CNRM-ALADIN, tous les modèles sous-estiment fortement les précipi-
 1787 tations extrêmes horaires. A noter que le RCM ETHZ-CCLM12 est celui qui représente le
 1788 mieux les précipitations horaires en dépassant localement les 16 mm/h sur le massif des
 1789 Cévennes.

1790 5.1.2.2 Evaluation des CPRCMs

1791 La comparaison des simulations historiques des quatre CPRCMs à COMEPHORE montre
 1792 que les valeurs de précipitations simulées par les CPRCMs sont bien plus proches des préci-
 1793 pitations observées que celles simulées par les modèles intermédiaires.

1794 Les CPRCMs produisent tous plus de précipitations sur les Alpes que COMEPHORE, qu'il
 1795 s'agisse des précipitations moyennes ou des précipitations extrêmes (c.f. Figure 5.1, 5.2) et
 1796 5.3. Les précipitations alpines sont en réalité sous-estimées dans la base de données CO-
 1797 MEPHORE du fait des hauts reliefs qui limitent les mesures radar (c.f. Section 2.1.2). Les
 1798 montagnes du massif des Cévennes étant moins hautes, la qualité des données d'observa-
 1799 tions de précipitations COMEPHORE n'est pas remise en question sur cette région qui est,
 1800 pour rappel la zone du Sud-Est de la France avec les précipitations les plus intenses.

1801 Moyennes des précipitations quotidiennes

1802 Il est possible d'attribuer aux CPRCMs des caractéristiques différentes pour chacun
 1803 d'entre eux. UKMO-UM sous-estime fortement les précipitations sur la côte méditerranéenne
 1804 française et sur le massif des Cévennes. Le CPRCM HCLIM38-AROME surestime les préci-
 1805 pitations sur la côte mais sous-estime les précipitations sur le massif des Cévennes. CNRM-
 1806 AROME41 et ETHZ-CCLM3 ont le même comportement pour les précipitations moyennes : ils
 1807 simulent correctement les précipitations sur la côte méditerranéenne. Enfin, ETHZ-CCLM3
 1808 sous-estime un peu les précipitations sur les contreforts des Cévennes tandis que le modèle
 1809 CNRM-AROME41 est le plus proche des observations sur le massif des Cévennes. Les pré-
 1810 cipitations simulées par CNRM-AROME41 ont cependant tendance à être trop importantes
 1811 dans le Sud-Est de la France.

1812 Amélioration des extrêmes de précipitations quotidiennes

1813 Les valeurs du quantile 99 de précipitations quotidiennes dans le Sud-Est de la France,
 1814 déjà plutôt bien représentés par les modèles intermédiaires, le sont encore mieux avec les
 1815 CPRCMs, sauf avec le modèle anglais (c.f. Figure 5.1). En effet, les valeurs de précipita-
 1816 tions associées au quantile 99 sur le massif des Cévennes sont plus proches des valeurs de
 1817 COMEPHORE avec les CPRCMs sauf pour le couple de modèles britanniques (Tableau 5.1).

	COMEPHORE			
Mean Q99	88			
Max Q99	149			
	CNRM-AROME	HCLIM38-AROME	UKMO-UM	ETHZ-CCLM3
Mean Q99	55	73	48	61
Max Q99	105	127	92	113
	CNRM-ALADIN	HCLIM-ALARO	UKMO-Had-GEM3	ETHZ-CCLM12
Mean Q99	51	66	73	53
Max Q99	94	104	103	96

Tableau 5.1 – Tableau des valeurs moyennes et maximales (mm/j) du Q99 sur l'EPA pour COMEPHORE et les 4 couples de modèles à 12,5 km.

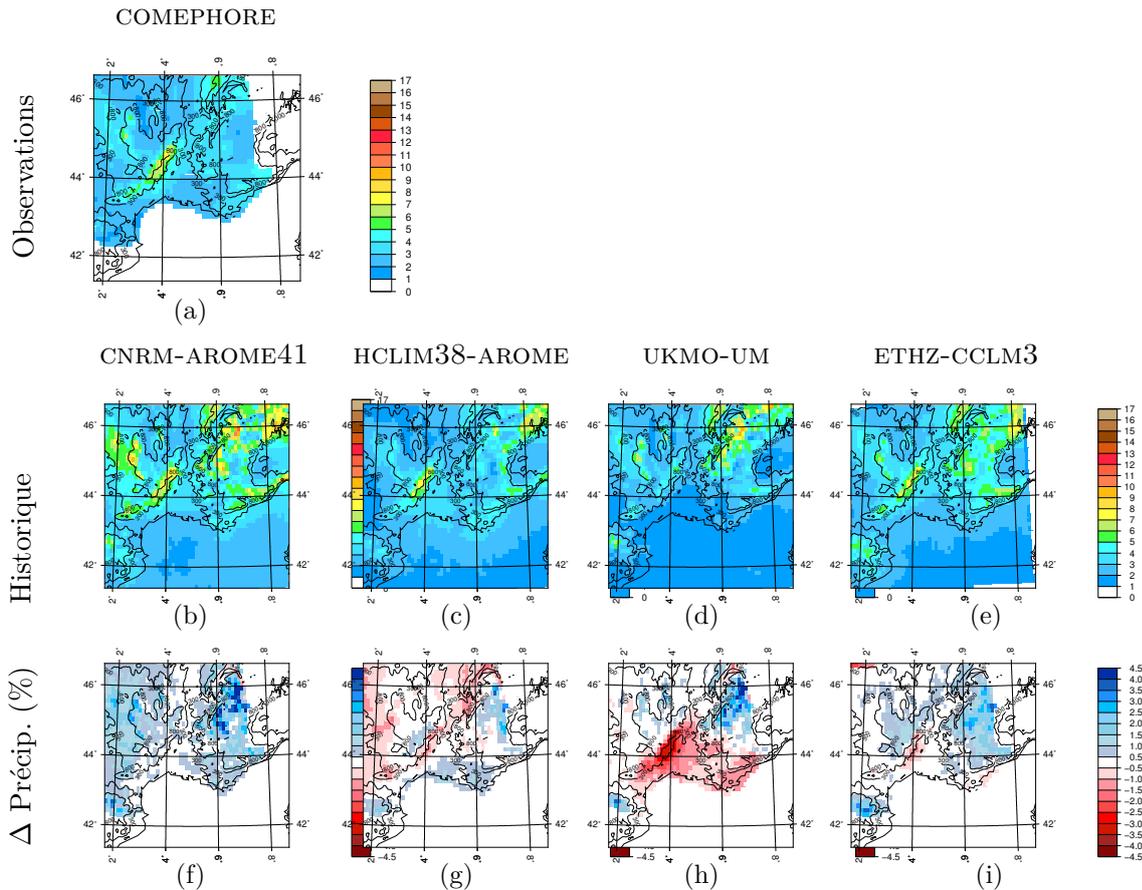


FIGURE 5.3 – De même que la figure 5.1 mais pour les précipitations moyennes et uniquement pour les CPRCMs.

1818 Pour le modèle UKMO-UM, les précipitations extrêmes quotidiennes sont plus élevées
 1819 avec le modèle intermédiaire anglais UKMO-HadGEM3. Ce résultat est aussi visible sur
 1820 la figure 5.4 qui présente les CDFs inversées (appelées CDFs dans la suite) des simulations
 1821 historiques sur l'EPA (c.f. Figure 2.3). En effet, sur cette figure, les CDFs des modèles CNRM-
 1822 AROME41, HCLIM38-AROME et ETHZ-CCLM3 sont toutes les trois situées dans l'intervalle de
 1823 confiance à 90% de COMEPHORE pour les événements quotidiens les plus extrêmes. La simu-
 1824 lation historique de UKMO-UM sous-estime quant à elle toutes les précipitations au dessus de
 1825 10 mm/j dans l'EPA. Par ailleurs, la courbe de son modèle intermédiaire UKMO-HadGEM3
 1826 se situe dans l'intervalle de confiance à 90% ce qui signifie que le modèle intermédiaire
 1827 anglais est meilleur que le CPRCM anglais pour reproduire les événements d'échelle journa-
 1828 lière sur l'EPA. Cependant, les résultats du modèle UKMO-UM restent proches des autres
 1829 CPRCMs. En effet, l'allure de la courbe est similaire à celle des observations et elle reste
 1830 proche de l'intervalle de confiance à 90%. De plus, les extrêmes quotidiens d'UKMO-UM sont
 1831 mieux positionnés au sein même de l'EPA car le CPRCM représente bien les précipitations
 1832 les plus fortes sur le massif des Cévennes alors que UKMO-HadGEM3 simule les précipita-
 1833 tions extrêmes quotidiennes à la fois sur les plaines au sud du massif des Cévennes et sur le
 1834 massif lui-même (Figure 5.1). Les cartes de précipitations extrêmes quotidiennes simulées
 1835 par CNRM-AROME41 et par ETHZ-CCLM3 sont une fois de plus similaires. Ces deux mo-

1836 dèles se rapprochent des seuils les plus élevés atteints dans COMEPHORE. HCLIM38-AROME
 1837 représente le mieux les précipitations les plus intenses puisqu'il est le plus proche des seuils
 1838 de COMEPHORE sur l'EPA mais sa tendance à surestimer les précipitations sur le pourtour
 1839 méditerranéen persiste pour les extrêmes de précipitations quotidiennes.

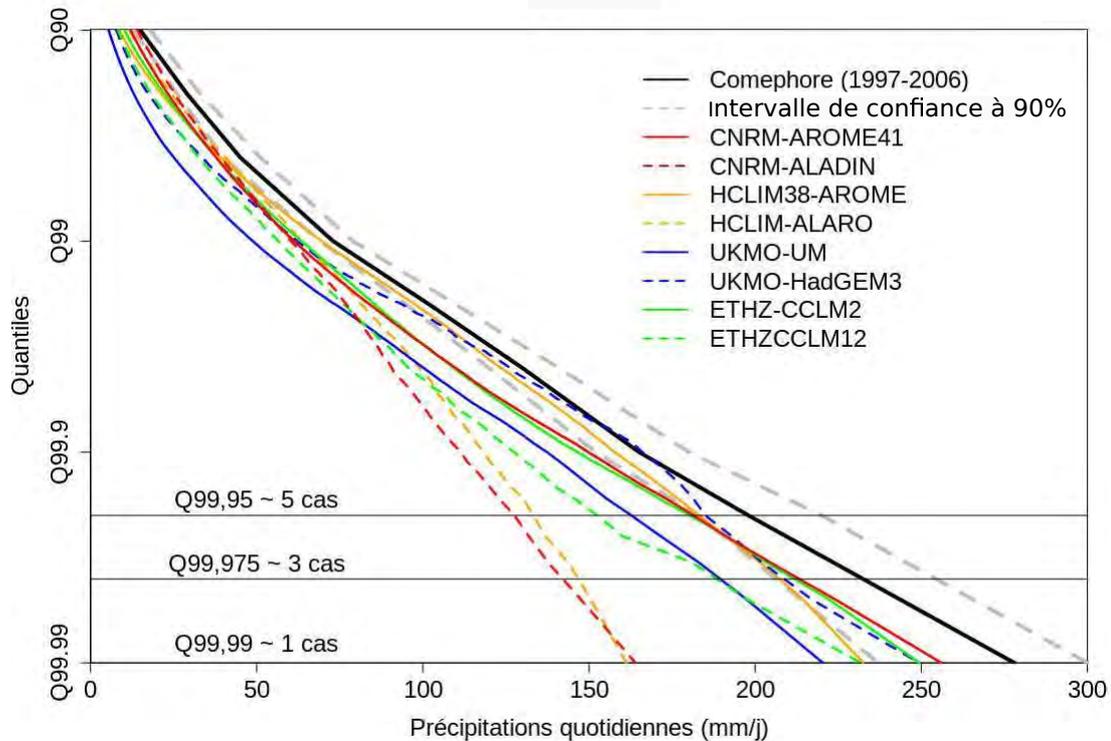


FIGURE 5.4 – *Graphique des queues de distribution des CDFs inversées (1-CDF) des précipitations quotidiennes pour les huit simulations historiques utilisées dans l'étude multi-modèles ainsi que pour les observations COMEPHORE. Les données utilisées pour chaque courbe correspondent à toutes les valeurs de l'EPA pour les quatre mois d'automne (SOND) de la période de 10 ans de chaque simulation. L'intervalle de confiance à 90% des observations COMEPHORE est déterminé grâce à la technique du bootstrap. Les modèles intermédiaires sont représentés par des courbes de couleur en pointillé et les CPRCMS sont représentés par des courbes de couleur en trait continu.*

1840 Pour conclure, l'évaluation des précipitations extrêmes quotidiennes montre que tous
 1841 les CPRCMS améliorent leur représentation. Les événements pluvieux sont mieux localisés
 1842 et les valeurs de précipitations les plus extrêmes sont plus importantes avec les CPRCMS
 1843 sauf pour UKMO-UM.

1844 **Amélioration des extrêmes de précipitations horaires**

1845 C'est pour la représentation des précipitations horaires extrêmes que la valeur ajoutée
 1846 des CPRCMS est la plus marquée. La figure 5.2 montre clairement la valeur ajoutée des
 1847 CPRCMS pour la représentation des pluies horaires intenses. Sur les zones reconnues pour la
 1848 forte intensité des précipitations horaires, les valeurs de précipitations associées au quan-
 1849 tile 99,9 sont plus élevées avec les CPRCMS (jusqu'à deux fois plus avec HCLIM38-AROME
 1850 (Tableau 5.2) excepté pour le modèle UKMO-UM.

	COMEPHORE			
Mean Q99,9	15			
Max Q99,9	24			
	CNRM-AROME	HCLIM38-AROME	UKMO-UM	ETHZ-CCLM3
Mean Q99,9	14	17	11	13
Max Q99,9	18	20	14	19
	CNRM-ALADIN	HCLIM-ALARO	UKMO-Had-GEM3	ETHZ-CCLM12
Mean Q99,9	7	8	12	10
Max Q99,9	10	12	13	16

Tableau 5.2 – De même que le tableau 5.1 mais pour les quantiles 99,9 horaires (mm/h).

1851 Avec les modèles intermédiaires, les précipitations extrêmes horaires étaient sous-estimées
1852 dans tout le Sud-Est de la France (c.f. Figure 5.2n,o,p,q) tandis qu’avec les CPRCMS, les pré-
1853 cipitations extrêmes horaires sont bien plus proches des valeurs de quantile 99,9 observées
1854 avec COMEPHORE. A noter que HCLIM38-AROME surestime fortement les précipitations
1855 horaires sur les plaines au sud des contreforts des Cévennes. Cependant, les valeurs de
1856 précipitations associées aux quantiles 99,9 sur le massif des Cévennes sont sous-estimées
1857 avec les quatre CPRCMS et particulièrement avec UKMO-UM. UKMO-UM sous-estime égale-
1858 ment les précipitations extrêmes horaires sur la côte méditerranéenne (c.f. Figure 5.2h). La
1859 courbe de la figure 5.5 montre que les précipitations horaires sont systématiquement sous-
1860 estimées avec UKMO-UM au dessus de 3 mm/h. La courbe a une nouvelle fois la même allure
1861 que celle de COMEPHORE mais sans jamais être comprise dans l’intervalle de confiance à
1862 90%.

1863 Dans l’ensemble, les remarques faites précédemment sur la figure 5.4 sont aussi valables
1864 sur la figure 5.5 qui présente les CDFs des précipitations extrêmes horaires sur l’EPA. Les
1865 courbes de CNRM-AROME41 et ETHZ-CCLM3 sont toutes les deux comprises dans l’inter-
1866 valle jusqu’à 20 mm/h de précipitations. A partir de ce seuil, les deux courbes suivent
1867 l’intervalle tout en s’en éloignant progressivement. La courbe du modèle HCLIM38-AROME
1868 est quant à elle dans l’intervalle de confiance à 90% jusqu’à 40 mm/h de précipitations.
1869 Les courbes des modèles intermédiaires CNRM-ALADIN et HCLIM-ALARO montrent que ces
1870 deux modèles sous-estiment les fortes précipitations horaires à partir du quantile 99 (pré-
1871 cipitations horaires au dessus de 7 mm/h). Pour les quantiles plus élevées, l’écart entre les
1872 observations et les précipitations simulées s’accroît. Par exemple, pour le quantile 99,99
1873 (5 cas pour la période), ces deux modèles simulent deux fois moins de précipitations que
1874 leurs CPRCMS CNRM-AROME41 et HCLIM38-AROME (environ 13 mm/h pour les modèles
1875 intermédiaires et environ 30 mm/h pour les CPRCMS). La courbe d’UKMO-HadGEM3 montre
1876 un comportement étonnant : le modèle sous-estime très fortement les faibles précipitations
1877 horaires mais aussi qu’il est capable de simuler de très fortes précipitations horaires.

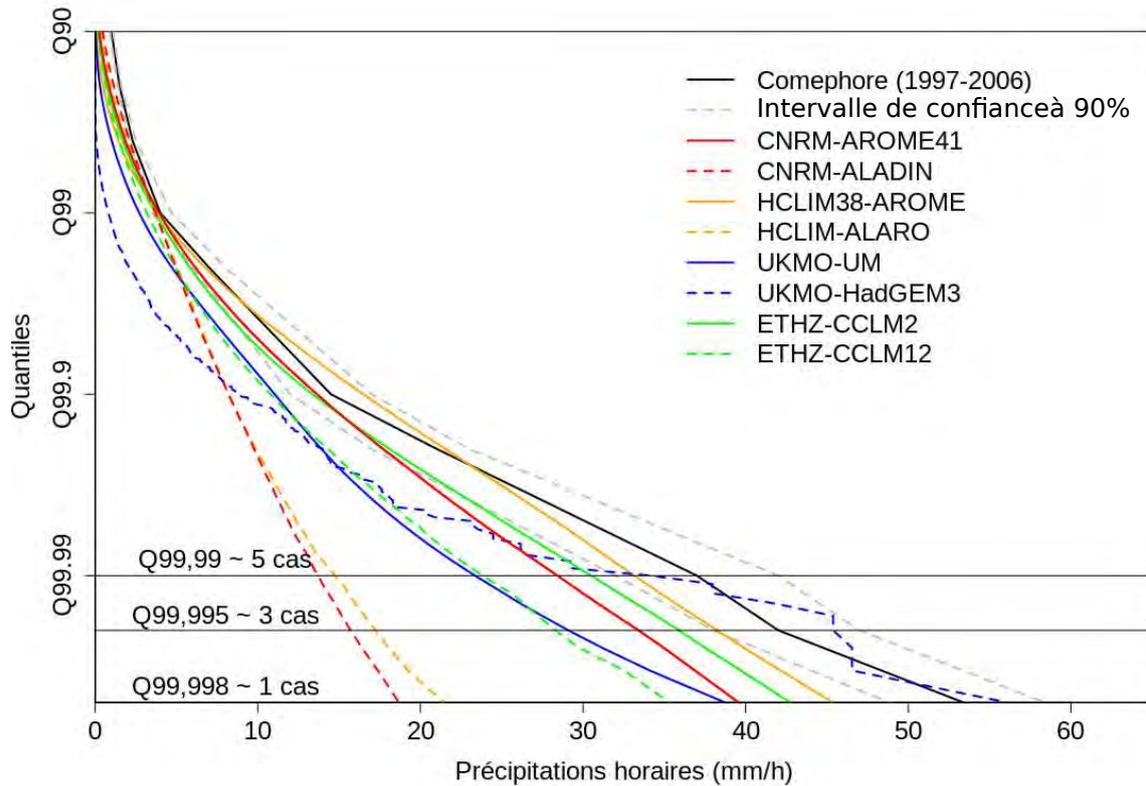


FIGURE 5.5 – De même que la figure 5.4 mais avec les précipitations extrêmes.

1878 5.1.3 Synthèse de l'évaluation des modèles de l'ensemble multi- 1879 modèles

1880 Les comparaisons des simulations historiques aux observations COMEPHORE montrent
1881 que les CPRCMS représentent mieux les précipitations extrêmes dans le Sud-Est de la France
1882 que leurs modèles intermédiaires associés. Les cumuls de précipitations quotidiennes et
1883 extrêmes sont plus importants avec les CPRCMS qu'avec les modèles intermédiaires sauf pour
1884 le couple de modèles du Met-Office. Par contre, tous les CPRCMS améliorent la localisation
1885 des pluies extrêmes.

1886 En effet, le modèle UKMO-UM sous-estime les précipitations extrêmes quotidiennes et
1887 horaires par rapport aux observations mais aussi par rapport aux trois autres CPRCMS.
1888 Ensuite, nous avons montré que le modèle HCLIM38-AROME surestime très fortement les
1889 précipitations sur plaine au sud du massif des Cévennes. Quant aux modèles CNRM-AROME
1890 et ETHZ-CCLM2, ils représentent bien les pluies extrêmes horaires bien qu'elles soient lé-
1891 gèrement sous-estimées sur les contreforts des Cévennes et pour les seuils supérieurs à 30
1892 mm/h.

1893 La comparaison de ces 4 simulations issues de CPRCMS aux simulations de leurs modèles
1894 intermédiaires et aux observations COMEPHORE confirme les résultats obtenus dans les
1895 chapitre 3 et 4 sur la représentation des sc hpes.

1896 **5.2 L'approche multi-modèles pour déterminer la ré-** 1897 **ponse des précipitations au changement clima-** 1898 **tique**

1899 L'évaluation des CPRCMs a montré la valeur ajoutée des modèles à convection profonde
1900 explicite pour la représentation des précipitations extrêmes. Les quatre CPRCMs utilisés
1901 ont tous montré une meilleure représentation des précipitations extrêmes dans le Sud-Est
1902 de la France que leurs modèles intermédiaires.

1903 Les simulations historiques utilisées dans la section 5.1 sont comparées aux simulations
1904 futures représentations de la fin du 21^{ème} siècle suivant le scénario de concentration des
1905 GES RCP8.5 (c.f. Tableau 2.7) pour tenter d'obtenir un signal de changement robuste grâce
1906 aux différents modèles.

1907 **5.2.1 Les changements de température simulés par les modèles** 1908 **de l'ensemble**

1909 Les simulations de cette étude multi-modèles ont été pilotées par quatre GCMs pour
1910 lesquels le réchauffement est différent malgré le fait qu'ils suivent tous le scénario RCP8.5
1911 comme le montre l'étude de McSweeney et al (2015). A noter que le GCM du Met-Office est
1912 connu pour être sensible au changement climatique avec un réchauffement plus marqué.

1913 La figure 5.6 montre les cartes de différences de moyennes de température à 2 mètres
1914 entre les simulations de scénarios et historiques de chaque modèle. Les cartes montrent
1915 clairement que les modèles du Met-Office simulent un réchauffement beaucoup plus intense
1916 que les trois autres couples de modèles. Le réchauffement moyen dépasse ainsi les 7 degrés
1917 sur le Sud-Est de la France alors que les autres modèles simulent un changement presque
1918 deux fois moins important autour des 4 degrés.

1919 Dans cette partie, certaines valeurs de changement climatique seront exprimées en pour-
1920 centage de changement des précipitations par degré de réchauffement local puis normalisées
1921 par le changement attendu selon la théorie de Clausius-Clapeyron. La valeur de référence
1922 utilisées dans la thèse pour définir ce taux de Clausius-Clapeyron est reprise de Ribes et al
1923 (2019), 6,8% par degré de réchauffement.

1924 A noter que les légendes des cartes de différences de précipitations sont exprimées par
1925 rapport au taux de Clausius-Clapeyron et par degré de réchauffement. Trois étapes ont été
1926 nécessaires pour réaliser ces cartes. La première étape a consisté à effectuer une différence
1927 par point grille des précipitations entre les simulations scénarios et historiques. La deuxième
1928 étape consistait à convertir cette différence de mm en pourcentage de différence. Enfin la
1929 troisième et dernière étape consistait à diviser cette différence en pourcentage par la dif-
1930 férence de température par point grille. La différence de température est la différence de
1931 température est la différence moyenne sur 10 ans pour les quatre mois SOND. Par la suite,
1932 certains changements seront exprimé en unité de changement par degré de réchauffement
1933 (1CC = 6,8% par degré de réchauffement).

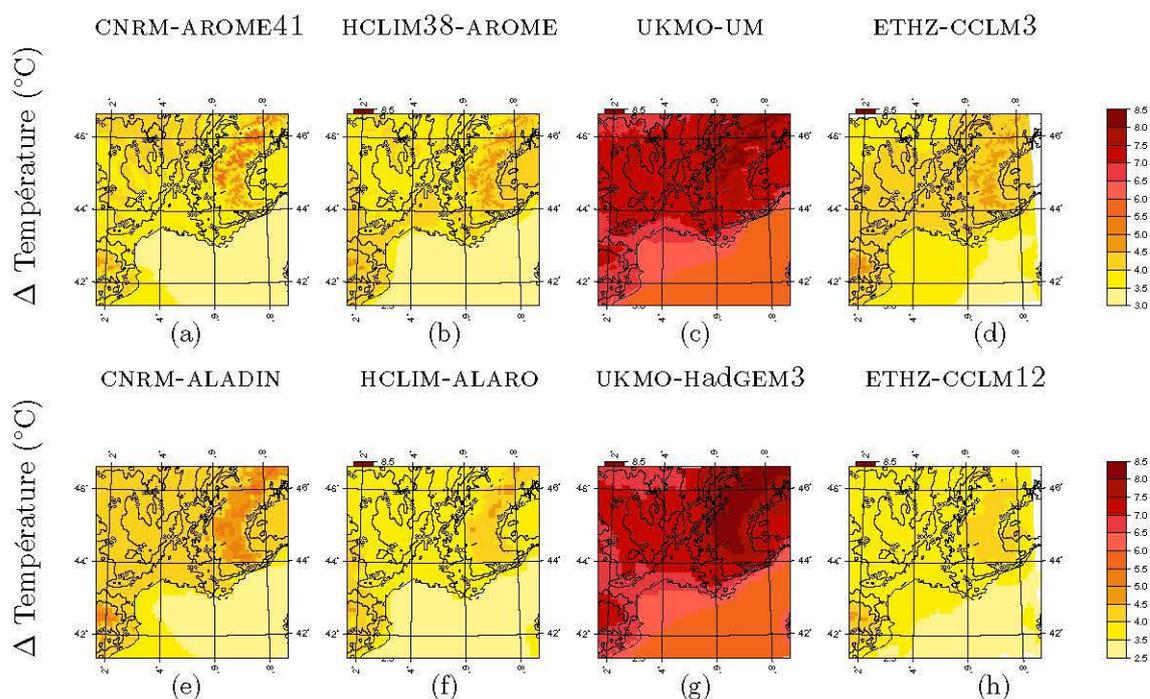


FIGURE 5.6 – Cartes de différences de moyennes de température à 2 mètres (C°) (scénario - historique) pour les 4 CPRCMs et les 4 modèles forceurs pilotés par des GCMs différents.

1934 Les valeurs moyennes de changements de température sur l'EPA et sur la Zone Roussillon
 1935 sont présentées dans le tableau 5.3. En raison des changements importants et contrastés
 1936 observés sur le Roussillon avec l'ensemble des modèles de l'étude, une seconde boîte située
 1937 sur le Roussillon (zone bleue sur la Figure 5.7) a été définie, visuellement, de manière à
 1938 contenir les zones de la région du Roussillon caractérisées par de forts changements. Cette
 1939 zone sera appelée "Zone Roussillon" par la suite.

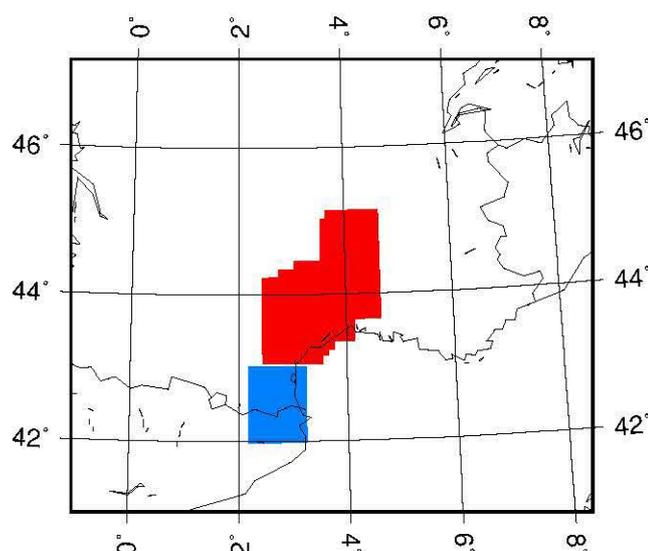


FIGURE 5.7 – Carte des deux zones où la distribution des quantiles extrêmes a été étudiée. En rouge, l'EPA (c.f. Partie 2.1.3) et en bleu la "Zone Roussillon" déterminée visuellement suite au changement de précipitations observé précédemment.

1940 Ainsi, l'étude de la distribution des précipitations extrêmes quotidiennes sera réalisée
 1941 sur deux zones, sur l'EPA, la boîte recouvrant les Cévennes depuis le début de cette thèse
 1942 et sur la Zone Roussillon.

	EPA			
	CNRM-AROME41	HCLIM38-AROME	UKMO-UM	ETHZ-CCLM3
ΔT (°C)	+ 3,8	+ 4,0	+ 7,1	+ 4,1
	CNRM-ALADIN	HCLIM-ALARO	UKMO-HadGEM3	ETHZ-CCLM12
ΔT (°C)	+ 4,1	+ 3,8	+ 7,1	+ 3,8
	ROUSSILLON			
	CNRM-AROME41	HCLIM38-AROME	UKMO-UM	ETHZ-CCLM3
ΔT (°C)	+ 3,9	+ 4,0	+ 7,2	+ 4,2
	CNRM-ALADIN	HCLIM-ALARO	UKMO-HadGEM3	ETHZ-CCLM12
ΔT (°C)	+ 4,0	+ 3,9	+ 7,1	+ 3,9

Tableau 5.3 – Valeurs moyennes de changements de température (°C) sur l'EPA et le Roussillon simulées par chaque modèle pour les quatre mois d'automne pour les simulations réalisées par les quatre couples de modèles dans l'EPA.

1943 Les valeurs de différences de température entre la simulation historique et la simulation
 1944 future des différents modèles montrent que les différences de réchauffement des modèles
 1945 du CNRM, de l'HCLIMcom et de l'ETHZ sont relativement proches. Les modèles de ces trois
 1946 groupes simulent des différences de température comprises entre 3,8 et 4,2°C sur l'EPA et
 1947 sur le Roussillon pour la fin du siècle. La différence de température estimée par les modèles
 1948 du Met Office est bien plus grande. En effet, leurs modèles simulent un réchauffement
 1949 supérieur à 7°C, soit un réchauffement presque deux fois plus élevé que celui simulé par les
 1950 autres modèles.

1951 Les changements de température entre le CPRCM et le RCM de chaque paire sont re-
 1952 lativement proche. Cependant, il est possible de voir l'impact de la haute résolution sur
 1953 les reliefs tels que les Alpes où le réchauffement est plus marqué en altitude que dans les
 1954 vallées. Le réchauffement sur mer est le même pour les deux modèles de chaque paire car
 1955 les SST sont issues du même modèle couplé.

1956 5.2.1.1 Les précipitations moyennes

1957 En utilisant des ensembles de RCMS à 12,5 km de résolution, l'étude de Jacob et al
 1958 (2014) a montré que les précipitations moyennes en Méditerranée devraient diminuer avec le
 1959 changement climatique. Les cartes de différences de moyennes de précipitations à l'automne
 1960 sur le Sud-Est de la France (Figure 5.8) confirment ces résultats obtenus avec des RCMS à
 1961 convection paramétrée.

1962 Le changement en précipitations est contrasté dans la région et particulièrement sur
 1963 les zones reconnues pour la forte intensité des précipitations. La comparaison des cartes
 1964 des différences de changement de précipitations moyennes par degré de réchauffement de
 1965 chaque CPRCM avec son modèle intermédiaire pour les moyennes de précipitations (Figure
 1966 5.8) montre que les CPRCMs reproduisent assez bien les changements observés avec leur

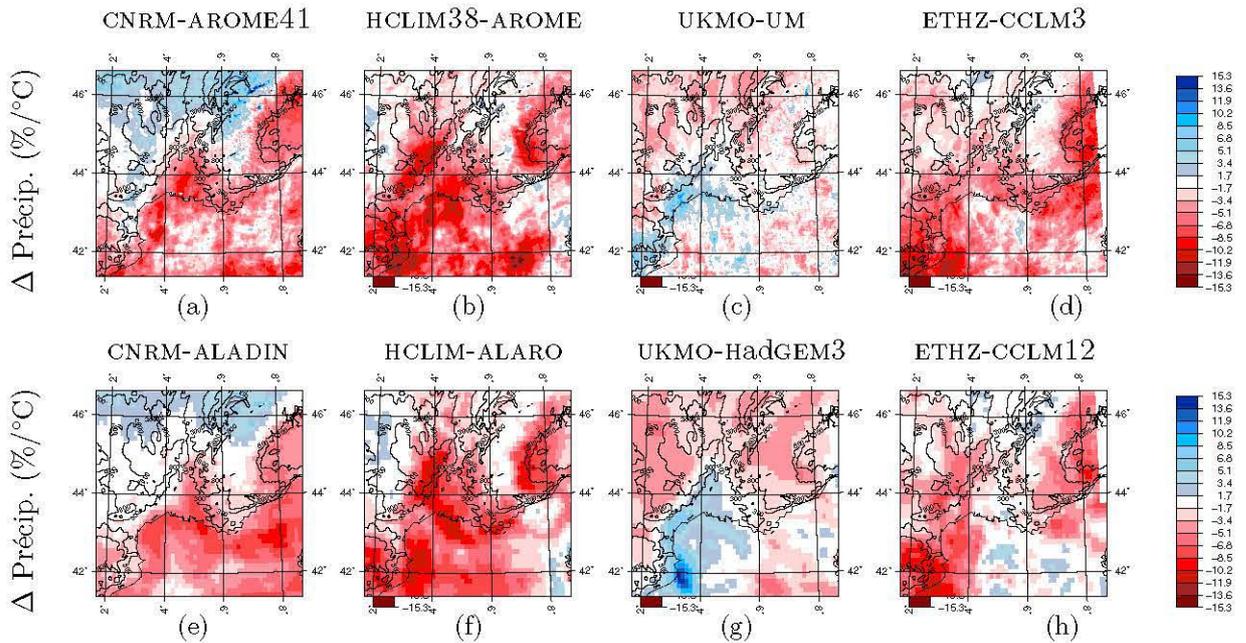


FIGURE 5.8 – Différences de changement des moyennes de précipitations par degré de réchauffement (%/°C). La première ligne correspond aux quatre CPRCMS tandis que la seconde ligne correspond aux modèles intermédiaires.

1967 modèle intermédiaire respectif. Cependant, dans les détails, les changements simulés par les
 1968 CPRCMS sont variés. Par exemple, UKMO-UM atténue les changements d'UKMO-HadGEM3
 1969 alors qu'au contraire ceux simulés par ETHZ-CCLM3 sont intensifiés par rapport à ETHZ-
 1970 CCLM12.

1971 La comparaison des modèles entre eux ne permet pas de définir clairement un signal
 1972 de changement dans la région. Trois des quatre CPRCMS de l'ensemble montrent une forte
 1973 diminution des précipitations moyennes en Méditerranée et plus particulièrement le mo-
 1974 dèle HCLIM38-AROME (c.f. Figure 5.8). CNRM-AROME41 montre une forte diminution des
 1975 précipitations sur le pourtour méditerranéen. Le modèle UKMO-UM montre quant à lui un
 1976 comportement radicalement différent des trois autres modèles avec une augmentation des
 1977 précipitations sur les Cévennes ainsi que sur les plaines côtières du Languedoc-Roussillon.

1978 5.2.1.2 Les précipitations extrêmes quotidiennes

1979 L'impact du changement climatique sur les quantiles 99 quotidiens de pré- 1980 cipitations

1981 La figure 5.9 présente les cartes de changement pour les quantiles 99 quotidiens pour
 1982 le Sud-Est de la France.

1983 Sur les figures de la seconde ligne de la figure 5.9, il est possible de voir que les régions
 1984 concernées par des évolutions significatives des précipitations extrêmes quotidiennes sont
 1985 le Roussillon et le massif des Cévennes. La réponse au changement climatique sur ces zones
 1986 est en revanche très contrastée selon les modèles.

1987 Sur le massif des Cévennes, CNRM-AROME41 simule une augmentation des précipitations

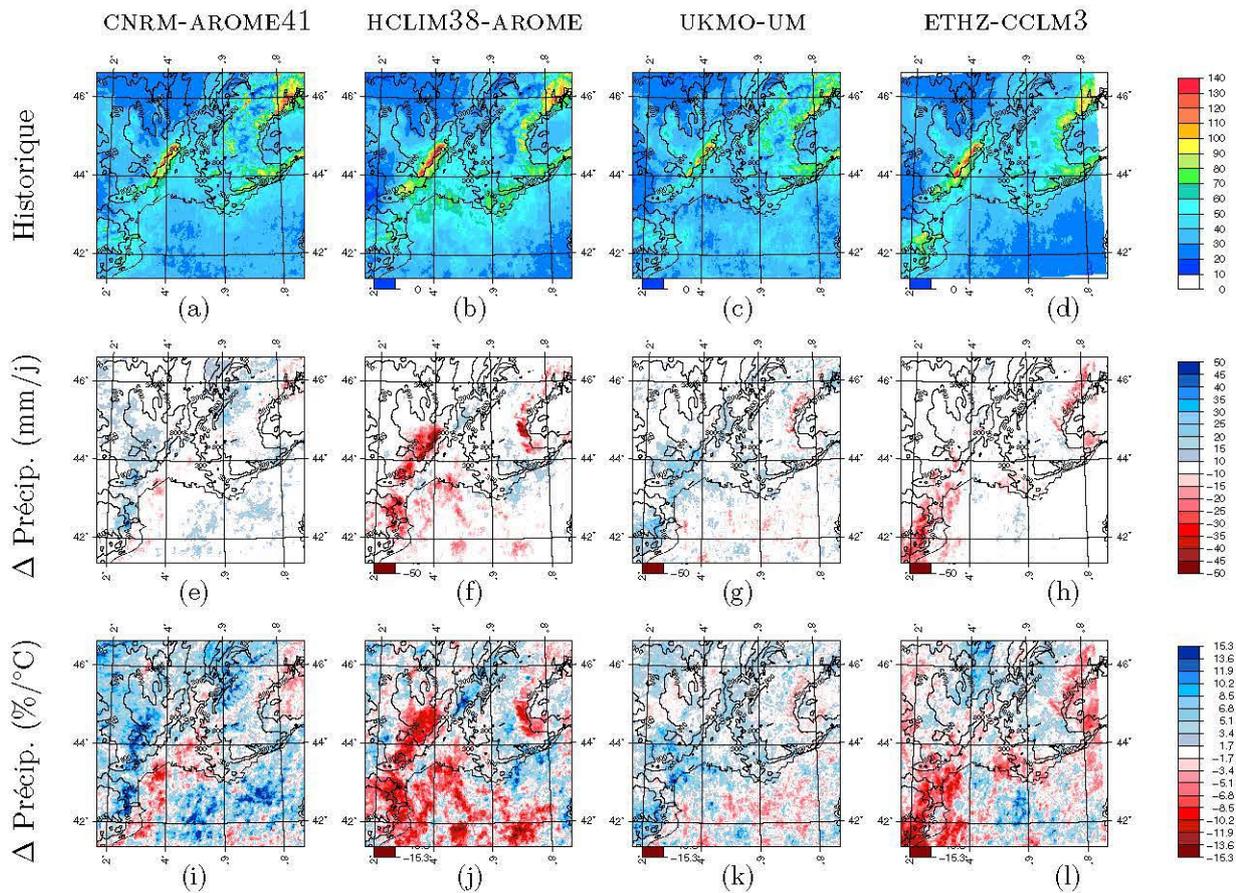


FIGURE 5.9 – *Quantiles 99 des précipitations quotidiennes pour 10 automnes étendus (SOND) dans le Sud-Est de la France pour les simulations climatiques issues des quatre CPRCMs interpolées sur la grille commune à 3 km de résolution horizontale. La première ligne correspond aux quantiles 99 des précipitations quotidiennes (mm/j) pour les simulations historiques, la seconde ligne correspond aux différences absolues (mm/j) et la troisième ligne correspond au pourcentage de changement des quantiles 99 des précipitations par degré de réchauffement (%/°C).*

1988 extrêmes quotidiennes atteignant les 25 mm/j dans la partie sud du massif, une augmen-
 1989 tation dépassant +13,6%/°C par degré de réchauffement soit deux fois le taux de Clausius-
 1990 Clapeyron. UKMO-UM simule aussi une augmentation mais plus modérée sur le massif des
 1991 Cévennes. Le modèle HCLIM38-AROME simule quant à lui une forte diminution des précipi-
 1992 tations extrêmes quotidiennes (environ -50 mm/j) sur le massif des Cévennes correspondant
 1993 localement à une diminution de -15,3%/°C.

1994 En examinant l'impact du changement climatique sur le Sud-Est de la France, une nou-
 1995 velle zone non incluse dans l'EPA, montrant de forts changements pour les précipitations
 1996 quotidiennes extrêmes, apparaît sur la figure 5.9. Il s'agit de la région du Roussillon. Sur
 1997 cette région, CNRM-AROME41 montre une très forte augmentation des précipitations ex-
 1998 trêmes quotidiennes. L'augmentation des précipitations est estimée à plus de 30 mm/j sur
 1999 une zone où la valeur du quantile 99 journalier était auparavant de 70 mm/j, soit 15% par
 2000 degré de réchauffement (deux fois le taux de Clausius-Clapeyron). Le modèle UKMO-UM si-
 2001 mule lui aussi une augmentation des précipitations extrêmes quotidiennes dans cette région,
 2002 bien que celle-ci soit plus modérée (+6%/°C). Dans le même temps, les modèles HCLIM38-

2003 AROME et ETHZ-CCLM3 simulent une forte diminution des précipitations extrêmes sur le
 2004 Roussillon. HCLIM38-AROME simule une diminution par deux des précipitations extrêmes
 2005 quotidiennes. Encore une fois, il n'est pas possible d'identifier un signal net de changement
 2006 sur le Roussillon mais tout porte à croire que les précipitations extrêmes quotidiennes de
 2007 la région pourraient être fortement impactées par le changement climatique.

2008 La comparaison des cartes de différences par degré de réchauffement entre les CPRCMs
 2009 et les modèles intermédiaires pour le quantile 99 quotidien montre que, d'une manière
 2010 générale, les CPRCMs reproduisent les tendances de changement de leurs modèles intermé-
 2011 diaires malgré quelques exceptions locales. (Figure 5.10). En particulier, on ne note pas
 2012 une amplification ou une diminution systématique quand on passe du RCM au CPRCM.

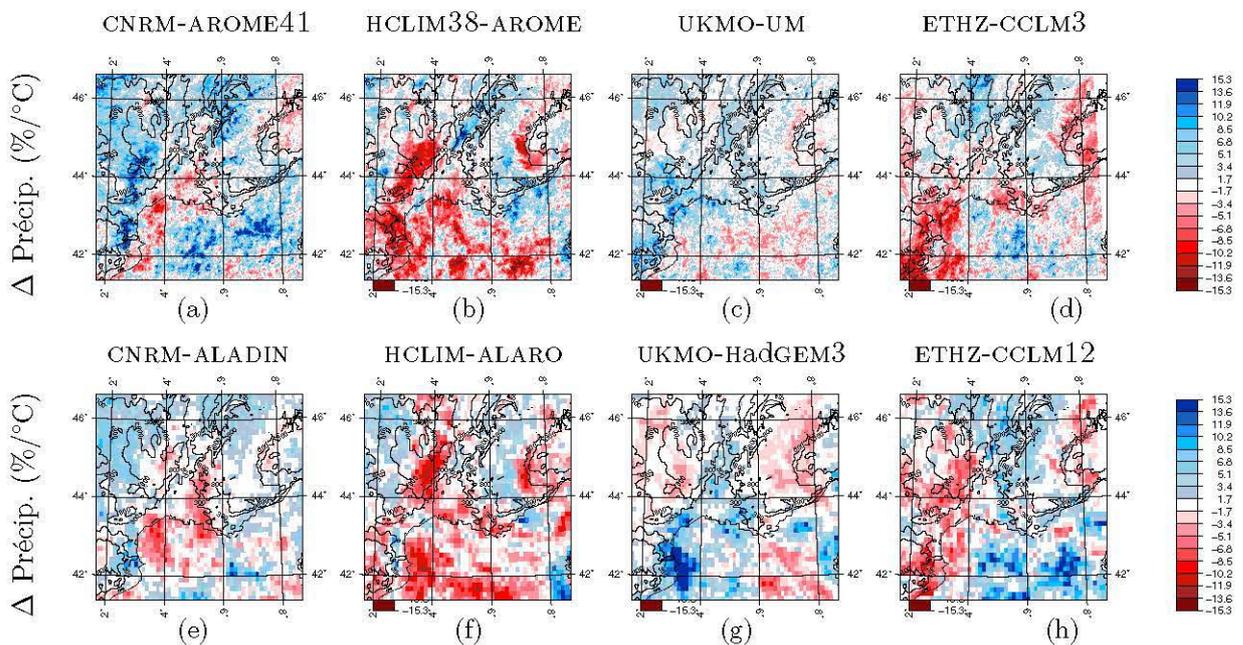


FIGURE 5.10 – Différence de changement des quantiles 99 de précipitations quotidiennes par degré de réchauffement (%/°C). La première ligne correspond aux quatre CPRCMs tandis que la seconde ligne correspond aux modèles intermédiaires.

2013 Par exemple, la comparaison entre les deux modèles du CNRM montre que CNRM-
 2014 AROME41 a tendance à accentuer les augmentations de précipitations extrêmes simulées
 2015 par CNRM-ALADIN (Figure 5.10a,e). Les augmentations sur l'EPA et le Roussillon corres-
 2016 pondent à 1CC avec le RCM alors qu'il vaut 2CC avec le CPRCM (c.f. Tableau 5.4). De même,
 2017 pour le couple de modèles d'HCLIMcom, le CPRCM semble accentuer la diminution des pré-
 2018 cipitations extrêmes quotidiennes observées avec HCLIM-ALARO. Cependant, une inversion
 2019 du signal de changement est observable localement sur le Roussillon. HCLIM-ALARO simule
 2020 une diminution des précipitations associée à une augmentation très locale dont les valeurs
 2021 du quantile 99 atteignent équivalente à 1 CC tandis que HCLIM38-AROME simule une di-
 2022 minution des précipitations extrêmes quotidiennes pouvant atteindre 10% localement. Le
 2023 CPRCM anglais UKMO-UM a quant à lui tendance à augmenter les précipitations simulées
 2024 pour le quantile 99 par rapport à son modèle intermédiaire. Les diminutions simulées par
 2025 UKMO-HadGEM3 sont atténuées voire annulées. Le signal au Nord-Ouest des Cévennes ainsi

2026 que dans les Alpes est inversé. Cependant, dans la zone du domaine où le changement des
 2027 pluies était le plus fort avec le quantile 99 (pointe catalane), les pluies sont atténuées avec
 2028 le CPRCM. Le couple de modèles du Met Office simule une augmentation des précipita-
 2029 tions extrêmes quotidiennes sur les Cévennes ainsi que sur le Roussillon. Le RCM de l'ETHZ
 2030 ETHZ-CCLM12 simule une diminution des précipitations extrêmes quotidiennes estimée à
 2031 plus d'une fois le taux de Clausius-Clapeyron sur les Cévennes et dans le Roussillon. La
 2032 comparaison entre les deux modèles de ETHZ montre que le CPRCM modifie le signal simulé
 2033 par son modèle intermédiaire. En effet, le signal sur le Roussillon est reproduit et même
 2034 légèrement intensifié par le CPRCM tandis que sur les Cévennes, le signal est atténué. Il
 2035 était estimé à -2CC avec le RCM tandis que cette diminution n'est plus significative sur la
 2036 partie Nord-Est du massif des Cévennes avec ETHZ-CCLM3 et que la partie sud de la région
 2037 semble quant à elle être associée au comportement des précipitations extrêmes quotidiennes
 2038 du Roussillon.

	CNRM-AROME	HCLIM38-AROME	UKMO-UM	ETHZ-CCLM3
EPA	2CC	-2CC	1CC	-0,5CC
Roussillon	2CC	-2CC	1CC	-2CC
	CNRM-ALADIN	HCLIM-ALARO	UKMO-Had-GEM3	ETHZ-CCLM12
EPA	1CC	-2CC	1CC	-1CC
Roussillon	1CC	-1CC	2CC	-1,5CC

Tableau 5.4 – *Tableau récapitulatif des changements de précipitations pour le quantiles 99 quotidiens sur l'EPA et sur le Roussillon.*

2039 L'étude des cartes de quantile 99 quotidien montre que l'étude multi-modèles ne permet
 2040 pas d'obtenir des signaux de changements robustes sur le Sud-Est de la France avec un
 2041 changement de précipitations extrêmes quotidiennes compris entre -2 CC et 2 CC sur les
 2042 Cévennes et le Roussillon. Certains augmentent les précipitations extrêmes quotidiennes
 2043 alors que d'autres les diminuent. Cette étude a aussi montré que les CPRCMS sont capables
 2044 de modifier localement les tendances de changement simulées par les modèles intermédiaires
 2045 sans comportement systématique. Enfin l'étude des quantiles 99 quotidiens a permis de
 2046 mettre en évidence deux zones plus impactées (si l'on fait l'hypothèse qu'un modèle est
 2047 correct) par les changements dans le Sud-Est de la France, la première correspond au massif
 2048 des Cévennes correspondant à l'EPA et la seconde est le Roussillon.

2049 **Sur l'EPA**

2050 Les résultats déterminés précédemment avec les cartes de précipitations pour le quantile
 2051 99 quotidien sont confirmées avec la figure 5.11 qui présente l'évolution des précipitations
 2052 extrêmes quotidiennes sur l'EPA. Les réponses au changement climatique des deux modèles
 2053 de chaque couple de modèle sont comparables jusqu'au quantile 99,9 de précipitations
 2054 quotidiennes. C'est aux alentours de cette valeur de quantile que le signal de changement
 2055 des CPRCMS diffère de celui de leurs modèles intermédiaires. A partir de ce quantile, l'aug-
 2056 mentation des valeurs des pluies extrêmes de CNRM-AROME41 s'atténue tandis que celle de
 2057 CRNM-ALADIN s'accroît. De même pour le couple de modèle de la communauté HCLIM où
 2058 la diminution simulée par HCLIM-ALARO s'atténue pour les quantiles les plus extrêmes. Les

2059 modèles UKMO-UM et ETHZ-CCLM3 vont avoir des comportements inverses à leur modèle
 2060 intermédiaire. A partir du quantile 99,9, les deux CPRCMs vont montrer une augmentation
 2061 plus marquée des précipitations les plus extrêmes alors que leurs modèles intermédiaires
 2062 simulent eux une diminution des précipitations extrêmes quotidiennes. En rapportant le
 2063 changement en précipitations par degré de réchauffement, l'amplitude des changements si-
 2064 mulés par les modèles du Met-Office est équivalente à celles des autres modèles de l'étude.
 2065 Sans cela, les changements simulés par les modèles anglais auraient semblés plus impor-
 2066 tants.

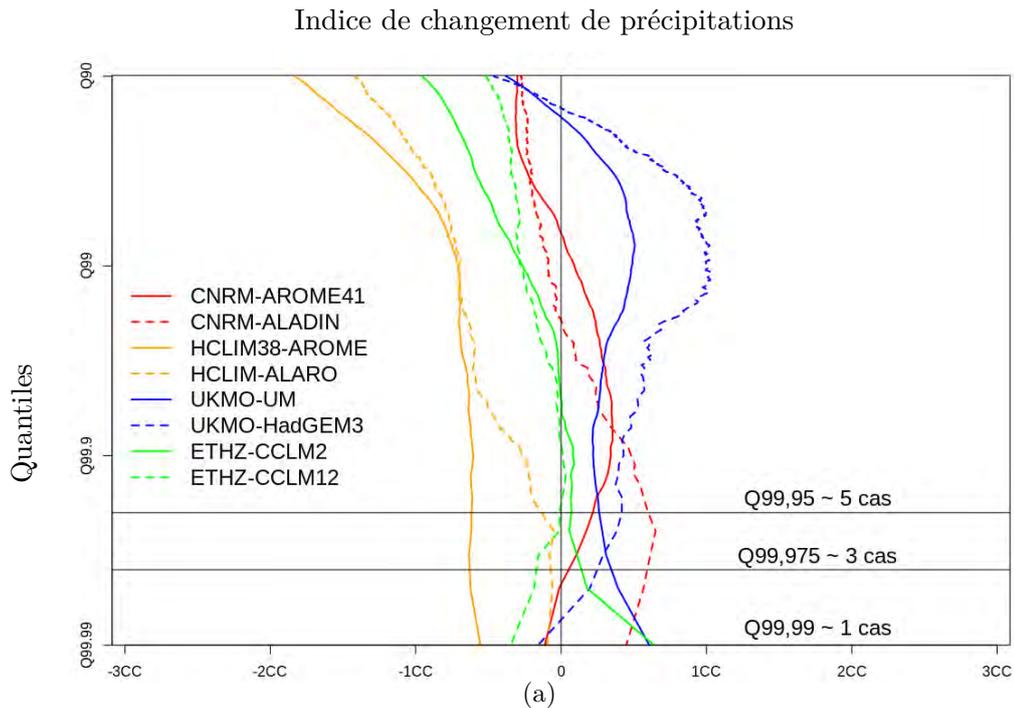


FIGURE 5.11 – Graphique des queues de distribution des différences de précipitations quotidiennes entre les simulations historiques et futures des huit modèles pour les quantiles compris entre le quantile 90 et le quantile 99,99 journalier dans l'EPA. La figure présente les résultats en indice de Clausius-Clapeyron, c'est à dire en pourcentage pas degré de réchauffement normalisé par le taux de Clausius-Clapeyron (pour rappel $1CC=6,8\%/K$). Les données utilisées pour chaque courbe correspondent à toutes les valeurs de l'EPA pour les quatre mois d'automne (SOND) de la période de 10 ans de chaque simulation. Les modèles intermédiaires sont représentés par des courbes de couleur en pointillé et les CPRCMs sont représentés par des courbes de couleur en trait continu. Les simulations du CNRM sont en rouge, celles d'HCLIMcom en orange, celles de l'UKMO en bleu et celles de l'ETHZ en vert.

2067 Ces courbes de différences montrent que les précipitations quotidiennes faibles à mo-
 2068 dérées pourraient diminuer de plus de 3 à 10% par degré de réchauffement, soit de 50%
 2069 selon les modèles HCLIM-com d'ici la fin du siècle avec les réponses les plus sévères. Pour
 2070 les pluies les plus extrêmes, trois CPRCMs semblent s'accorder sur le fait qu'elles devraient
 2071 augmenter. UKMO-UM simule une augmentation à partir du quantile 95, CNRM-AROME41
 2072 à partir du quantile 99 et l'ETHZ-CCLM3 à partir du quantile 99,75. HCLIM38-AROME est,
 2073 quant à lui, simule une diminution de 1/2 CC des précipitations extrêmes journalières à
 2074 partir du quantile 99. Étant donné la rareté des événements les plus intenses, il est difficile

2075 de donner une réponse robuste pour les probabilités correspondant à un nombre de cas
2076 réduit. Ceci est d'autant plus vrai que les fins de queues de distribution des modèles se
2077 dispersent à partir du quantile 99,95, seuil correspondant aux événements les plus intenses
2078 avec une période de retour de deux ans.

2079 Le changement de précipitations sur les Cévennes devrait surtout concerner les pluies
2080 faibles avec une diminution des précipitations estimée entre 0,5 CC et 1,5 CC. En revanche,
2081 pour les pluies extrêmes quotidiennes sur les Cévennes, l'emploi des CPRCMs ne permet pas
2082 d'avoir un signal robuste de l'impact du changement climatique sur les pluies extrêmes. Les
2083 modèles semblent s'accorder sur le fait que le taux de changement serait inférieur à 1 CC
2084 en positif ou en négatif. Ce résultat est en accord avec les résultats obtenus dans l'étude
2085 de Tramblay and Somot (2018) avec des changements faibles et peu significatifs sur cette
2086 zone.

2087 **Sur le Roussillon**

2088 La figure 5.12 présente l'évolution des précipitations quotidiennes sur la Zone Rous-
2089 sillon. Pour les pluies faibles, ce graphe montre aussi une diminution des pluies faibles à
2090 modérées comme sur les Cévennes mais jusqu'au quantile 95. En ce qui concerne les pluies
2091 quotidiennes extrêmes sur la Zone Roussillon, le résultat obtenu avec les quantiles 99 est
2092 confirmé. Les modèles HCLIM38-AROME et ETHZ-CCLM3 montrent une diminution des
2093 pluies extrêmes, tandis que les modèles CNRM-AROME41 et UKMO-UM montrent une aug-
2094 mentation des extrêmes quotidiens. Le modèle CNRM-AROME41 est le CPRCM qui montre
2095 la plus forte augmentation pour les précipitations pour les valeurs de quantiles comprises
2096 entre le quantile 99 et le quantile 99,9 (+ 1 fois le taux de Clausius-Clapeyron). Mais c'est
2097 aussi celui qui montre la plus forte diminution pour les cas les plus extrêmes (-1 CC). Etant
2098 donné la période de retour de ces événements et de la variabilité naturelle du climat, cette
2099 forte variation de la courbe du modèle CNRM-AROME pourrait être provoquée par l'absence
2100 de cas vraiment extrêmes dans le scénario RCP8.5 de CNRM-CM5 ou bien un nombre de
2101 cas extrêmes très important dans la simulation historique, ou peut-être les deux raisons à
2102 la fois.

2103 Une fois de plus, la confrontation de ces quatre CPRCMs ne permet pas d'obtenir un
2104 signal robuste de l'impact du changement climatique sur les pluies extrêmes quotidiennes
2105 dans le Roussillon. Les changements simulés par nos modèles sont compris entre -1,5 CC
2106 et 1 CC entre les quantiles 99 et 99,9.

Indice de changement de précipitations

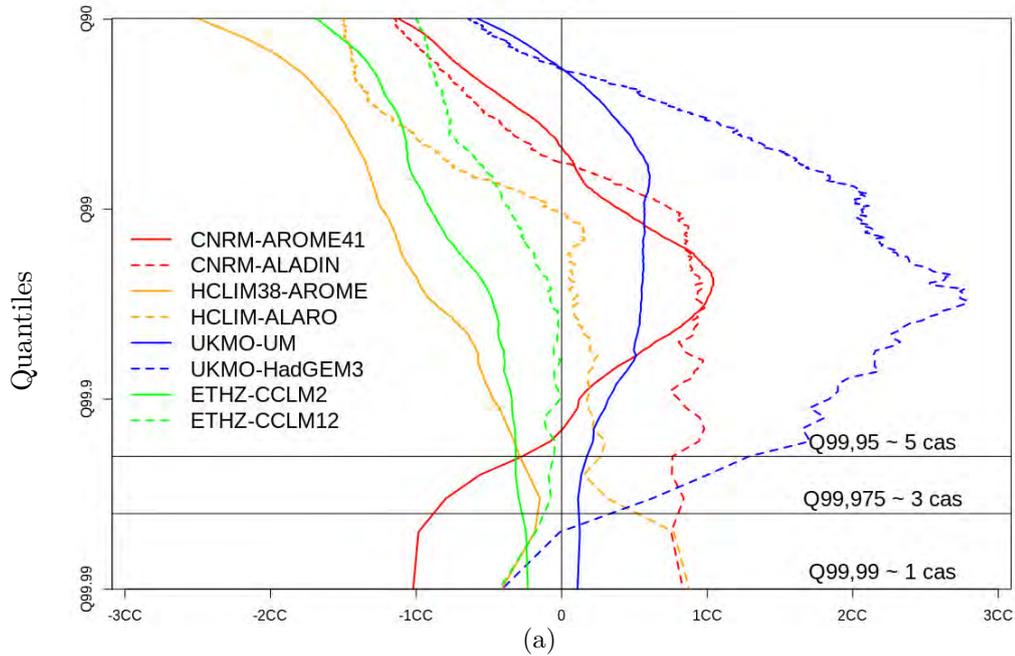


FIGURE 5.12 – De même que la figure 5.11 mais sur la Zone Roussillon.

2107 5.2.1.3 Les précipitations extrêmes horaires

2108 L'impact du changement climatique sur les quantiles 99,9 horaires de préci- 2109 pitations

2110 Lors de l'évaluation des différents CPRCMs, nous avons vu que c'est pour la représen-
2111 tation des précipitations extrêmes horaires que la valeur ajoutée des CPRCMs est la plus
2112 remarquable par rapport aux modèles intermédiaires à convection paramétrée. Les extrêmes
2113 de précipitations horaires sont mieux localisés et les cumuls horaires lors des événements
2114 de pluies intenses sont bien plus importants.

2115 La figure 5.13 montre que trois des quatre CPRCMs simulent une augmentation des préci-
2116 pitations extrêmes horaires pour le quantile 99,9 sur les Cévennes (augmentation d'environ
2117 1 CC pour les 3 CPRCMs). Seul le modèle HCLIM38-AROME simule une diminution des pré-
2118 cipitations horaires d'environ 10% par degré de réchauffement (c.f. Figure 5.13j). Sur la ré-
2119 gion du Roussillon, les CPRCMs reproduisent les mêmes tendances que celles observées pour
2120 les précipitations extrêmes quotidiennes. En effet, CNRM-AROME41 et UKMO-UM simulent
2121 une augmentation (respectivement 1 CC et 2 CC) dans la région tandis que HCLIM38-
2122 AROME et ETHZ-CCLM3 simulent une diminution (-1.5 CC pour HCLIM38-AROME). Les
2123 quatre CPRCMs ne semblent pas s'accorder sur un signal de changement de précipitations
2124 commun pour les précipitations horaires. Comme pour les précipitations quotidiennes, il
2125 est difficile de tirer une conclusion quant à l'évolution des précipitations extrêmes horaires
2126 en fin de siècle compte tenu des comportements différents des modèles de l'ensemble.

2127 La figure 5.14 présente la comparaison des différences de changement entre chaque
2128 CPRCM et son modèle intermédiaire. Au premier abord, les cartes de différences de chaque
2129 couple sont différentes. Les CPRCMs ne reproduisent pas les changements observés par leur

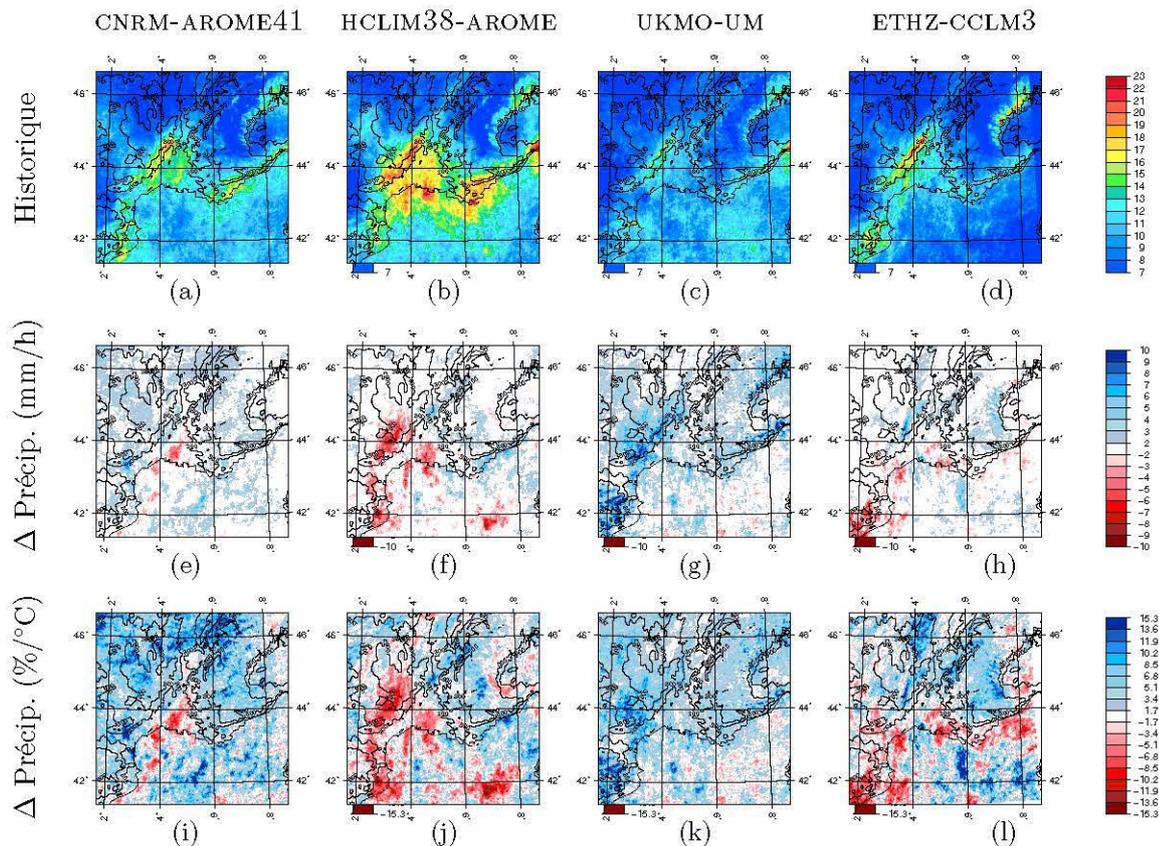


FIGURE 5.13 – De même que la figure 5.9 mais avec les quantiles 99,9 horaires.

2130 modèle forceur. Le tableau récapitule les taux de changement de précipitations horaires
 2131 sur l'EPA et sur le Roussillon pour les quatre couples de modèles.

	CNRM-AROME	HCLIM38-AROME	UKMO-UM	ETHZ-CCLM3
EPA	1CC	-1,5CC	1CC	1CC
Roussillon	2CC	-1,5CC	2CC	-1CC
	CNRM-ALADIN	HCLIM-ALARO	UKMO-Had-GEM3	ETHZ-CCLM12
EPA	0,5CC	-1CC	1CC	-0,5CC
Roussillon	0,5CC	1CC	2CC	-0,5CC

Tableau 5.5 – Tableau récapitulatif des changement de précipitations pour le quantiles 99,9 horaires sur l'EPA et sur le Roussillon.

2132 CNRM-AROME41 et CNRM-ALADIN montrent globalement les mêmes tendances de chan-
 2133 gement sur les Cévennes et le Roussillon avec une amplitude du changement plus marquée
 2134 avec le CPRCM. Les tendances d'HCLIM38-AROME sont les mêmes que HCLIM-ALARO sur
 2135 les Cévennes mais différent sur le Roussillon. En effet, HCLIM-ALARO montre une augmen-
 2136 tation des précipitations extrêmes horaires pouvant atteindre localement 2 CC, tandis que
 2137 HCLIM38-AROME montre une diminution d'environ 1,5 CC. La comparaison des modèles
 2138 du Met Office montre que les deux modèles simulent une augmentation des précipitations
 2139 extrêmes horaires sur l'ensemble du domaine. Cependant, en observant la figure 5.14g, la
 2140 carte du quantile 99,9 du modèle UKMO-HadGEM3 est assez bruitée. On a déjà noté que

2141 le CPRCM UKMO-UM montre une forte valeur ajoutée du CPRCM dans la représentation
 2142 des pluies horaires extrêmes par rapport à UKMO-HadGEM3. Par conséquent, le modèle
 2143 UKMO-HadGEM3 semble moins adapté à l'étude des précipitations extrêmes mais il permet
 2144 à UKMO-UM de bien les représenter. Le CPRCM montre une tendance globale à l'augmenta-
 2145 tion sur l'ensemble de la région, mais qui est plus marquée sur les deux zones d'intérêt que
 2146 sont les Cévennes et le Roussillon. Enfin, les modèles de l'ETHZ-CCLM3 simulent une aug-
 2147 mentation de 1 CC sur le massif des Cévennes et une diminution de 1 CC sur le Roussillon.
 2148 Par ailleurs, ETHZ-CCLM12 montre une diminution des précipitations horaires sur ces deux
 2149 zones. Les augmentations très localisées qui sont visibles sur les différentes cartes vont
 2150 dans le même sens que l'étude de Lenderink et al (2019) en montrant que les extrêmes de
 2151 précipitations horaires augmenteront plus vite localement avec des CPRCMs plutôt qu'avec
 2152 des modèles avec des résolutions plus grossières à 12 ou 25 km.

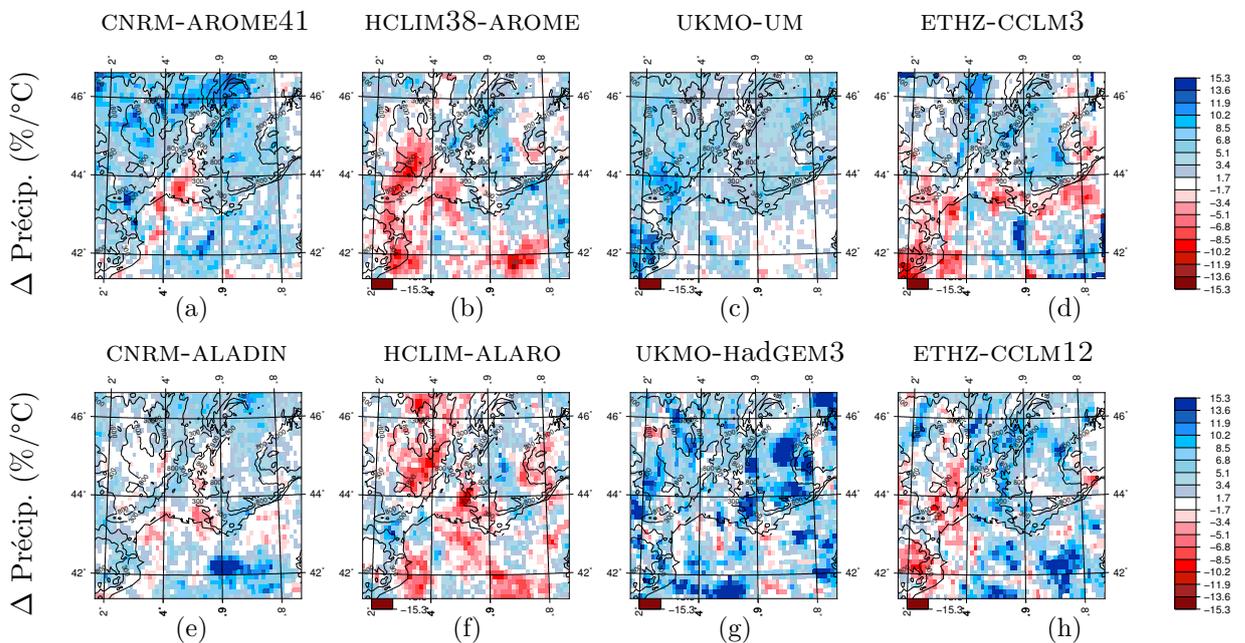


FIGURE 5.14 – Différence de changement des quantiles 99,9 de précipitations horaires par degré de réchauffement (%/°C). La première ligne correspond aux quatre CPRCMs tandis que la seconde ligne correspond aux modèles intermédiaires.

2153 La distribution du changement des précipitations horaires extrêmes

2154 La figure 5.15 représente la distribution des précipitations horaires pour les valeurs de
 2155 quantiles supérieures au quantile 90. L'allure de la courbe bleue en pointillé montre que le
 2156 signal des précipitations extrêmes horaires du modèle UKMO-HadGEM3 est très différent du
 2157 modèle à convection explicite UKMO-UM et qu'il est effectivement bruité pour ce modèle,
 2158 comme on a pu le voir sur la figure 5.14g.

2159 Cette figure 5.15 montre que tous les modèles s'accordent pour une diminution des
 2160 précipitations horaires en deçà du quantile 99 qui fait office de quantile d'inversion pour
 2161 les précipitations horaires. La diminution des précipitations est plus marquée sur la Zone
 2162 Roussillon que sur l'EPA. Elle est comprise entre -0,5 CC à 3 CC pour l'EPA et -1,5 CC à 3

Indice de changement de précipitations

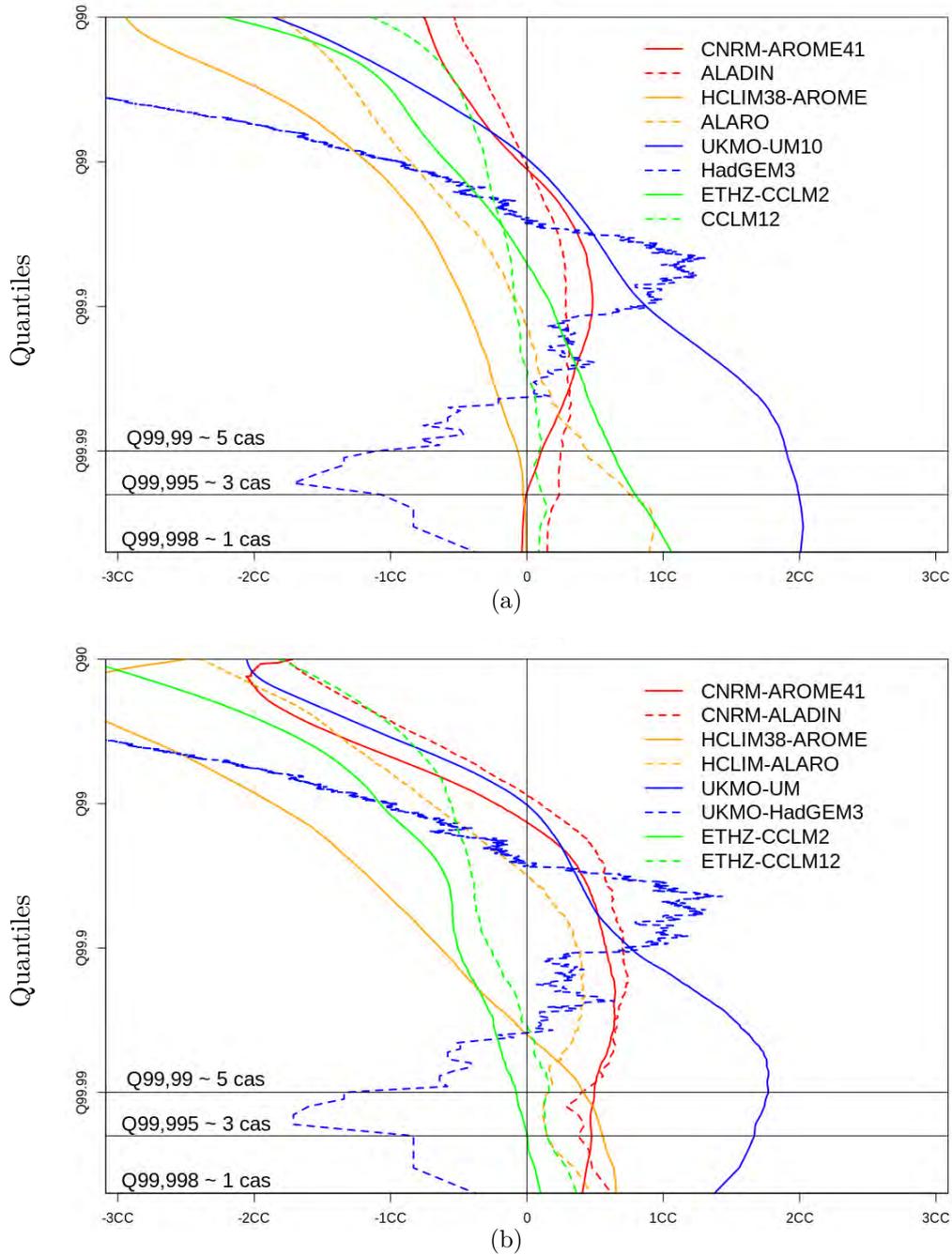


FIGURE 5.15 – De même que les figures 5.11 et 5.12 mais avec les précipitations extrêmes horaires.

2163 CC sur la Zone Roussillon. HCLIM38-AROME simule pour les deux régions une diminution
 2164 des faibles précipitations horaires de l'ordre de -3 CC.

2165 Les courbes des différents modèles montrent que plus les valeurs de quantiles sont éle-
 2166 vées et plus les trois couples de modèles du CNRM, de l'HCLIMcom et de l'ETHZ semblent
 2167 s'accorder sur une augmentation de l'intensité des précipitations horaires pouvant atteindre
 2168 au maximum 1 CC. Le CPRCM UKMO-UM se démarque des autres modèles à partir des va-

2169 leurs de précipitations extrêmes supérieures du quantile 99,9. Il accentue l'intensification
2170 des précipitations les plus extrêmes en simulant une augmentation pouvant atteindre deux
2171 fois le taux de Clausius-Clapeyron. En effet, UKMO-UM simule une augmentation d'environ
2172 une fois et demi Clausius-Clapeyron par degré de réchauffement, les modèles du CNRM et
2173 HCLIM-COM s'accordent pour une augmentation des précipitations extrêmes d'environ 0,5
2174 CC et les modèles de l'ETHZ pour une faible augmentation (+1% par degré de réchauffe-
2175 ment).

2176 Enfin, la comparaison de CNRM-AROME41 et de CNRM-ALADIN met en évidence le
2177 comportement similaire des deux modèles. En effet, les deux modèles du CNRM reproduisent
2178 des tendances de changement bien similaires sur les Cévennes comme sur le Roussillon ce
2179 qui n'est pas le cas pour les autres couples de l'ensemble. On ne peut donc rien conclure
2180 de robuste sur la manière dont les CPRCms transforment le message des RCMS.

2181 5.2.2 Synthèse de l'étude multi-modèles

2182 Nous avons comparé ici des couples de simulations historiques et RCP8.5 de quatre
2183 modèles à convection profonde explicite sur des périodes de dix ans avec quelques différences
2184 de protocoles présentées dans la section 2.3.3.

2185 L'étude des précipitations quotidiennes a montré que les faibles pluies quotidiennes en
2186 deçà du quantile 90 devraient fortement diminuer. Concernant les fortes précipitations quo-
2187 tidienne, l'étude multi-modèles ne permet pas d'établir un consensus quant à l'évolution
2188 des précipitations extrêmes quotidiennes dans le Sud-Est de la France. Pour les précipi-
2189 tations extrêmes horaires, il y a davantage de changement avec des inversions de signaux
2190 comme sur le Roussillon par exemple avec la paire de modèle d'HCLIM. En utilisant quatre
2191 paires de simulations, on ne détecte aucune différence de comportement robuste entre les
2192 CPRCms et les RCMS.

2193 La comparaison des modèles à convection profonde explicite avec leur modèle inter-
2194 médiaire à convection paramétrée montre que d'une manière générale les tendances de
2195 changement pour les pluies extrêmes quotidiennes sont localement modifiées même si avec
2196 l'EPA et la Zone Roussillon les tendances de changements sont en partie conservées (c.f.
2197 Figure 5.11, 5.12 et 5.15). Pour les précipitations extrêmes horaires, il y a davantage de
2198 changement avec des inversions de signaux comme sur le Roussillon par exemple avec la
2199 paire de modèle d'HCLIM. En utilisant quatre paires de simulation, on ne détecte aucune
2200 différence de comportement robuste entre les CPRCms et les RCMS.

2201 Contrairement à nos attentes, les résultats de cette étude multi-modèles à très haute
2202 résolution ne permettent pas de caractériser de manière robuste l'impact du changement
2203 climatique sur les fortes précipitations quotidiennes et horaires qui se produisent à l'au-
2204 tomne dans le Sud-Est de la France. L'augmentation et la diminution des extrêmes sont deux
2205 options plausibles pour les CPRCms.

2206 Il est possible d'expliquer cette absence de résultats probants par le fait que les périodes
2207 de dix ans des simulations historiques et futures ne sont pas suffisamment représentatives
2208 des climats historiques et futurs. Pour rappel, les HPES sont des événements de pluies

2209 intenses localisés et peu fréquents. Les périodes de retours des événements les plus re-
2210 marquables sont longues, particulièrement sur le Roussillon, où ce type de phénomène est
2211 encore moins fréquent que dans les Cévennes (c.f. Figure 1.3b). Il se peut donc que cer-
2212 taines simulations historiques et scénarios ne contiennent pas assez ou trop d'événements
2213 remarquables et que la période soit trop courte pour représenter correctement les statis-
2214 tiques réelles d'occurrence des HPES. En particulier, la simulation historique du modèle
2215 UKMO-UM simule moins de précipitations que les observations et que les autres CPRCMS.
2216 Si la sous-estimation n'est pas liée à une incapacité du modèle à produire des HPES, car il
2217 y a des HPES dans le futur, on peut alors établir l'hypothèse que si la période historique
2218 simulée est une période moins pluvieuse que d'ordinaire, c'est-à-dire qu'elle n'est pas repré-
2219 sentative de la climatologie des HPES pour une période historique donnée, et que le scénario
2220 est quant à lui représentatif du climat futur (ou trop pluvieux), alors le signal de chan-
2221 gement sera plus fort que ce qu'il est réellement. A l'inverse, si une simulation historique
2222 simule plus de précipitations extrêmes que d'ordinaire (comme la simulation historique du
2223 modèle HCLIM38-AROME) et que le scénario est représentatif du climat futur ou qu'il le
2224 sous-estime, le signal de changement s'en trouvera atténué. Ainsi, l'hypothèse du manque
2225 de représentativité des climats historique et futur des phénomènes de pluies intenses par
2226 des simulations de dix ans nous a amené à réaliser des simulations plus longues avec notre
2227 propre modèle. Rappelons que si le protocole du FPS-convection préconise des périodes de
2228 10 ans, c'est avant tout pour permettre la participation d'instituts ayant moins de res-
2229 sources de calcul. Dans les années à venir, le développement des calculateurs devraient
2230 permettre à la communauté de pouvoir réaliser des simulations plus coûteuses.

2231 **5.3 La sensibilité du signal de changement de précipi-** 2232 **titations à la longueur de la simulation**

2233 L'étude multi-modèles basée sur des simulations historiques et futures sur une période
2234 courte de dix ans montre qu'il n'est pas possible d'obtenir un signal de changement cli-
2235 matique clair. De ce fait, dans cette seconde partie du chapitre portant sur la réponse des
2236 précipitations extrêmes au changement climatique dans le Sud-Est de la France, nous nous
2237 intéressons à la sensibilité du signal de changement des précipitations en fonction de la
2238 durée de la simulation.

2239 Pour rappel, les simulations historiques et futures effectuées avec CNRM-AROME41
2240 s'étendent sur une période de 30 ans (1976-2005 pour la simulation historique et 2071-2100
2241 pour le scénario, c.f. Tableau 2.5). Pour la partie multi-modèles, seules les dix dernières
2242 années des deux simulations ont été utilisées afin d'avoir une période comparable à celle des
2243 autres modèles et respectant le protocole du FPS-convection, soit les périodes 1996-2005 et
2244 2090-2099.

2245 Dans cette partie, les forçages appliqués aux simulations de 10 ans de l'étude multi-
2246 modèles seront considérés équivalents à ceux des simulations de 30 ans. Avec cette hypo-
2247 thèse, si la période de 10 ans est représentative du climat, les tendances de changement
2248 observées sur 10 ans devraient correspondre à celles observées sur 30 ans. Cependant, les
2249 SST et certains forçages atmosphériques sont de plus en plus forts sur la fin des périodes de
2250 30 ans. On peut donc s'attendre à des différences d'intensité entre les changements observés
2251 en considérant la décennie 1996-2005 et la période de 30 ans.

2252 **5.3.1 Les changements de température**

2253 La figure 5.16 présente les cartes de différences de température moyennes simulées pour
2254 la fin du siècle dans le Sud-Est de la France. Les cartes de changements de température
2255 avec AROME montrent que les changements de température sont plus marqués pour la
2256 période de 10 ans correspondant aux décennies des périodes de 30 ans avec des forçages
2257 plus forts. Ensuite, ces cartes montrent que le réchauffement est plus intense sur les massifs
2258 montagneux tels que les Pyrénées, le Massif Central ou les Alpes où le réchauffement moyen
2259 dépasse les 4 °C pour la période de 10 ans.

2260 La comparaison entre les cartes de changement de température de 10 et 30 ans entre
2261 AROME et ALADIN montre que le CPRCM AROME représente bien les changements de son
2262 modèle intermédiaire. Toutefois, le réchauffement simulé par ALADIN est plus fort que celui
2263 simulé par AROME. Le modèle AROME atténue légèrement le réchauffement simulé par
2264 ALADIN dans le Sud-Est de la France.

2265 Par ailleurs, la figure 5.16 montre aussi qu'avec le CPRCM CNRM-AROME, le réchauffe-
2266 ment est plus important en altitude que dans les vallées.

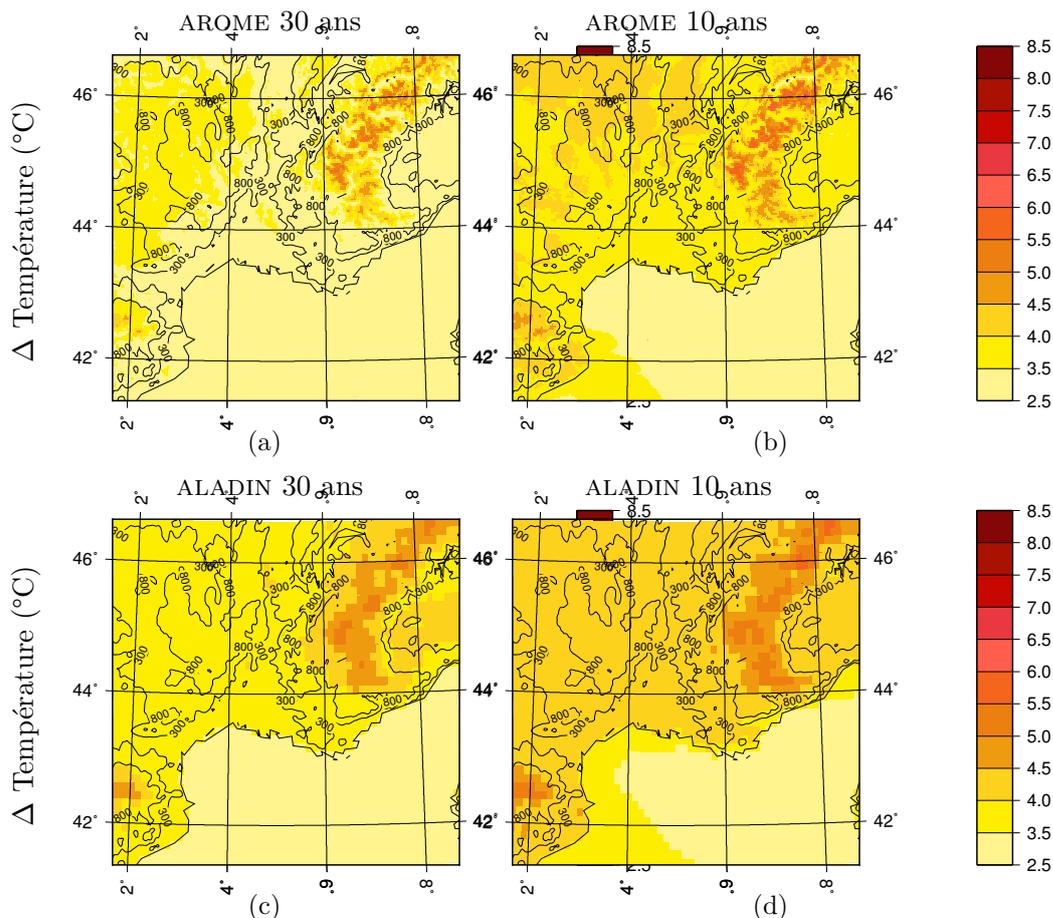


FIGURE 5.16 – Carte de changement de température ($^{\circ}\text{C}$) à 2 mètres d'AROME et ALADIN entre les simulations historiques et scénario de 10 et 30 ans.

2267 5.3.2 Changement des précipitations quotidiennes

2268 La figure 5.17 présente le changement pour les précipitations extrêmes quotidiennes
 2269 pour les trois décennies et pour les 30 années réunies. Elle montre que la variabilité du
 2270 changement dépend fortement de la période considérée, en particulier, sur les Cévennes et
 2271 le Roussillon qui sont deux des principales régions affectées par des HPES dans le Sud-Est
 2272 de la France.

2273 Le changement obtenu sur la région des Cévennes avec les premières décennies se limite
 2274 à environ 3% d'augmentation (soit 0,5 CC, Figure 5.17a). Celui obtenu avec les deuxièmes
 2275 décennies montre une diminution des précipitations extrêmes quotidiennes pouvant at-
 2276 teindre localement les -10% de changement (Figure 5.17b) sur la moitié Nord du massif
 2277 ainsi que les plaines au sud du massif. Le changement obtenu avec les dernières décen-
 2278 nies (décennies utilisées dans l'étude multi-modèles) montre une légère augmentation des
 2279 précipitations extrêmes quotidiennes sur le massif des Cévennes mais aussi une diminu-
 2280 tion des précipitations sur plaine au Sud du massif (Figure 5.17c). De même, les signaux
 2281 de changement sur les montagnes et les plaines ne concordent pas sur les trois cartes de
 2282 changement de précipitations extrêmes quotidiennes. On obtient ainsi des augmentations
 2283 comme des diminutions de précipitations extrêmes quotidiennes sur la région selon les pé-

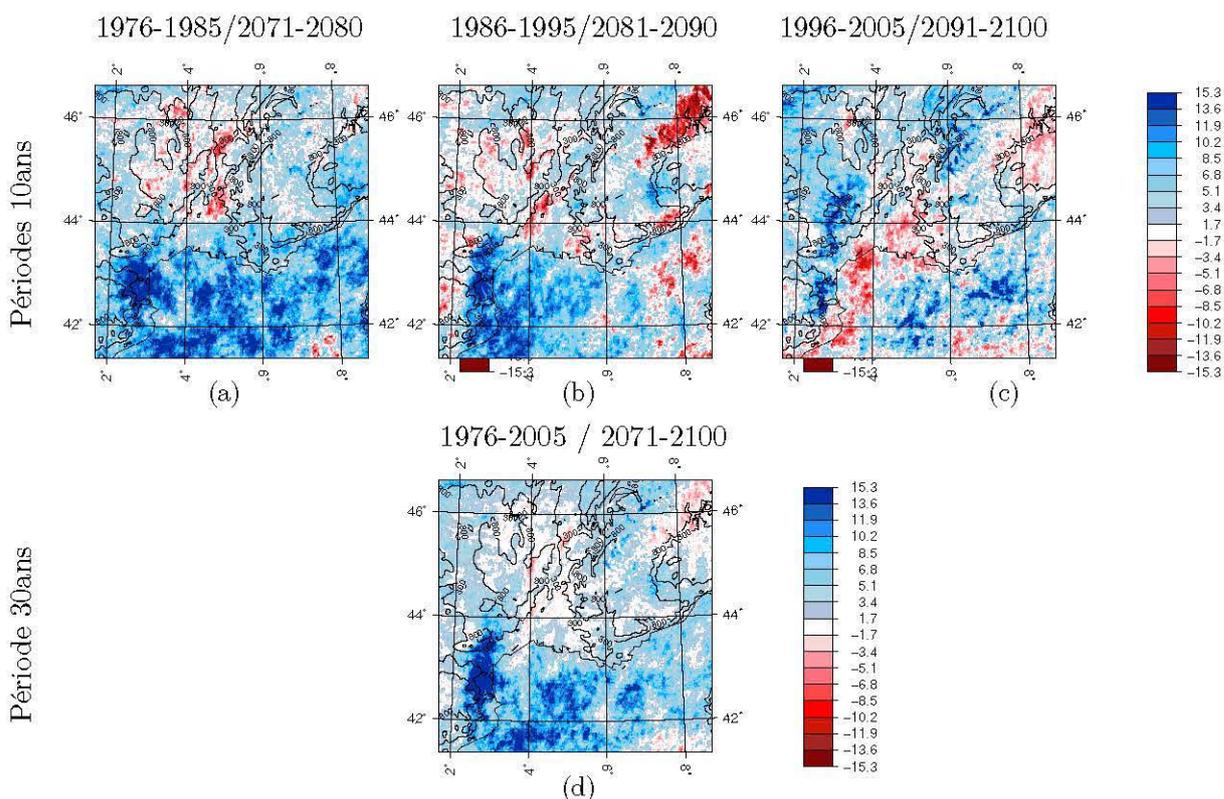


FIGURE 5.17 – Différence de changement des quantiles 99 de précipitations quotidiennes par degré de réchauffement (%/°C) pour les trois différentes périodes de dix ans des simulations historiques et futures du modèles CNRM-AROME41. La figure a) correspond aux dix premières années de chacune des deux simulations de trente ans, la figure b) correspond à la deuxième période de 10 ans et la figure c) correspond à la dernière période de dix ans. La figure d) représente la carte de quantiles 99 pour les périodes de trente ans.

riodes d'études. La carte de différences des extrêmes de précipitations quotidiennes pour les 30 ans (Figure 5.17d) montre que les augmentations de précipitations se situent principalement sur la partie Sud du massif des Cévennes avec les simulations de trente ans. La partie centrale du massif des Cévennes et les plaines situées entre les montagnes et la mer Méditerranée ne présentent pas de changement notable pour les précipitations extrêmes quotidiennes correspondant au quantile 99.

Sur le Roussillon, le signal est plus homogène pour les trois décennies. Les résultats montrent une forte augmentation des précipitations extrêmes quotidiennes pour les deux premières décennies (+ de 15% soit + 2 CC) et une augmentation moins forte pour la décennie utilisée dans l'étude multi-modèles. Par ailleurs, l'augmentation des précipitations sur le Roussillon est importante sur la carte des 30 ans (Figure 5.17d).

CNRM-AROME41 simule donc une forte augmentation des pluies extrêmes quotidiennes dans la région du Roussillon.

Ces résultats montrent que les changements de précipitations extrêmes quotidiennes sont fortement dépendants des périodes de simulations historiques et futures considérées. Ils montrent ainsi que des simulations de dix ans ne sont pas suffisamment longues pour produire un signal robuste de changement climatique sur le Sud-Est de la France. D'autre

2301 part, la comparaison des changements de la décennie considérée dans l'étude multi-modèles
 2302 montre que cette dernière n'est pas représentative des 30 ans de la simulation historique
 2303 dans le Roussillon où les changements de précipitations quotidiennes extrêmes sont sous-
 2304 estimées.

2305 La figure 5.18 présente la distribution du changement de précipitations quotidiennes
 2306 pour les quantiles supérieurs au quantile 90 sur l'EPA. Pour tous les graphiques qui vont
 2307 suivre, la courbe rouge correspond à la décennie utilisée dans l'étude multi-modèles et
 2308 la courbe bleue aux périodes de 30 ans. Les courbes grises quant à elles représentent
 2309 des combinaisons entre les différentes décennies historiques avec les différentes décennies
 2310 de scénarios (exemple : changement calculé à partir de la décennie historique 1 avec la
 2311 décennie scénario 3).

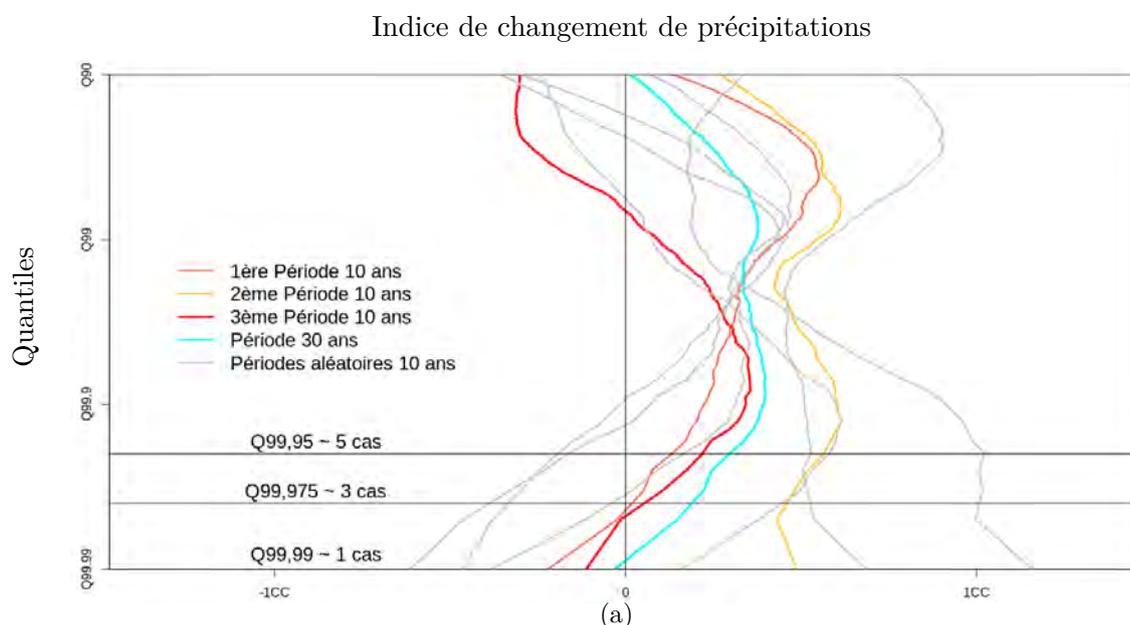


FIGURE 5.18 – Graphique de la queue de distribution des différences de précipitations quotidiennes entre les différentes simulations historiques et futures du modèle CNRM-AROME41 pour les quantiles compris entre le quantile 90 et le quantile 99,99 journalier sur l'EPA. Les différences sont exprimées en pourcentage de changement par degré selon le taux de Clausius-Clapeyron (pour rappel 1 CC=6,8% de changement). Les données utilisées pour chaque courbe correspondent à toutes les valeurs de l'EPA pour les quatre mois d'automne (SOND). Les différences de la décennie utilisée dans la partie multi-modèles sont représentées par la courbe rouge et celles entre les deux périodes de 30 ans sont représentées par la courbe bleu clair. Les associations entre les différentes décennies historiques et futures sont représentées par les courbes grises afin de déterminer un intervalle de confiance.

2312 L'intérêt de cette figure est de quantifier le changement de précipitations pour les valeurs
 2313 de quantile les plus extrêmes. Ainsi, en confrontant différentes courbes, il est possible de
 2314 définir des seuils de quantiles jusqu'auxquels les indices de changement sont significatifs.

2315 La courbe bleue qui correspond aux changements entre les simulations de 30 ans montre
 2316 que les précipitations quotidiennes extrêmes dans les Cévennes augmentent d'environ 0,5
 2317 CC entre les quantiles 99 et 99,9 dans les simulations CNRM-AROME. Par ailleurs, entre

2318 ces deux valeurs de quantiles, les changements de la courbe de l'étude multi-modèles en
 2319 rouge sont proches de ceux obtenus sur 30 ans. En plus de cela, les différentes combinaisons
 2320 aléatoires de changement montrent elles aussi un changement avoisinant les 0,5 CC pour ces
 2321 valeurs de quantiles et variant de 0 à 1 CC suivant les combinaisons. L'augmentation des
 2322 précipitations extrêmes quotidiennes est estimée à 0,5 CC entre les quantiles 99 et 99,9.
 2323 L'intervalle entre les différentes courbes étant modéré (0 CC à 1 CC), cette estimation
 2324 d'augmentation est qualifiée de robuste sur les Cévennes.

2325 Au-delà du quantile 99,9, la dispersion des différentes courbes traduit une diminution
 2326 progressive de la significativité des résultats du fait de la trop grande dépendance aux
 2327 durées de retour des événements les plus intenses. L'espacement entre les différentes courbes
 2328 représente l'incertitude : plus celui-ci est resserré, et plus la confiance est élevée. A noter
 2329 que la diminution des faibles précipitations observées dans l'étude multi-modèles a disparu
 2330 avec les différentes combinaisons. Cette forte influence des événements extrêmes dans la
 2331 détermination du signal de quantiles les plus élevés est encore plus marquée sur la zone
 2332 Roussillon (Figure 5.19).

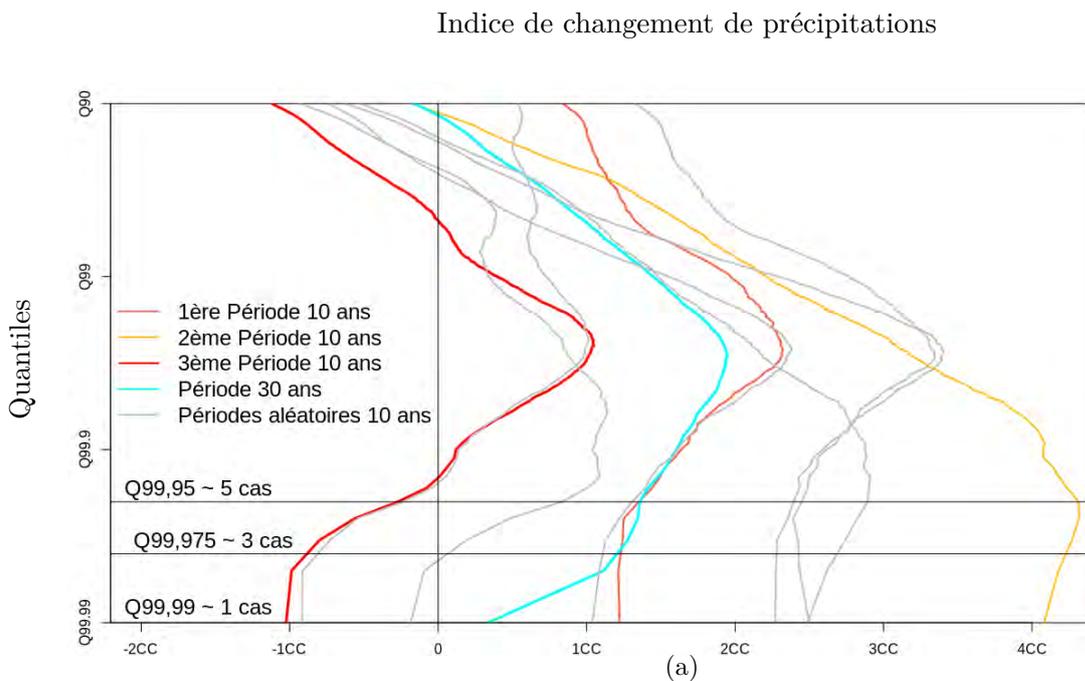


FIGURE 5.19 – De même que pour la figure 5.18 mais sur la Zone Roussillon.

2333 L'étude de la figure 5.19 permet tout d'abord de montrer que le signal est significatif
 2334 en deçà du quantile 95. En effet, le quantile 95 fait office de quantile d'inversion. Les pré-
 2335 cipitations correspondant à des valeurs de quantiles supérieures au quantile 90 devraient
 2336 augmenter. L'ensemble des combinaisons s'accorde pour une augmentation des précipi-
 2337 tations extrêmes quotidiennes sur la Zone Roussillon pour les quantiles compris entre le
 2338 quantile 95 et le quantile 99,9 journalier.

2339 Trois courbes semblent se détacher de l'ensemble dès le quantile 99 en simulant des
 2340 changements bien inférieurs à ceux des autres combinaisons. Parmi ces trois courbes se

2341 trouve la courbe rouge utilisée précédemment dans l'étude multi-modèles. Les changements
 2342 simulés par ces trois courbes ne sont pas représentatifs de ceux simulés par les autres com-
 2343 binaisons, ni pour les changements sur 30 ans. La dispersion s'accroît continuellement
 2344 avec l'accroissement des valeurs de quantile et atteint pour le quantile 99,99 -1 CC 4CC.
 2345 Ces les trois courbes simulant une diminution des précipitations quotidiennes les plus ex-
 2346 trêmes avaient comme période historique la période 1996-2005. Alors, nous avons voulu
 2347 comprendre en quoi cette période était différente des autres. L'analyse détaillée de cette
 2348 période de la simulation historique a permis d'identifier un HPE s'étendant sur plusieurs
 2349 jours avec des cumuls de précipitations bien plus intenses que tous les autres simulés par
 2350 les simulations historiques et scénarios (jusqu'à 466 mm/j simulé, Tableau 5.6). Le cumul
 2351 maximal de précipitations en 24h sur le Roussillon se produit pendant la dernière décennie
 2352 de la simulation historique. Ce cas remarquable fausse les tendances de changement pour
 2353 les valeurs de précipitations extrêmes du fait de la très longue durée de retour d'un tel
 2354 événement.

	Cévennes 10 ans		Cévennes 30 ans		Roussillon 10 ans		Roussillon 30 ans	
	Histo.	Scénario	Histo.	Scénario	Histo.	Scénario	Histo.	Scénario
Moy. 24h	4,41	4,23	4,25	4,38	3,21	2,93	2,8	3,26
Max 24h	406	345	440	462	466	423	466	423

Tableau 5.6 – *Tableau des valeurs de précipitations moyennes spatiales quotidiennes et maximales quotidiennes (mm/j) du quantile 99 sur l'EPA et sur le Roussillon (Histo. pour Historique).*

2355 Sur la figure 5.18, la courbe bleue correspondant à la courbe des changements pour les
 2356 30 ans, montre une augmentation bien plus forte des précipitations extrêmes quotidiennes
 2357 sur le Roussillon que celles pour l'EPA (entre +1 CC et +2 CC) entre les quantiles 99 et
 2358 99,9.

2359 D'après le tableau 5.6, les simulations de 30 ans montrent une augmentation des préci-
 2360 pitations moyennes à l'automne sur les Cévennes et sur le Roussillon. Ces augmentations
 2361 sont justifiées par l'augmentation des valeurs de précipitations quotidiennes associées aux
 2362 quantiles supérieurs au quantile 90. L'augmentation des précipitations extrêmes impacte
 2363 fortement les moyennes des précipitations dans la région.

2364 Pour conclure, le fort impact d'un cas extrême sur une période de 10 ans justifie le
 2365 recours à des périodes de simulations plus longues pour avoir des résultats plus signifi-
 2366 catifs. Il est possible d'estimer le changement à entre +1 CC et +2 CC pour les pluies
 2367 extrêmes quotidiennes pour des valeurs de quantiles comprises entre Q99 et Q99,9 sur la
 2368 Zone Roussillon dans la simulation AROME. Au-delà la significativité des résultats n'est pas
 2369 assez importante.

2370 5.3.2.1 Changement des précipitations horaires

2371 Nous avons pu voir précédemment que le signal de changement pour les précipitations
 2372 extrêmes quotidiennes n'est pas robuste avec une période de 10 ans et qu'avoir une période
 2373 de 30 ans permet d'obtenir des résultats plus significatifs. La figure 5.20 montre de même

2374 que la variabilité du changement pour les précipitations extrêmes horaires est différente
 2375 pour les trois périodes.

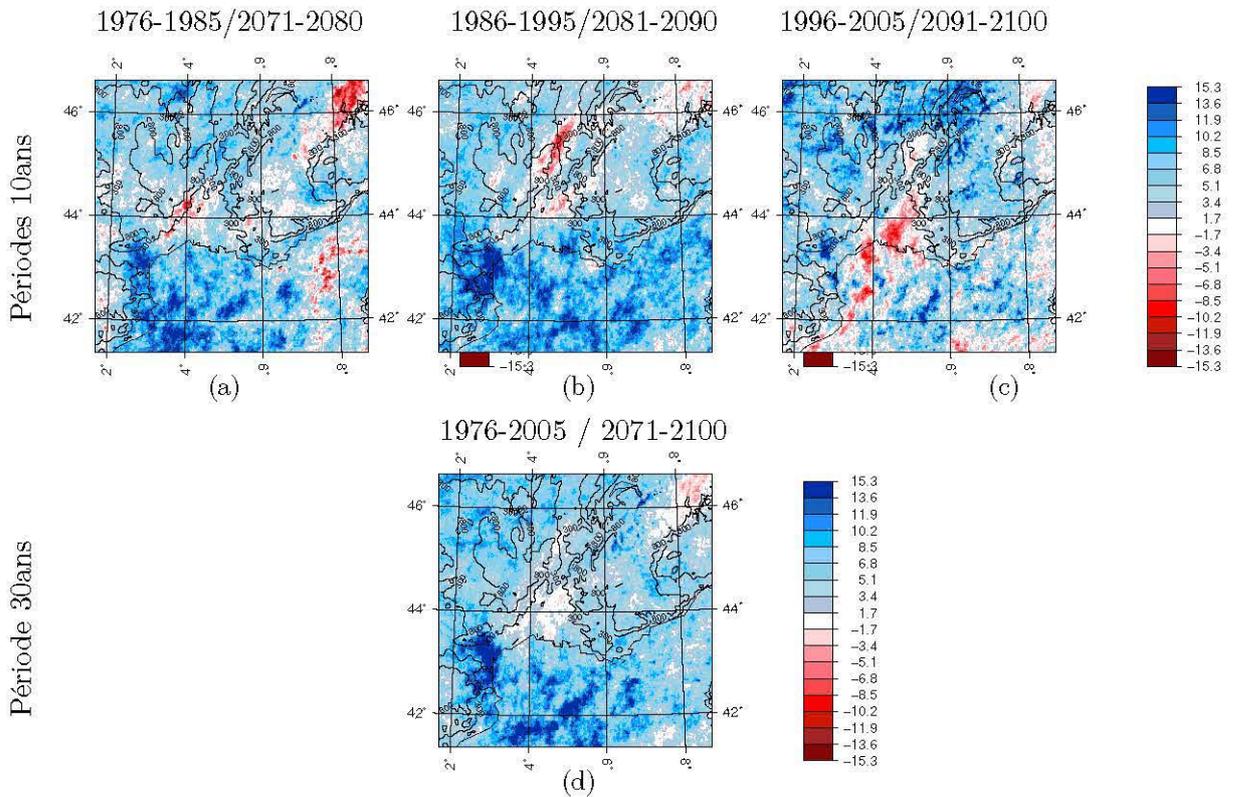


FIGURE 5.20 – Différence de changement des quantiles 99,9 de précipitations horaires par degré de réchauffement (%/°C) pour les trois différentes périodes de dix ans des simulations historiques et futures du modèles CNRM-AROME41. La figure a) correspond aux dix premières années de chacune des deux simulations de trente ans, la figure b) correspond à la deuxième période de 10 ans et la figure c) correspond à la dernière période de dix ans. La figure d) représente la carte de quantiles 99 pour les périodes de trente ans.

2376 La figure 5.20 présente les différences relatives par degré de réchauffement pour le
 2377 quantile 99,9 de précipitations horaires. Elle montre que d’une manière générale, en fin
 2378 de siècle, les précipitations extrêmes horaires s’intensifient dans les simulations CNRM-
 2379 AROME41 selon le scénario RCP8.5 sauf localement où quelques diminutions sont simulées.
 2380 Sur les Cévennes, les trois cartes de changement sur 10 ans montrent des tendances de
 2381 changement différentes. En effet, la première montre une diminution des pluies extrêmes
 2382 horaires sur la partie centrale du massif des Cévennes (Figure 5.20a). La deuxième montre
 2383 quant à elle, une légère augmentation des précipitations sur la partie centrale du massif
 2384 mais aussi une diminution des précipitations horaires extrêmes sur la partie Nord du massif
 2385 (Figure 5.20b). Enfin, la troisième qui correspond aux changements présentés dans l’étude
 2386 multi-modèles, montre une augmentation des précipitations extrêmes sur les reliefs ainsi
 2387 qu’une forte diminution des extrêmes sur les plaines au sud du massif des Cévennes (Figure
 2388 5.20c).

2389 Ces trois réponses différentes obtenues avec des périodes différentes montrent une fois de
 2390 plus qu’il n’est pas possible d’avoir un signal de changement significatif sur les Cévennes

2391 avec des changements observés sur des périodes de 10 ans prises au hasard. De plus, la
 2392 grande différence des valeurs maximales de précipitations horaires sur les Cévennes des
 2393 scénarios sur 10 ans et sur 30 ans confirme une forte disparité des précipitations extrêmes
 2394 horaires d’une série à une autre (c.f. Tableau 5.7). Au final, la figure 5.20d qui présente
 2395 les changements sur des périodes de 30 ans montre une tendance à l’augmentation des
 2396 précipitations extrêmes horaires sur le massif des Cévennes mais il n’y a pas de signal de
 2397 changement sur les plaines pour les pluies extrêmes.

	Cévennes 10 ans		Cévennes 30 ans		Roussillon 10 ans		Roussillon 30 ans	
	Histo.	Scénario	Histo.	Scénario	Histo.	Scénario	Histo.	Scénario
Max 1h	83	89	84	138	80	92	80	97

Tableau 5.7 – *Tableau des valeurs de précipitations maximum spatio-temporelles du quantile 99,9 horaires (mm/h) sur l’EPA et sur le Roussillon (Histo. pour Historique).*

2398 Sur le Roussillon, il est possible de faire les mêmes constats, c’est-à-dire, que des chan-
 2399 gements sur 10 ans ne semblent pas être significatifs. Les deux premières cartes mettent
 2400 en évidence des augmentations de précipitations plus fortes sur tout le Roussillon (+ de 2
 2401 CC, Figure 5.20a,b), tandis que sur la troisième carte, l’augmentation est plus nuancée sur
 2402 le Roussillon, de l’ordre de 0,5 CC (Figure 5.20c).

2403 Une fois de plus le cas extrême de précipitations de l’automne 2002 qui atténue fortement
 2404 le signal de changement en précipitations extrêmes sur la carte des quantiles 99,9 horaires
 2405 de l’étude multi-modèles (Figure 5.20c). En revanche, la carte de changement de précipi-
 2406 tations horaires pour les 30 ans (Figure 5.20d) montre que l’augmentation simulée sur le
 2407 Roussillon est robuste pour CNRM-AROME avec une augmentation estimée à 2 CC.

2408 La figure 5.21 présente la distribution des quantiles extrêmes de précipitations horaires
 2409 sur l’EPA. Ce graphique montre que, dans l’ensemble, toutes les courbes présentent la même
 2410 allure. Le quantile d’inversion, où les différences de précipitations deviennent positives se
 2411 situe entre le quantile 92 et le quantile 99. En effet, les précipitations dont les valeurs
 2412 sont associées à des quantiles supérieurs au quantile 99 augmentent. On peut considérer
 2413 le signal comme très robuste entre le quantile 99 et le quantile 99,95 où l’augmentation
 2414 des précipitations horaires est estimée entre 0 CC et 0,8 CC. Au-delà du quantile 99,95,
 2415 les courbes divergent et par conséquent la robustesse diminue, mais l’augmentation des
 2416 précipitations horaires les plus extrêmes dans les Cévennes reste comprise entre -0,5 CC et
 2417 1 CC.

2418 Sur la zone Roussillon, toutes les combinaisons simulent une augmentation des pré-
 2419 cipitations extrêmes horaires à partir du quantile 99 (Figure 5.22). La courbe rouge qui
 2420 représente les décennies utilisées dans l’étude multi-modèles est celle qui montre la plus
 2421 faible augmentation de précipitations. Les courbes des autres combinaisons de périodes
 2422 montrent une augmentation entre 0,5 CC et 2 CC pour le quantile 99 puis entre 0,5 CC
 2423 et 3 CC pour les quantiles les plus extrêmes (Q99,998). Notons que, les quatre courbes
 2424 montrant une augmentation inférieure à 2 CC sont les courbes utilisant la dernière dé-
 2425 cennie de la période historique contenant le cas extrême qui influence aussi les quantiles

Indice de changement de précipitations

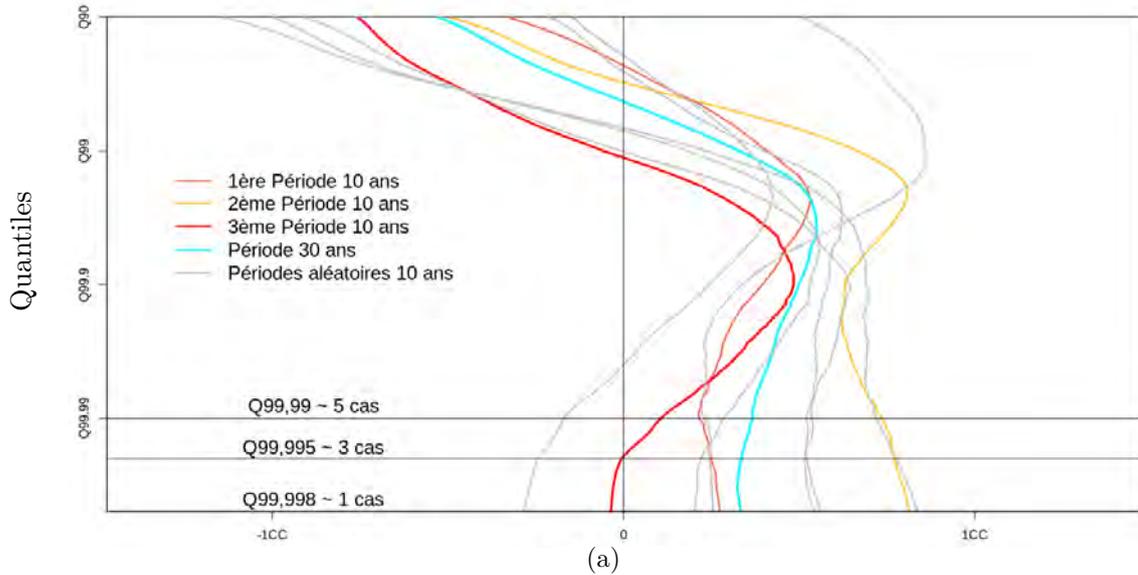


FIGURE 5.21 – De même que pour la figure 5.18 mais avec les précipitations horaires.

2426 extrêmes journaliers dans la section précédente. Ce cas atténue considérablement le chan-
2427 gement de précipitations extrêmes horaires. Les combinaisons n'utilisant pas cette partie
2428 de la période historique pour déterminer les indices de changements décrivent une aug-
2429 mentation plus forte des précipitations extrêmes horaires (entre 1,5 CC et 2,5 CC pour les
2430 précipitations extrêmes équivalent au quantile 99,9).

2431 Malgré tout, les différentes combinaisons s'accordent sur une augmentation des préci-
2432 pitations extrêmes horaires sur le Roussillon même si elle est difficile à quantifier. Au final,
2433 la moyenne des augmentations entre toutes les combinaisons indique une augmentation des
2434 pluies extrêmes horaires dans le Roussillon de l'ordre de 1,5 CC.

2435 5.3.3 Synthèse de l'étude de sensibilité du signal de changement 2436 à la longueur de la simulation

2437 Nous avons comparé ici les précipitations des décennies considérées dans l'étude multi-
2438 modèles avec les précipitations obtenues sur 30 ans avec CNRM-AROME41.

2439 Cette comparaison a mis en évidence le fait que les changements en précipitations
2440 extrêmes simulés entre le début et la fin du 21^{ème} siècle pour des périodes de 10 ans étaient
2441 différents de ceux simulés avec des périodes de 30 ans. Il est probable que la variabilité
2442 naturelle du climat domine la réponse future des précipitations extrêmes sur des périodes
2443 de 10 ans. Par conséquent, même en fin de 21^{ème} siècle et dans un scénario à forte émission
2444 de GES, il est probable que certaines décennies soient plus ou au contraire moins pluvieuses
2445 que des décennies du climat actuel. Il est donc nécessaire d'allonger les simulations pour
2446 s'abstraire au maximum des incertitudes liées à la variabilité naturelle du climat et ainsi
2447 augmenter la robustesse des résultats qu'une étude multi-modèles peut nous apporter.

Indice de changement de précipitations

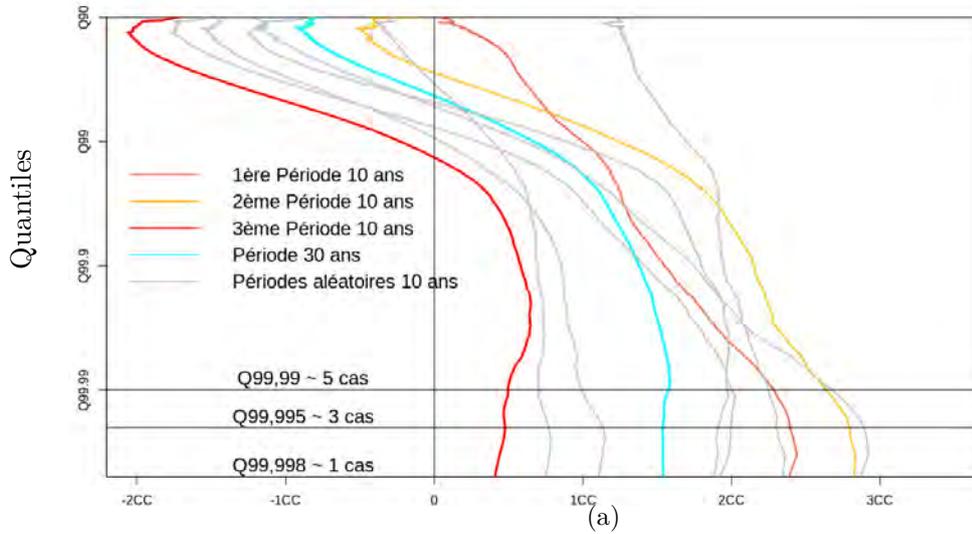


FIGURE 5.22 – De même que pour la figure 5.18 mais avec les précipitations horaires et sur le Roussillon.

2448 Par ailleurs, nous avons pu voir que les événements les plus forts impactaient fortement
2449 les séries temporelles du fait de leurs longues durées de retour. On a ainsi pu voir que la
2450 troisième décennie de la simulation historique avec CNRM-AROME41 était une décennie plus
2451 pluvieuse que la moyenne avec un cas bien plus intense que d'ordinaire sur le Roussillon.
2452 On a pu déduire grâce à ce cas que les résultats pour les événements les plus extrêmes sont
2453 à prendre avec prudence du fait de la forte sensibilité du changement.

2454 Dans les Cévennes, l'étude des changements en précipitations extrêmes sur 30 ans avec
2455 CNRM-AROME41 suggère une légère augmentation de l'intensité des précipitations pour la
2456 fin du siècle. Dans le Roussillon, cette même étude met en évidence une forte augmentation
2457 des précipitations horaires et quotidiennes. Ce résultat a déjà été observé dans plusieurs
2458 études avec différents forçages, comme dans l'étude de Beaulant et al (2011). En effet,
2459 plusieurs raisons peuvent expliquer cette augmentation des précipitations sur le Roussillon.
2460 L'hypothèse retenue serait une modification des régimes de temps dans un contexte de
2461 réchauffement climatique avec des circulations à grandes échelles favorisant davantage les
2462 HPES sur le Roussillon (c.f. section 1.3.3).

2463 Enfin, dans les prochaines études du changement climatique, même sur de plus longues
2464 périodes, il faut garder en mémoire qu'il est probable que la variabilité naturelle du cli-
2465 mat influe la réponse future des précipitations extrêmes. Même en fin de 21^{ème} siècle et
2466 dans un scénario à forte émission de GES, certaines périodes pourraient être plus ou au
2467 contraire moins pluvieuses que des périodes actuelles, ce qui pourra influencer les extrêmes
2468 de précipitations.

2469

Chapitre 6

2470

Conclusions et perspectives

2471

6.1 Conclusions

2472

2473

Dans cette thèse, ce chapitre de conclusions fait office de synthèse générale en reprenant les questions posées en introduction.

2474

2475

6.1.1 Est-il techniquement faisable aujourd'hui d'utiliser AROME en mode climat ?

2476

2477

2478

2479

2480

2481

2482

2483

Le modèle AROME est un modèle à aire limitée utilisé en prévision numérique du temps depuis Décembre 2008 par Météo-France et par de nombreux autres pays membres du consortium HIRLAM-ALADIN. C'est un modèle non-hydrostatique à convection profonde explicite et à haute résolution. Ce type de modèle est très coûteux en termes de temps de calcul et il était jusqu'à récemment inenvisageable de réaliser de longues simulations avec ce type de modèle. C'est pour cette raison que la résolution des modèles de climat n'excédait pas les 12,5 km dans les projets de modélisation régionale du climat tels que EURO-CORDEX ou Med-CORDEX.

2484

2485

2486

2487

2488

Avec l'accroissement de la puissance de calcul des supercalculateurs ces dernières années, il est aujourd'hui possible de réaliser des simulations climatiques à très haute résolution avec des modèles à convection profonde explicite tel que CNRM-AROME bien que les coûts de calcul restent toujours très élevés. Pour rendre possible des simulations climatiques à haute résolution, il est possible de jouer sur plusieurs paramètres afin de diminuer les coûts :

2489

2490

2491

2492

- la taille du domaine,
- le choix de la résolution même si cette dernière ne doit pas dépasser les 2-3 km pour permettre une résolution explicite de la convection profonde,
- réaliser des simulations plus courtes, ou seulement des saisons.

2493

2494

2495

2496

2497

Par ailleurs, le modèle CNRM-AROME est un modèle qui tourne relativement vite. En effet, le schéma d'advection temporelle est un schéma semi-lagrangien, semi-implicite. L'advection est traitée en un seul terme et est résolue par des interpolations. La convection est ainsi plus stable qu'avec les méthodes eulériennes, ce qui permet d'augmenter le pas de temps du modèle et par conséquent de réduire les temps de calcul. Ainsi, avec le calculateur

2498 actuel du CNRM, il faut 18 khTEI (kilo-heure Temps Ecoulé Intégré) pour 1 an de simulation
2499 sur le domaine SUDE (57600 points grille) et 144 khTEI sur le domaine FIPS (345600 points
2500 grille) soit une semaine sur le ordinateur. Les simulations avec CNRM-AROME nécessitent
2501 d'importantes ressources informatiques. En effet, à domaine équivalent, une simulation avec
2502 CNRM-AROME coûte 60 fois plus cher en temps de calcul qu'une simulation ALADIN et le
2503 volume de données est quant à lui 5 fois plus important.

2504 La première simulation avec AROME en mode climat, appelé CNRM-AROME, a été réa-
2505 lisée en 2014, avant le début de cette thèse, sur le domaine SUDE couvrant le Sud-Est de
2506 la France (Déqué et al, 2016). Les premiers résultats prometteurs sont à l'origine de cette
2507 thèse.

2508 Cette thèse illustre le fait qu'il est aujourd'hui techniquement possible d'utiliser le mo-
2509 dèle AROME en mode climat pour des simulations de l'ordre de quelques décennies. il est
2510 néanmoins impossible actuellement de réaliser des simulations transitoires 1950-2000, de
2511 couvrir l'ensemble de l'Europe ou de passer à 1,3 km.

2512 Cette thèse a été lancée en octobre 2016 en même temps que l'exercice international COR-
2513 DEX du FPS-convection dans lequel elle s'inscrit. Pour rappel, le FPS-convection porte sur
2514 l'étude des phénomènes convectifs en Europe et en Méditerranée par la modélisation ré-
2515 gionale du climat à très haute résolution. Le CNRM est très actif au sein du FPS-convection
2516 avec le modèle CNRM-AROME, nous avons participé à l'étude de Coppola et al (2019), la
2517 publication qui fera office de référence au FPS-convection dans les années à venir.

2518 **6.1.2 Possède-t-on aujourd'hui des jeux de données de qualité** 2519 **suffisante pour évaluer les CPRCMs ?**

2520 Afin de pouvoir procéder à des études de changement climatique avec des modèles de
2521 climat, il est nécessaire au préalable d'évaluer la capacité de ces modèles à représenter
2522 les phénomènes que l'on souhaite étudier (les précipitations extrêmes dans notre cas).
2523 Pour cela il faut comparer les sorties de modèles aux observations et déterminer la qualité
2524 avec laquelle le modèle reproduit le phénomène en question. Avec l'augmentation de la
2525 résolution spatiale et les études à une échelle temporelle sub-quotidienne, les bases de
2526 données d'observations classiques telles que E-OBS (Earth Observations), CRU (Climate
2527 Research Unit) ou même SAFRAN ne suffisent plus pour évaluer les CPRCMs (Convection-
2528 Permitting Regional Climate Model).

2529 Dans cette thèse, focalisée sur les précipitations extrêmes dans le Sud-Est de la France,
2530 les précipitations ont été comparées aux observations COMEPHORE sur la période 1997-2006,
2531 période de dix ans disponible au début de cette thèse. Depuis, la disponibilité du produit
2532 COMEPHORE a été étendue et atteint aujourd'hui une période de 20 ans (1997-2016).

2533 Grâce à COMEPHORE, l'étude des précipitations extrêmes horaires est abordée pour
2534 la première fois pour les précipitations extrêmes horaires dans la région. La base de don-
2535 nées COMEPHORE est une nouvelle base de données d'observations de précipitations aux
2536 résolutions kilométriques et horaires. Elle a été réalisée à partir des données radar du ré-
2537 seau ARAMIS et des données pluviométriques quotidiennes et horaires disponibles sur le

2538 territoire français. COMEPHORE est la première base de données d'observations avec une
2539 résolution temporelle horaire sur le territoire français ce qui permet de mieux étudier l'in-
2540 tensité des événements pluvieux simulés par les modèles. En effet, si SAFRAN propose des
2541 précipitations horaires, il s'agit en réalité de précipitations quotidiennes désagrégées avec
2542 une méthode statistique empirique. Par ailleurs, la très haute résolution horizontale de
2543 COMEPHORE permet d'évaluer directement les précipitations simulées par les CPRCMs tel
2544 que CNRM-AROME sur leur grille native.

2545 Notons que la qualité des données COMEPHORE est réduite sur les hauts reliefs tels que
2546 les Alpes du fait de problèmes de mesures radar en zone de hauts reliefs. Les précipitations
2547 ont donc tendance à être sous-estimées sur les massifs des Alpes et des Pyrénées. A noter
2548 aussi, que la couverture radar n'a cessé de se développer au cours de la période. La qualité
2549 de COMEPHORE s'est donc améliorée au cours de la période. Il faut donc tenir compte de
2550 ces caractéristiques ou limitations lors de l'analyse des résultats.

2551 Ensuite, une autre limitation apparaît avec l'utilisation de COMEPHORE. En effet, COME-
2552 PHORE ne représente pas les précipitations sur mer (excepté sur une bande côtière), il est
2553 donc impossible d'évaluer les précipitations sur mer de la même manière que celles sur
2554 terre.

2555 Pour conclure, l'intégration des données de précipitations radar a fait de COMEPHORE
2556 une base de données d'observations de précipitations de qualité. Grâce à l'utilisation de
2557 COMEPHORE comme base de données de référence, l'évaluation des modèles sur la représen-
2558 tation des précipitations dans le Sud-Est de la France sur la période 1997-2006 est fiable.
2559 Cependant, COMEPHORE ne couvre que la France et obtenir des données équivalentes sur
2560 toute l'Europe reste très compliqué voir impossible.

2561 **6.1.3 Dans quelle mesure un modèle régional de climat à convec-** 2562 **tion profonde explicite (CPRCM) est-il capable de simuler** 2563 **les précipitations extrêmes survenant lors des événements** 2564 **de pluies intenses dans le Sud-Est de la France ?**

2565 Le premier objectif de cette thèse est de savoir si les modèles régionaux de climat à
2566 convection profonde explicite (CPRCMs) à 2-3 km de résolution horizontale sont capables
2567 de représenter les événements de pluies intenses d'automne dans le Sud-Est de la France.

2568 Pour répondre à cette question, quatre simulations d'évaluation avec CNRM-AROME
2569 ont été réalisées sur la période 1997-2006. Elles ont été pilotées par la réanalyse globale
2570 ERA-Interim afin que la chronologie des événements soit la même que pour les observa-
2571 tions COMEPHORE et de profiter des meilleures conditions synoptiques de grande échelle
2572 possibles. On parle souvent de simulations régionales avec des conditions latérales parfaites.

2573 La comparaison des quatre simulations d'évaluation CNRM-AROME aux observations de
2574 précipitations COMEPHORE a montré que les CPRCMs représentaient bien les précipitations
2575 moyennes et extrêmes. Par ailleurs les pics d'intensité des événements de précipitations in-
2576 tenses sont bien reproduits comme dans les observations. Cependant, nous avons remarqué

2577 que le modèle CNRM-AROME avait des difficultés à reproduire correctement les phéno-
2578 mènes de pluies les plus intenses. En effet, nous avons montré dans le chapitre 3 que même
2579 si CNRM-AROME représentait très bien les précipitations extrêmes quotidiennes jusqu'à 230
2580 mm/j et les précipitations extrêmes horaires jusqu'à 30 mm/h, il sous-estime les valeurs
2581 observées dans COMEPHORE.

2582 Dans le chapitre 4, l'étude de 4 simulations CNRM-AROME différentes nous a permis
2583 de montrer que la bonne représentation des précipitations extrêmes de CNRM-AROME est
2584 indépendante la configuration des simulations. Ainsi, nous avons montré que la représen-
2585 tation des précipitations extrêmes dépendait peu de la version du modèle, de la taille du
2586 domaine et de la simulation pilote.

2587 Dans le chapitre 5, nous avons cherché à vérifier si cette bonne représentation des préci-
2588 pitations extrêmes quotidiennes et horaires était bien une caractéristique propre à la famille
2589 des CPRCMs. Ainsi, nous avons comparé les simulations historiques de quatre CPRCMs aux
2590 observations COMEPHORE. A noter que les 4 simulations représentaient des chronologies
2591 différentes car pilotées par des GCMs différents (sauf les simulations de l'ETHZ piloté par
2592 ERA-Interim). Nous avons confirmé qu'avec les CPRCMs CNRM-AROME41, HCLIM38-AROME
2593 et ETHZ-CCLM3, les CPRCMs représentent bien les pluies extrêmes quotidiennes et horaires,
2594 bien qu'ils ont du mal à reproduire les pluies les plus intenses sur les Cévennes. A noter
2595 que le modèle HCLIM38-AROME a tendance à surestimer les précipitations sur plaine.

2596 Cette comparaison a aussi montré que le modèle UKMO-UM possédait les mêmes caracté-
2597 ristiques que les trois autres CPRCMs bien que ses précipitations simulées soient légèrement
2598 sous-estimées. Il faut garder à l'esprit que la variabilité naturelle du climat sur une période
2599 de 10 ans peut expliquer en partie ces différences.

2600 De manière générale, on peut conclure que les CPRCMs représentent bien les précipi-
2601 tations extrêmes quotidiennes et horaires malgré quelques défauts qui restent à améliorer
2602 pour les plaines ou les phénomènes les plus extrêmes. Le meilleur modèle intermédiaire pour
2603 l'étude des précipitations extrêmes quotidiennes et horaires dans le Sud-Est de la France est
2604 le modèle ETHZ-CCLM12 et les meilleurs CPRCMs sont ETHZ-CCLM3 et CNRM-AROME41.

2605 **6.1.4 Les CPRCMs améliorent-ils la représentation des précipi-** 2606 **tations extrêmes par rapport aux RCMs à convection pa-** 2607 **ramétrée ?**

2608 Dans les différentes études d'évaluation des CPRCMs de cette thèse (chapitre 3, 4 et
2609 5), les résultats étaient confrontés aux simulations pilotes réalisées par des RCMs (Regional
2610 Climate Model) à convection paramétrée (12,5 km) pour tenter de mesurer la valeur ajoutée
2611 des CPRCMs sur les RCMs.

2612 Dans le chapitre 3 portant sur l'évaluation du modèle CNRM-AROME, nous avons montré
2613 qu'il y avait une valeur ajoutée du modèle CNRM-AROME par rapport au modèle ALADIN-
2614 Climat pour la représentation des précipitations extrêmes quotidiennes, mais aussi et sur-
2615 tout pour les précipitations horaires. Nous avons montré en particulier qu'ALADIN-Climat

2616 sous-estime les précipitations quotidiennes dépassant les 50 mm/j (230 mm/j pour CNRM-
2617 AROME) et 13 mm/h pour les précipitations extrêmes horaires (30 mm/h pour CNRM-
2618 AROME), soit une forte valeur ajoutée du CPRCM versus le RCM. Par ailleurs, notons que
2619 les structures spatiales des pluies extrêmes sont mieux représentées avec les CPRCMs.

2620 Le chapitre 4 montre que les valeurs ajoutées des CPRCMs est vérifiée également pour
2621 d'autres simulations pilotées par ALADIN-Climat radicalement différentes (nouvelle version
2622 de la physique des modèles, nouveaux domaines, avec spectral nudging).

2623 La comparaison des simulations historiques des CPRCMs et des RCMs pilotes de chaque
2624 paire de modèles dans le chapitre 5 a montré que la valeur ajoutée des CPRCMs par rapport
2625 à leur modèle intermédiaire se vérifie pour trois paires de modèles sur quatre (la valeur
2626 ajoutée de la paire du Met-Office n'est pas prouvée). Cette valeur ajoutée se caractérise
2627 par des précipitations plus intenses et une meilleure représentation spatiale des événements
2628 de pluies. Pour la paire d'HCLIM, la valeur ajoutée est équivalente à celle de la paire du
2629 CNRM. Le modèle intermédiaire ETHZ-CCLM12 est bien meilleur que les autres pour la
2630 représentation des pluies les plus extrêmes et la valeur ajoutée est donc relativement plus
2631 faibles. Enfin, le comportement de la paire du Met-Office est très particulier et la valeur
2632 ajoutée est difficile à déterminer. Si le modèle UKMO-HadGEM3 simule plus de précipita-
2633 tions quotidiennes et horaires que le CPRCM UKMO-UM, les précipitations sont moins bien
2634 localisées qu'avec le CPRCM et plus particulièrement pour les précipitations horaires.

2635 Nous avons donc montré à travers plusieurs études d'évaluation des CPRCMs et des
2636 modèles intermédiaires que les modèles à convection explicite présentaient dans la plupart
2637 des cas une forte valeur ajoutée par rapport aux modèles intermédiaires à convection para-
2638 métrée et que cette valeur ajoutée se retrouve pour presque toutes les paires RCM/CPRCM
2639 étudiées dans cette thèse.

2640 **6.1.5 Les modèles régionaux permettant la résolution de la convec-** 2641 **tion profonde montrent-ils une augmentation de la fré-** 2642 **quence et une intensification des HPEs dans le futur dans** 2643 **le Sud-Est de la France ?**

2644 Dans cette thèse, l'évolution future des précipitations extrêmes dans un contexte de
2645 changement climatique a été abordée à travers une étude multi-modèles pour le scénario à
2646 forte augmentation des gaz à effet de serre (RCP8.5).

2647 Cette étude multi-modèles a confirmé que d'une manière générale, les précipitations
2648 moyennes automnales devraient diminuer avec le réchauffement climatique dans le Sud-Est
2649 de la France en fin de siècle (sauf quelques exceptions locales). Tous les modèles s'accordent
2650 pour dire que sur les Cévennes et le Roussillon, les précipitations associées à des valeurs de
2651 quantiles en deçà du quantile 90 pour les pluies quotidiennes (inférieures à 10 mm/j), et
2652 en deçà du quantile 99 pour les pluies horaires (inférieures à 5 mm/h) devraient diminuer
2653 (-5 à -15% pour les pluies quotidiennes et de -5 à -20% pour les pluies horaires).

2654 Contrairement à nos attentes, les résultats de cette étude multi-modèles à très haute
2655 résolution ne permettent pas de caractériser de manière robuste l'impact du changement
2656 climatique sur les fortes précipitations quotidiennes et sub-quotidiennes qui se produisent
2657 à l'automne dans le Sud-est de la France. En effet, l'étude multi-modèles ne permet pas
2658 d'établir un consensus quant à l'évolution des précipitations extrêmes dans le Sud-Est de
2659 la France même pas sur le signe de changement. A noter que l'évolution des précipitations
2660 extrêmes quotidiennes sur les Cévennes et le Roussillon est comprise entre -5% et 5% sur
2661 les Cévennes et entre -5% et +20% par degré de réchauffement sur le Roussillon. Pour les
2662 précipitations extrêmes horaires, cette évolution est comprise entre -5% et +5% par degra
2663 de gammes de précipitations les plus extrêmes (où la robustesse est moindre) les modèles
2664 semblent s'accorder sur une augmentation pouvant atteindre jusqu'à +15% par degré de
2665 réchauffement.

2666 Plusieurs raisons peuvent expliquer cette absence de résultats probants. La première
2667 est que la réponse des RCMS et des CPRCMS est fortement pilotée par la réponse du GCM.
2668 Certains GCMs ont des réponses plus fortes que d'autres au changement climatique, comme
2669 le GCM du Met-Office qui simule un réchauffement deux fois plus fort que les autres pour
2670 la fin du siècle en RCP8.5. Cette forte dispersion de la réponse des GCMs est sans nul
2671 doute une des causes de cette forte dispersion des réponses de l'ensemble des CPRCMS. Une
2672 deuxième hypothèse serait que la différence soit due à des différences de configurations
2673 importantes. En effet, par exemple la chaîne de modélisation de l'ETHZ est différent des
2674 trois autres modèles car ils utilisent la technique du Pseudo Global Warming PGW. Ainsi, la
2675 simulation historique de l'ETHZ qui correspond à une simulation forcée par ERA-Interim est
2676 meilleure que les autres car elle représente la chronologie réelle mais en ce qui concerne le
2677 scénario futur, la technique du PGW ne permet pas de représenter d'éventuels changements
2678 de régimes de temps, c'est-à-dire, des changements de circulation à grande échelle à l'origine
2679 des précipitations dans la région. Enfin, la troisième raison pouvant expliquer cette absence
2680 de consensus entre les modèles est liée à la variabilité naturelle du climat et à la durée trop
2681 courte des simulations étudiées (10 ans). Les simulations historiques et futures de 10 ans ne
2682 sont probablement pas suffisamment représentatives des climats passés et futurs. En effet,
2683 les durées de retours des événements les plus remarquables sont longues, particulièrement
2684 sur le Roussillon où les HPES sont plus rares que dans les Cévennes. La conclusion est
2685 néanmoins que même à la fin du 21^{ème} dans un scénario RCP8.5 de périodes de 10 ans
2686 pourront contenir aléatoirement plus ou moins d'HPES que des périodes du climat actuel.

2687 Rappelons que si le protocole du FPS-convection préconise des périodes de 10 ans,
2688 c'est avant tout pour permettre la participation d'instituts ayant moins de ressources de
2689 calcul. Dans les années à venir, le développement des calculateurs devraient permettre à
2690 la communauté de pouvoir réaliser des simulations plus longues ou plus nombreuses et par
2691 conséquent d'améliorer la fiabilité des ensembles et des résultats.

2692 **6.1.6 Obtient-on des réponses robustes avec des simulations de** 2693 **30 ans avec CNRM-AROME ?**

2694 Afin d'étudier cette troisième hypothèse (rôle de la variabilité interne), une étude de
2695 sensibilité à la longueur de la simulation a été réalisée avec le modèle CNRM-AROME.
2696 Les changements sur 10 ans obtenus dans l'étude multi-modèles ont été comparés aux
2697 changements obtenus sur 30 ans.

2698 La comparaison des signaux de changements climatiques entre une simulation de 10 ans
2699 et une simulation de 30 ans a mis en évidence le fait que la simulation de dix ans n'est pas
2700 toujours représentative des 30 ans. En particulier sur la région du Roussillon, on a montré
2701 que le signal de changement était fortement impacté par un cas de précipitations plus
2702 intenses que les autres. Ce cas extrême a tendance à atténuer le signal de changement pour
2703 les précipitations les plus extrêmes. A noter qu'il impacte plus fortement les précipitations
2704 extrêmes sur 10 ans que sur 30 ans. L'étude de l'évolution de HPES nécessite donc des
2705 simulations d'au moins 30 ans.

2706 Sur les Cévennes, les simulations de 30 ans permettent de conclure que les précipitations
2707 extrêmes quotidiennes et les précipitations horaires devraient augmenter d'environ +3% par
2708 degré de réchauffement à la fin du siècle selon le scénario d'émission des GES RCP8.5 dans
2709 CNRM-AROME. Sur le Roussillon, on peut conclure que le modèle CNRM-AROME prévoit une
2710 augmentation robuste des précipitations extrêmes quotidiennes comprise entre 5% et 20%
2711 par degré de réchauffement, pour les précipitations horaires une augmentation comprise
2712 entre 3% à 15% par degré de réchauffement.

2713 Pour s'abstraire au maximum des incertitudes liées à la variabilité naturelle du climat
2714 et ainsi d'augmenter la robustesse des résultats qu'une étude multi-modèles peut nous
2715 apporter, il est nécessaire d'allonger les simulations climatiques.

2716 **6.1.7 Les CPRCMs modifient ils les signaux de changement des** 2717 **RCMs ?**

2718 La comparaison des changements entre les modèles à convection profonde explicite et
2719 leurs modèles intermédiaires à convection paramétrée sur des périodes de 10 ans ne permet
2720 pas de détecter un comportement commun aux CPRCMs par rapport aux RCMs pour les
2721 précipitations extrêmes quotidiennes et sub-quotidiennes. Les CPRCMs montrent des diffé-
2722 rences de changements de précipitations extrêmes quotidiennes locales sur certaines parties
2723 du Sud-Est de la France par rapport aux RCMs. Les différences de changement de préci-
2724 pitations extrêmes horaires sont plus nombreuses et plus étendues, avec des changements
2725 d'amplitude mais aussi des inversions locales du signe. On ne peut pas conclure néanmoins
2726 que les CPRCMs simulent systématiquement des changements de précipitations extrêmes
2727 plus forts ou moins forts que les RCMs forceurs.

2728 On a vu dans la partie évaluation que les CPRCMs étaient capables de mieux représenter
2729 les précipitations horaires que les RCMs. Par conséquent, on peut faire l'hypothèse (invé-
2730 rifiable) que ces différences d'intensités et de localisation des changements à des échelles
2731 sub-quotidiennes proposées par les CPRCMs sont plus pertinentes.

2732 6.2 Perspectives

2733 6.2.1 Améliorer les bases de données d’observations pour une 2734 meilleure évaluation des modèles à très haute résolution

2735 Nous avons montré la nécessité d’avoir des données d’observations de qualité pour
2736 évaluer les modèles. En France, avec COMEPHORE, nous avons des données de qualité
2737 calculées à partir de données radars et de relevés pluviométriques. Malgré cela, la qualité
2738 de la base de données COMEPHORE n’est pas homogène dans le temps du fait de l’ajout
2739 de nouveaux radars au réseau ARAMIS en cours de période. Enfin, il serait intéressant de
2740 trouver un moyen d’améliorer la qualité des observations dans les régions montagneuses.

2741 A l’avenir, le développement de bases de données d’observations équivalentes à COME-
2742 PHORE de qualité homogène dans le temps, avec des résolutions horaires et kilométriques
2743 dans les autres pays permettrait de pouvoir évaluer les modèles sur des phénomènes diffé-
2744 rents dans des régions différentes. Il faut aussi réfléchir aux différentes méthodes d’inter-
2745 polation. En effet, la récente étude de Frei and Isotta (2019) remet en question la qualité
2746 des produits grillés quotidiens réalisés à partir des relevés pluviométriques. Selon cette
2747 étude, ces produits qui sont élaborés avec des méthodes d’interpolation optimales, créent
2748 des champs de précipitations trop lisses, avec trop de jours de pluie et une sous-estimation
2749 systématique des quantiles élevés.

2750 Notons aussi que les données d’observations des précipitations sur mer (principalement
2751 des données satellites) sont de moins bonne qualité que les observations des précipita-
2752 tions sur terre et qu’il serait intéressant d’élaborer des bases d’observations de qualité sur
2753 mer. Des données d’observations de qualité sur la Méditerranée permettraient d’évaluer les
2754 modèles sur les systèmes convectifs sur mer.

2755 6.2.2 Modifications des protocoles de simulations réalisées avec 2756 CNRM-AROME

2757 L’utilisation d’ALADIN-Climat en tant que modèle intermédiaire introduit des incerti-
2758 tudes. En effet, les imperfections du modèle sont transmises au CPRCM CNRM-AROME. Pour
2759 cette raison, il serait intéressant de comparer les précipitations simulées pas des simulations
2760 CNRM-AROME directement pilotées par les réanalyses ERA-Interim ou ERA5 à des simula-
2761 tions CNRM-AROME pilotées par les réanalyses ERA-Interim et ERA5 avec ALADIN-Climat
2762 comme simulation intermédiaire. Faire ce test avec les deux réanalyses dont les résolutions
2763 sont différentes permettrait de définir un éventuel seuil de résolution à partir duquel le saut
2764 de résolution entre modèle forceur et modèle forcé serait trop important.

2765 A l’avenir, il pourrait aussi être intéressant d’augmenter la résolution du modèle qui
2766 est actuellement de 2,5 km. En effet, la résolution effective du modèle CNRM-AROME n’est
2767 en réalité que de 20 km. Augmenter la résolution permettrait de résoudre les systèmes
2768 convectifs de plus petite échelle mais les coûts de calculs seraient bien plus élevés.

2769 **6.2.3 Étendre l'étude des pluies extrêmes**

2770 Dans cette étude, nous nous sommes focalisés sur les Cévennes et le Roussillon en
2771 automne. Il serait intéressant d'étendre l'étude des précipitations extrêmes quotidiennes et
2772 horaires à d'autres régions impactées par ce type de d'événements et à d'autres saisons. On
2773 pourrait réaliser cette étude sur toute la côte méditerranéenne (Espagne, Italie, Craotie,
2774 Grèce, Algérie...) car celle-ci est aussi régulièrement affectée par des événements de pluies
2775 intenses. On pourrait aussi appliquer ces études à d'autres régions du globe sujettes au
2776 pluies extrêmes comme les zones tropicales (cyclones tropicaux). On pourrait également
2777 étendre cette étude aux fortes précipitations provoquées par les orages d'été.

2778 **6.2.4 Nouvelles approches pour l'étude des précipitations ex-** 2779 **trêmes**

2780 L'identification des systèmes précipitants comme des objets cohérents ayant une forme,
2781 une durée, une intensité, une extension et une sévérité bien définie permettrait de détermi-
2782 ner d'une nouvelle manière la sensibilité climatique des événements fortement précipitants
2783 au changement climatique. Ce travail sera abordé très prochainement dans le cadre de la
2784 thèse de Cécile Caillaud.

2785 Par ailleurs, l'étude de Chan et al (2018) a montré que la période sujette aux pluies
2786 extrêmes en Angleterre serait plus longue avec le changement climatique. Il serait inté-
2787 ressant d'étudier mensuellement les changements en fréquence et en intensité des HPEs et
2788 d'étendre la période d'étude SOND. On peut potentiellement s'attendre à des changements
2789 de saisonnalité des événements de pluies intenses.

2790 Il serait également intéressant d'améliorer les analyses statistiques entourant ces événe-
2791 ments de pluies intenses à travers des calculs de scores ou appliquer sur toutes les données
2792 la technique du bootstrap afin de déterminer plus précisément les valeurs associées aux
2793 intervalles de confiance.

2794 **6.2.5 Evolution des régimes de temps**

2795 Nous avons vu dans cette thèse que les simulations de scénario de changement climatique
2796 selon le scénario d'émission des gaz à effet de serre RCP8.5 indiquent une forte augmentation
2797 des précipitations sur la région du Roussillon. Cette augmentation aussi simulée avec le
2798 modèle anglais a déjà été observée à plusieurs reprises, notamment dans l'étude de Beaulant
2799 et al (2011). Il serait intéressant d'étudier l'évolution future des régimes de temps à l'origine
2800 des fortes précipitations dans le Sud-Est de la France.

2801 A noter que ce type d'études basées sur les régimes de temps est incompatible avec les
2802 études utilisant la technique du Pseudo Global Warming qui ne prend pas en considération
2803 les possibles évolutions des régimes de temps. Le groupe ETHZ qui utilise la technique du
2804 Pseudo Global Warming est actuellement en train d'effectuer une seconde simulation sans
2805 cette technique afin d'en mesurer l'impact.

2806 **6.2.6 Agrandir le panel des simulations pour améliorer la robustesse des études multi-modèles**

2807

2808 Une possibilité d'amélioration des études multi-modèles serait de piloter chaque CPRCM
2809 par l'ensemble des GCMS. On pourrait ainsi mettre en évidence le rôle des RCMS sur les
2810 CPRCMs. Évidemment, ce type d'étude serait très, voire trop coûteux pour voir le jour. Par
2811 ailleurs, il semblerait qu'il faille au moins des simulations de 30 ans pour obtenir un signal
2812 robuste

2813 Pour répondre à ce problème de coûts de calcul, l'utilisation des méthodes d'émulations
2814 statistiques permettrait d'augmenter le panel de simulations en combinant des méthodes
2815 statistiques à des méthodes dynamiques. Ce type d'approche sera abordé prochainement
2816 dans le cadre de la thèse d'Antoine Doury.

2817 **Annexe A**

2818 **Annexes**

	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006
Abbeville	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Aléria							x	x	x	x
Arcis	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Avesnes									juin	x
Blaisy										mar
Bollène				juin	x	x	x	x	x	x
Bordeaux				x	x	x	x	x	x	x
Bourges	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Cherves										mar
Collobrières						mar	x	x	x	x
Falaise	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Grèzes	mai	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Momuy										juin
Montclar									juin	x
Nancy	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Nîmes				x	x	x	x	x	x	x
Opoul					sep	x	x	x	x	x
Brest Plabennec			x		juil	x	x	x	x	x
Lyon St Nizier	x	x	x	x	mai	x	x	x	x	x
Sembadel	fev	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Toulouse	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Trappes	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Treillères			x	x	x	x	x	x	x	x

Tableau A.1 – Liste des radars utilisés pour la production de COMEPHORE entre 1997 et 2006 avec la date d'installation de ceux ayant été installé au cours de la période d'étude. Les radars en bleu sont ceux couvrant une partie du Sud-Est de la France.

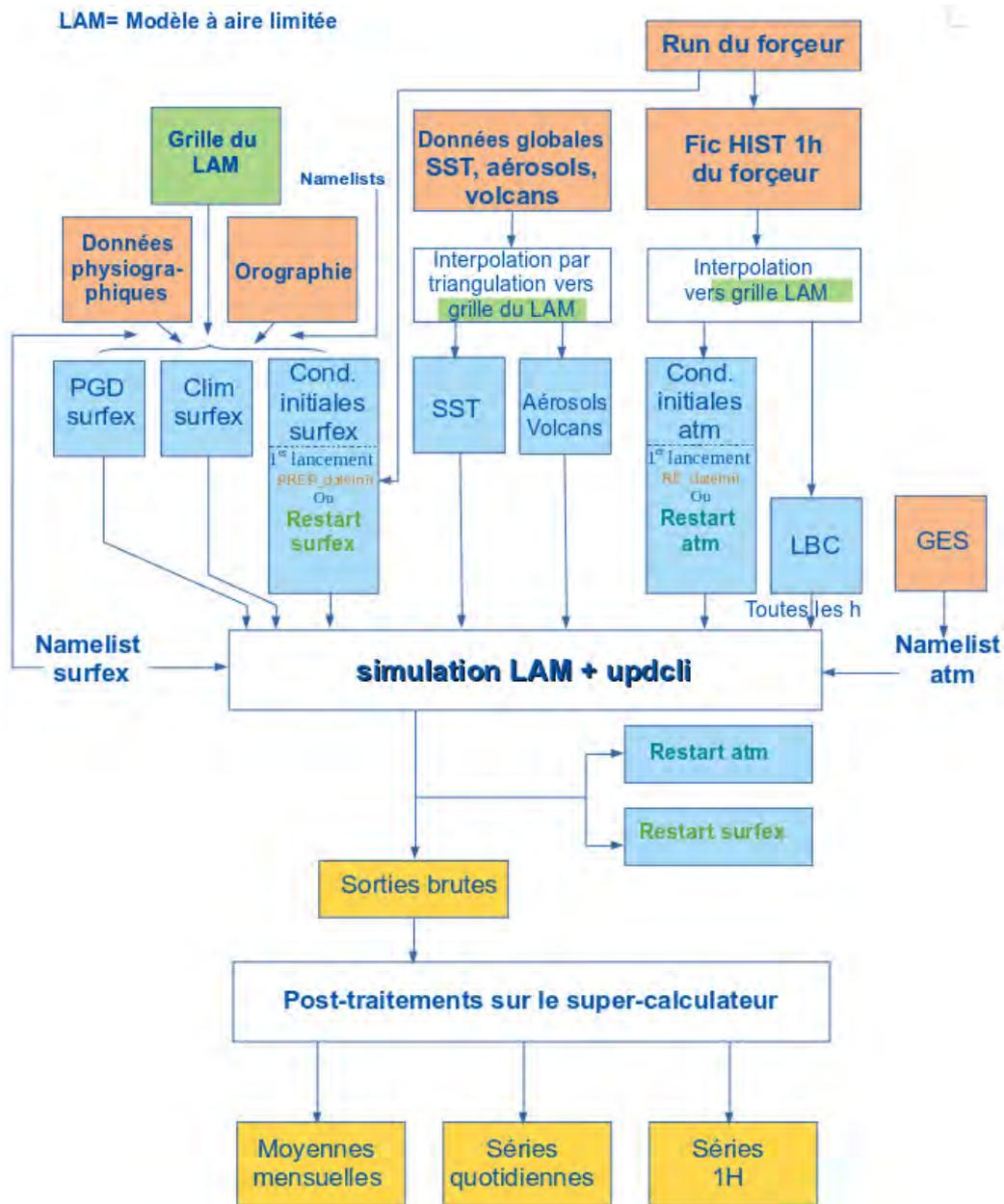


FIGURE A.1 – Schéma de principe d'une simulation climatique avec un LAM tels que ALADIN et AROME.

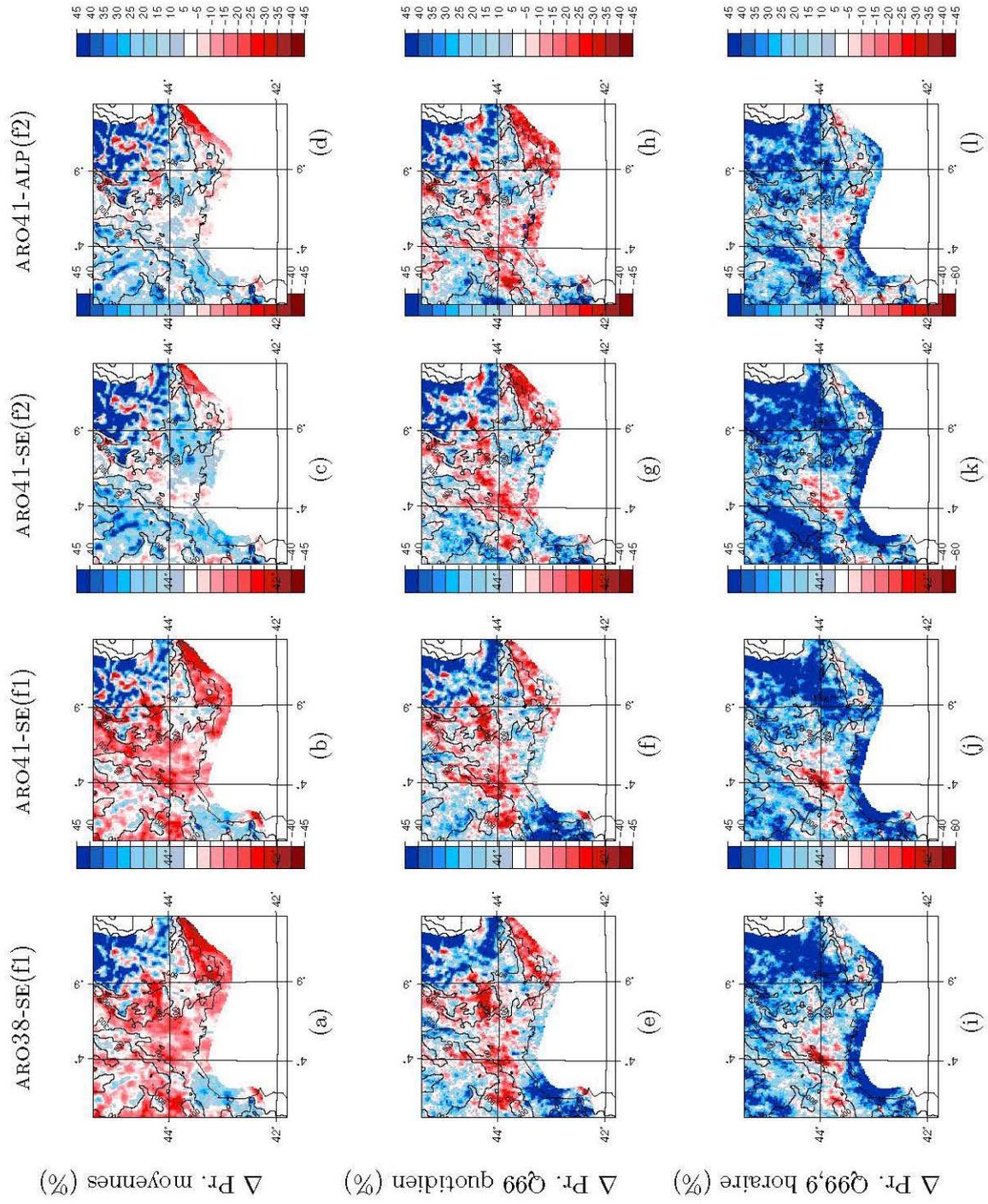


FIGURE A.2 – Cartes de différences de précipitations (%) pour les simulations ARO38-SE(f1), ARO41-SE(f1), ARO41-SE(f2) et ARO41-ALP(f2) par rapport aux observations COMEPHORE pour les précipitations moyennes quotidiennes (a,b,c et d), les quantiles 99 journaliers (e,f,g et h) et les quantiles 99,9 horaires (i,j,k et l) pendant la période SOND.

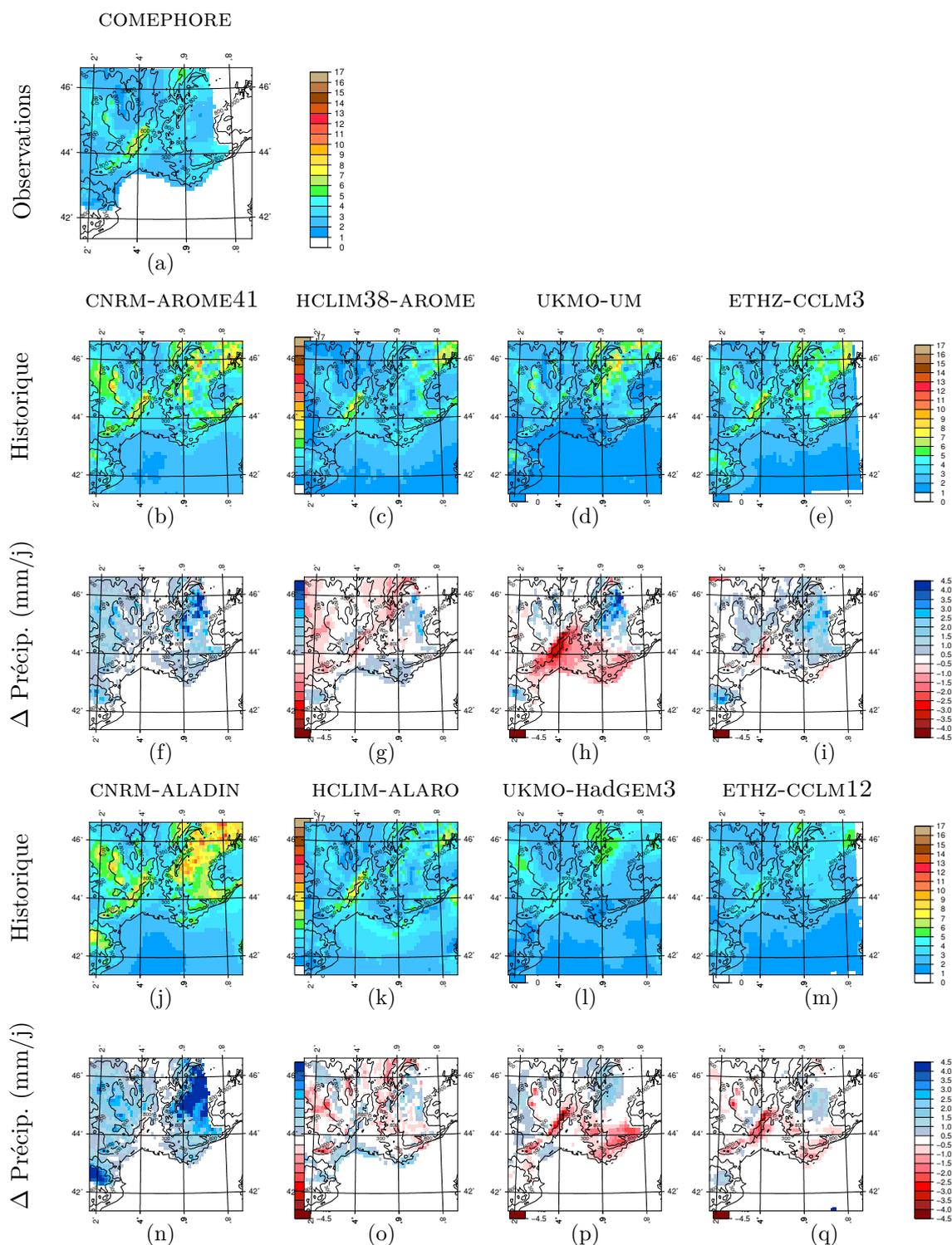


FIGURE A.3 – Cartes des moyennes de précipitations quotidiennes pour 10 automnes étendus (SOND) dans le Sud-Est de la France pour les simulations climatiques issues des quatre couples de modèles sur la grille commune à 12km de résolution horizontale. La première ligne présente les moyennes de précipitations observées (mm/j) avec COMEPHORE à 12km de résolution. La seconde ligne correspond aux moyennes de précipitations quotidiennes (mm/j) pour les quatre CPRCMs tandis que la troisième ligne présente les cartes de différences relatives de précipitations (%) entre ces modèles et les observations COMEPHORE. De même pour la quatrième et cinquième ligne avec les modèles intermédiaires.

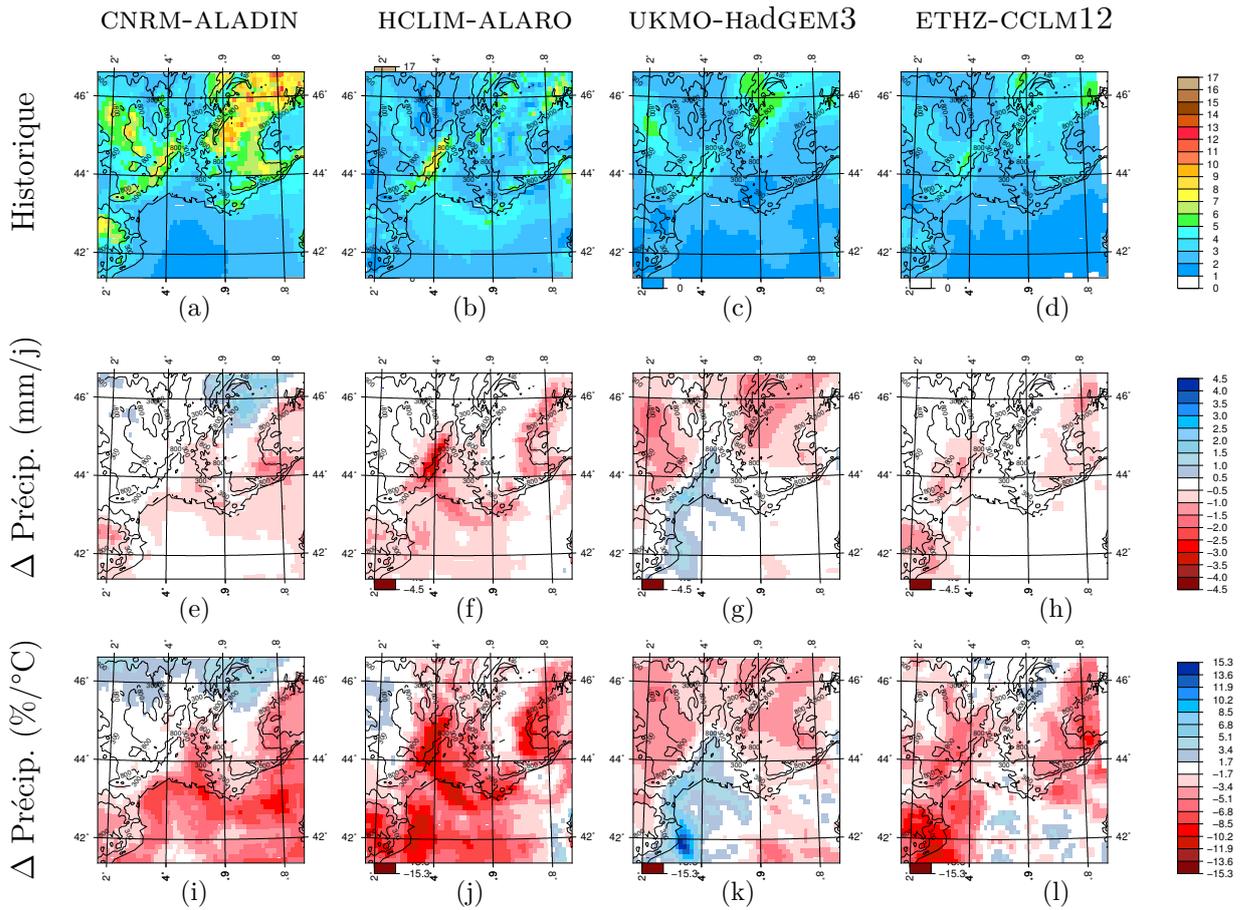


FIGURE A.4 – Moyennes de précipitations quotidiennes pour 10 automnes étendus (SOND) dans le Sud-Est de la France pour les simulations climatiques issues des quatre RCMS interpolées sur la grille commune à 12,5 km de résolution horizontale. La première ligne correspond aux précipitations moyennes quotidiennes (mm/j) pour les simulations historiques la seconde correspond aux cartes de différences relatives par rapport aux observations la troisième ligne correspond au pourcentage de changement des moyennes des précipitations par degré de réchauffement (%).

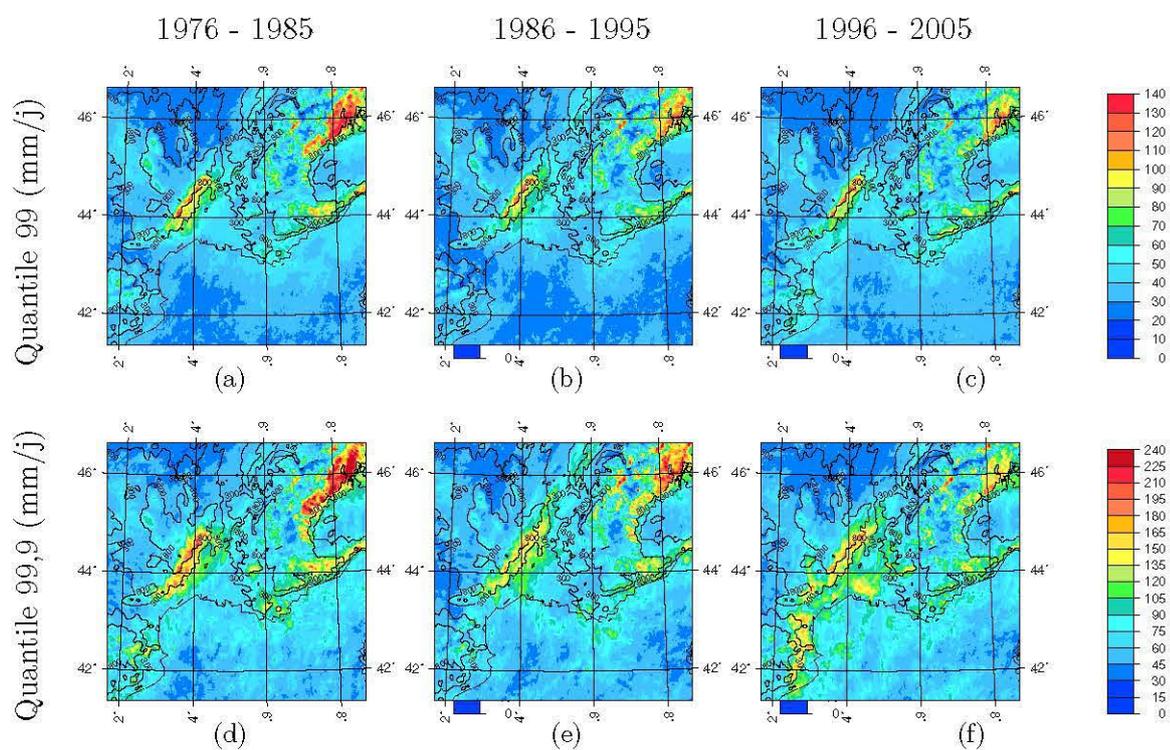


FIGURE A.5 – Cartes des quantiles 99 et 99,9 quotidien pour les trois périodes historiques simulées par CNRM-AROME41 (1976-1985, 1986-1995 et 1996-2005). La figure f montre l'influence du cas extrême qui touche le Roussillon en automne 2002. Pour le quantile la région des Cévennes.

2819 **B**

2820 **Contribution à un article**

2821 En parallèle de mon travail de thèse, j'ai participé à l'étude de Coppola et al (2019) en
2822 réalisant les 3 études de cas avec la nouvelle version de CNRM-AROME sur le domaine FIPS.
2823 Cette étude est la première publication du FPS-convection.

2824 **B.1 Résumé de l'article : Un ensemble multi-modèles** 2825 **à convection profonde explicite permettant d'étu-** 2826 **dier les phénomènes convectifs sur l'Europe et la** 2827 **Méditerranée.**

2828 Le CORDEX FPS-CONVECTION vise à réaliser des expériences climatiques permettant
2829 d'étudier les processus convectifs actuels et futurs et les phénomènes extrêmes qui leurs
2830 sont associés en Europe et dans la Méditerranée. Les objectifs et les approches scientifiques
2831 de l'exercice international CORDEX-FPS-convection sont présentés ainsi que certains résul-
2832 tats préliminaires de la phase d'essai du projet. Ces résultats portent sur trois cas d'étude
2833 de précipitations extrêmes pour obtenir un premier aperçu de la performance de l'ensemble
2834 multi-modèles. Les cas d'étude couvrent un événement de précipitations extrêmes estivales
2835 sur l'Autriche, un événement de Foehn automnal sur les Alpes suisses et un épisode mé-
2836 diterranéen automnal bien documenté le long de la côte méditerranéenne. Les cas test ont
2837 été exécutés à la fois en mode "météo" (initialisé juste avant l'événement en question) et
2838 "climat" (initialisé 1 mois avant l'événement). Des ensembles de 18 à 21 membres, repré-
2839 sentant six systèmes de modélisation différents avec différentes options de physique et de
2840 chaîne de modélisation, ont été générés pour les cas d'étude (27 équipes de modélisation
2841 se sont engagées à effectuer les simulations climatiques plus longues).

2842 Les résultats indiquent que, lorsqu'il est exécuté en mode météo, l'ensemble saisit assez
2843 bien les trois événements avec des scores de corrélation spatiale d'ensemble de 0,67, 0,82
2844 et 0,91. Ils suggèrent que plus l'événement est contrôlé par des conditions à grande échelle,
2845 plus l'accord entre les membres de l'ensemble est important. En mode climat, les cas
2846 des Alpes suisses et de l'épisode méditerranéen sont toujours bien représentés (scores de
2847 corrélation d'ensemble de 0,90 et 0,62, respectivement), mais l'écart entre les modèles

2848 augmente. Toutefois, il y a une augmentation beaucoup plus importante des erreurs pour
2849 l'événement autrichien, qui est faiblement forcé par le flux à grande échelle. Bien que le
2850 score de corrélation de l'ensemble soit encore assez élevé (0,80). Les résultats préliminaires
2851 illustrent à la fois les promesses et les défis auxquels fait face la communauté de modélisation
2852 à très haute résolution.

2853 **B.2 Article : A first-of-its-kind multi-model convec-** 2854 **tion permitting ensemble for investigating convec-** 2855 **tive phenomena over europe and the mediterr-** 2856 **nean.**

2857 Coppola E, Sobolowski S, Pichelli E, Raffaele F, Ahrens B, Anders I, Ban N, Bastin S,
2858 Belda M, Belusic D, Caldas-Alvarez A, Cardoso R. M, Davolio S, Dobler A, Fernandez J,
2859 Fita L, **Fumiere Q**, Giorgi F, Goergen K, Güttler I, Halenka T, Heinzeller Z, Hodnebrog
2860 Ø, Jacob D, Kartsios S, Katragkou E, Kendon E, Khodayar S, Kunstmann H, Knist S,
2861 Lavín-Gullón A, Lind P, Lorenz T, Maraun D, Marelle L, Van Meijgaard E, Milovac J,
2862 Myhre G, Panitz H.-J, Piazza M, Raffa M, Raub T, Rockel B, Schär C, Sieck K, Soares
2863 P. M. M, **Somot S**, Srnec L, Stocchi P, Tölle M. H, Truhetz H, Vautard R, de Vries H,
2864 Warrach-Sagi K,(2019) A first-of-its-kind multi-model convection permitting ensemble for
2865 investigating convective phenomena over europe and the mediterranean. Climate Dynamics
2866 pp 1–32



A first-of-its-kind multi-model convection permitting ensemble for investigating convective phenomena over Europe and the Mediterranean

Erika Coppola¹ · Stefan Sobolowski² · E. Pichelli¹ · F. Raffaele¹ · B. Ahrens³ · I. Anders⁴ · N. Ban⁵ · S. Bastin⁶ · M. Belda⁷ · D. Belusic⁸ · A. Caldas-Alvarez⁹ · R. M. Cardoso¹⁰ · S. Davolio¹¹ · A. Dobler¹² · J. Fernandez¹³ · L. Fita¹⁴ · Q. Fumiere¹⁵ · F. Giorgi¹ · K. Goergen^{16,17} · I. Güttler¹⁸ · T. Halenka⁷ · D. Heinzeller^{19,20} · Ø. Hodnebrog²¹ · D. Jacob²² · S. Kartsios²³ · E. Katragkou²³ · E. Kendon²⁴ · S. Khodayar⁹ · H. Kunstmann^{19,25} · S. Knist^{17,26} · A. Lavín-Gullón²⁷ · P. Lind⁸ · T. Lorenz² · D. Maraun²⁸ · L. Marelle²¹ · E. van Meijgaard²⁹ · J. Milovac³⁰ · G. Myhre²¹ · H.-J. Panitz⁹ · M. Piazza²⁸ · M. Raffa³¹ · T. Raub²² · B. Rockel³² · C. Schär⁵ · K. Sieck²² · P. M. M. Soares¹⁰ · S. Somot¹⁵ · L. Srnec¹⁸ · P. Stocchi¹¹ · M. H. Tölle³³ · H. Truhetz²⁸ · R. Vautard⁶ · H. de Vries²⁹ · K. Warrach-Sagi³⁰

Received: 6 December 2017 / Accepted: 29 October 2018
© Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2018

Abstract

A recently launched project under the auspices of the World Climate Research Program's (WCRP) Coordinated Regional Downscaling Experiments Flagship Pilot Studies program (CORDEX-FPS) is presented. This initiative aims to build first-of-its-kind ensemble climate experiments of convection permitting models to investigate present and future convective processes and related extremes over Europe and the Mediterranean. In this manuscript the rationale, scientific aims and approaches are presented along with some preliminary results from the testing phase of the project. Three test cases were selected in order to obtain a first look at the ensemble performance. The test cases covered a summertime extreme precipitation event over Austria, a fall Foehn event over the Swiss Alps and an intensively documented fall event along the Mediterranean coast. The test cases were run in both “weather-like” (WL, initialized just before the event in question) and “climate” (CM, initialized 1 month before the event) modes. Ensembles of 18–21 members, representing six different modeling systems with different physics and modelling chain options, was generated for the test cases (27 modeling teams have committed to perform the longer climate simulations). Results indicate that, when run in WL mode, the ensemble captures all three events quite well with ensemble correlation skill scores of 0.67, 0.82 and 0.91. They suggest that the more the event is driven by large-scale conditions, the closer the agreement between the ensemble members. Even in climate mode the large-scale driven events over the Swiss Alps and the Mediterranean coasts are still captured (ensemble correlation skill scores of 0.90 and 0.62, respectively), but the inter-model spread increases as expected. In the case over Mediterranean the effects of local-scale interactions between flow and orography and land–ocean contrasts are readily apparent. However, there is a much larger, though not surprising, increase in the spread for the Austrian event, which was weakly forced by the large-scale flow. Though the ensemble correlation skill score is still quite high (0.80). The preliminary results illustrate both the promise and the challenges that convection permitting modeling faces and make a strong argument for an ensemble-based approach to investigating high impact convective processes.

Keywords Convection-permitting · Ensemble models · Climate applications

This paper is a contribution to the special issue on Advances in Convection-Permitting Climate Modeling, consisting of papers that focus on the evaluation, climate change assessment, and feedback processes in kilometer-scale simulations and observations. The special issue is coordinated by Christopher L. Castro, Justin R. Minder, and Andreas F. Prein.

Extended author information available on the last page of the article

1 Introduction

Recent years have witnessed an explosive increase in climate simulations being run at convection permitting scales [so-called convection permitting regional climate modelling (CP-RCM)]. The types of models used in these experiments are generally, though not exclusively, limited area models

with grid spacings under 4 km (Prein et al. 2015). Convection, and its related impacts, is of high interest to atmospheric scientists, climate impacts researchers and the public due to the role it plays in driving damaging extreme events such as heavy precipitation, floods, landslides, windstorms (Carvalho et al. 2002; Jakob and Weatherly 2003; Beniston 2006; Ducrocq et al. 2014; Stucki et al. 2015). It is also the dominant type of precipitation in many parts of the world, such as the tropics, and influences the general circulation of the atmosphere through tropospheric mixing and cloud-circulation interactions (e.g., Bony et al. 2015). Unfortunately, parameterization of convection, which is required at the grid spacing of most Global Climate Models (GCMs) and Regional Climate Models (RCMs), contributes to errors in climate simulations (Dirmeyer et al. 2012; Klein et al. 2013). Poor representation of convection and related processes also likely contributes to the uncertain response of the atmospheric circulation to changing greenhouse gas concentrations (Shepherd 2014; Sherwood et al. 2014; Webb et al. 2015). In addition to errors related to convection, along with clouds and circulations associated with it, many other physical parameterization schemes interact with models' convection schemes, raising the potential for consequences in other aspects of a climate simulation (Stevens and Bony 2013). These twin desires, the reduction of model errors associated with parameterized convection and a more detailed representation of present and future regional climate, have strongly motivated the recent increase in modeling activities at convection permitting scales.

There is a rich history in the Numerical Weather Prediction (NWP) and mesoscale meteorology communities of using convection permitting simulations for process and case studies (e.g., Benoit et al. 2002; Milovac et al. 2016; Schwitalla et al. 2017). These researchers have decades of experience running simulations at these resolutions and have shown the added value of resolving convective scale phenomena such as complex interactions with orography (e.g., Grell et al. 2000; Pontoppidan et al. 2017), precipitation intensity (e.g., Ducrocq et al. 2002, 2008; Davis et al. 2006) and severe weather (e.g., Weisman et al. 1997; Mass et al. 2002; Done et al. 2004; Khodayar et al. 2016). Although, it should be noted that some authors advocate for a severe change of data assimilation approaches, physics (e.g., microphysics), parameterizations and numerical methods to be used at convection resolving scales (Yano et al. 2015, 2017). Until recently there has not been as much attention to longer and scenario-based experiments (Kendon et al. 2012; Fosse et al. 2014; Prein et al. 2015). Further, climate change detection and attribution studies at convection permitting scales have only just begun. This has been due mainly to computational limitations and costs. With recent advances in processing speed and efficiency, research teams with an eye towards improving our understanding of processes driving

societally relevant climate impacts, have begun developing and running CP-RCMs at climate time scales.

A number of decade-long simulations have been completed in recent years with impressive results (Kendon et al. 2012; Warrach-Sagi et al. 2013; Fosse et al. 2014; Ban et al. 2014; Brisson et al. 2016; Déqué et al. 2016; Tölle et al. 2017). The benefits of running climate simulations (~10 years or more) at convection permitting grid spacings are far reaching. Among the improvements, compared to coarser resolution simulations, are a more accurate representation of diurnal cycles, hourly precipitation intensities, local-regional circulations, seasonal average precipitation, convective downdrafts, and the representation of cold pools (Prein et al. 2013a; Ban et al. 2014; Fosse et al. 2014; Kendon et al. 2012, 2014; Rasmussen et al. 2014; Brisson et al. 2016; Déqué et al. 2016; Fumière et al., this issue). In addition to the direct effects of resolving convective processes,—there are additional benefits through e.g., more accurate representation of interactions with complex topography, urban effects, land-ocean contrasts and land surface heterogeneities, which play a key role in forcing or triggering convection (Prein et al. 2013b). Convection-permitting climate simulations also allow the study of complex and fine scale aerosol-cloud-precipitation interactions as shown in Heinzeller et al. (2016). Finally, there are indications that CP-RCM simulations have positive indirect effects on the representation of regional climate through various feedback mechanisms such as soil moisture—precipitation (Hohenegger et al. 2009) and soil moisture/vegetation—temperature (Tölle et al. 2014) and urban effects (Argüeso et al. 2014). For example, there is indication for reduced mid-Europe summer warming (in its mean and extremes) in CP-RCM simulations (Tölle et al. 2017). There is also evidence that explicitly representing deep convection qualitatively modifies the response of summertime convective extremes to climatic changes (Kendon et al. 2014; Meredith et al. 2015; Giorgi et al. 2016; Tölle et al. 2017). For a comprehensive review see Prein et al. (2015).

However, there are limitations to CP-RCM. At these scales, shallow convection is not explicitly resolved (e.g. Soares et al. 2004; Khairoutdinov and Randall 2006; Siebesma et al. 2007) and is crucial in providing moisture and energy from the planetary boundary layer to the free atmosphere, which sustains the development of deep convection (e.g. Holloway and Neelin 2009). On one hand, summertime convective systems over land are strongly determined by the transition from shallow to deep convection (Teixeira et al. 2008; Wu 2009), and on the other hand, shallow convection is directly linked to tropical deep convection and other atmospheric phenomena like the Madden-Julian oscillation (Teixeira et al. 2011; Chen et al. 2016). Consequently, CP-RCM results are highly model-dependent. This poses problems not only for developing

a stronger process-based understanding of the present climate²⁸⁶⁰ but also for assessing robustness in future change signals. Also, single model experiments are not particularly robust and do not sample the range of natural variability (e.g., Tebaldi and Knutti 2007; Deser et al. 2012). Up to now assessments of uncertainties in future projections at km-scales have not been possible due to the prevalence of single model, single realization experiments. This issue related to internal variability is moreover exacerbated at finer spatial scales where local interactions play a more prominent role (Hawkins and Sutton 2009; Deser et al. 2014). Therefore, ensemble based approaches will be needed in order to investigate convective extremes and related uncertainties in a climate change context. Further to this point, “coordinated modeling programs are crucially needed to advance parameterizations of unresolved physics and to assess the full potential of CPMs” (Prein et al. 2015).

The confluence of activities around CP-RCM at climate scales, recent field campaigns covering heavy precipitation and associated extreme events, and computational advancements, suggest that the time is right for coordinated multi-model ensemble CP-RCM experiments. In early 2016 a consortium of modeling groups from the Med-CORDEX and Euro-CORDEX initiatives submitted an application for a targeted Flagship Pilot Study (FPS, Gutowski et al. 2016) to the WCRP CORDEX (Coordinated Regional Downscaling Experiment, Giorgi et al. 2009) program (<http://cordex.org/experiment-guidelines/flagship-pilot-studies/>). The aim is to develop a set of first-of-their-kind, multi-model ensemble experiments at CP-RCM scales over Euro-Mediterranean region.

However, the project is much more than a set of multi-model ensemble experiments. We aim to answer questions related to drivers of convective extremes across scales, event attribution under changing climate conditions and more (see Scientific Aims below). For example, even at convection permitting scales turbulence and other fine scale processes are not resolved and model errors will still exist. Also, computational costs limit the length of simulations which limits their utility in assessing uncertainty and trends. In this case, combined dynamical-statistical approaches and process-informed bias correction may be of use (see, Maraun et al. 2017). As mentioned previously, event detection and attribution is also just beginning and this task likely requires a more nuanced approach to interpreting projections. One promising avenue that the project will pursue is the construction of so-called “storylines” (e.g., Meredith et al. 2015; Shepherd 2014). Storylines’ may be thought of as an alternative way to interpret large multi-model ensembles, where regional impacts are assessed over, for example, a range plausible scenarios of atmospheric circulation change (as an example see, Zappa and Shepherd 2017).

The FPS was awarded in spring 2016. The first annual meeting was held in November of 2016 at the Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics in Trieste, Italy. Work began on finalizing scientific aims, developing an experimental protocol and selecting representative test cases to be examined prior to launching into expensive decade-long simulations. The primary objectives of the present manuscript are to (1) introduce the project, (2) describe its scientific goals and approaches and (3) show some preliminary results, which illustrate both the promise and peril of CP-RCM in a multi-model ensemble context.

The next section provides background information on the FPS (motivation, aims, timeline), followed by sections detailing methods and presenting preliminary results. The paper finishes with a discussion of the way forward and an invitation for contributions to the broader CP-RCM community.

2 FPS description

2.1 Motivation

Much of the motivation for the project is provided in the previous section. In short: Climate change can alter the character of convection, making extreme precipitation more extreme, and also potentially modify large-scale conditions (atmospheric circulation and stratification) that favor convection. This can then induce changes in, e.g., return periods of precipitation extremes, spatial and temporal distribution of events, the effects of convection-induced feedback processes.

The study of convective events and their evolution under human-induced climate change is therefore of particular importance, and it is also timely not least due to the following:

- Large field campaigns dedicated to the study of heavy precipitation events such as HyMeX (Ducrocq et al. 2014), and gridded high-resolution precipitation datasets (typically hourly, kilometer scale), often merging station and radar data (Wüest et al. 2010; Tabary et al. 2012; Delrieu et al. 2014) now provide a wealth of observations;
- Computer capacity and model development now allow limited-area convection-permitting climate simulations at longer time-scales (Kendon et al. 2012, 2014; Ban et al. 2014, 2015), enabling a leap in climate modeling capacity;
- Homogeneous observation data sets collected over the years can unveil emerging trend signals in most extreme precipitation events, particularly at sub-daily time scales (Westra et al. 2014), in Mediterranean coastal areas (Vau-

tard et al. 2015) and in Alpine mountain ranges (Scherrer et al. 2016)

- Several issues linked to detection, attribution and downscaling of the very localized consequences of extreme convective events can now benefit from recent progress in advanced statistical methods combined with advances in dynamical modeling (Beaulant et al. 2011).

Convective extreme events are also a priority under the WCRP Grand Challenge on *weather and climate extremes*, because they carry both society-relevant and scientific challenges that can be tackled in the coming years.

The proposed work in the Convection FPS also reflects a number of criteria identified by the CORDEX-FPS Scientific Advisory Team (SAT) such as: (1) run RCMs at a broad range of resolutions, down to convection-permitting; (2) promote side-by-side experimental design and evaluations of both statistical and dynamical downscaling techniques at scales more typical of vulnerability-impacts-assessment applications; (3) design targeted experiments aimed at investigating specific regional processes and circulations; (4) investigate the importance of regional scale forcings; (5) compile and use high quality, high resolution (both spatial and temporal), multi-variable observation datasets for model validation and analysis of processes.

The makeup of the consortium is diverse, both institutionally and with respect to expertise (Table 1). Though many participants come from climate background, others bring significant NWP experience to the challenge. The FPS mobilizes the Euro-CORDEX and Med-CORDEX communities but is also open to new partners who bring fresh perspectives and expertise.

2.2 Scientific questions

The project was conceived with three general and open-ended scientific questions to allow some flexibility in the analyses while also providing sufficient structure to keep the consortium working towards some common goals. The general aims and specific challenges/questions can be summarized as:

1. How do convective events and associated damaging phenomena (heavy precipitation, wind storms, flash-floods) respond to changing climate conditions in different climatic regions of Europe?
 - Identify trends in intensity, scale and duration in past observations, in underlying processes, and understand how these are simulated by convection permitting RCMs;
 - Explain major events in the context of climate change, via “storylines” of individual events under different climatic conditions, but conditional on a fixed state of the large-scale atmospheric circulation (e.g., Meredith et al. 2015; Shepherd 2014) in addition to a more robust assessment of uncertainties using an ensemble-based approach;
 - Investigate life cycles of convective phenomena and related processes in the context of a changing climate;
 - Identify the added-value of convection-permitting models in simulating such trends with respect to standard resolution regional climate models, including the investigation of relevant underlying processes;
 - Include additional processes/phenomena such as high altitude snow and related hydro climatic impacts, mesoscale processes such as low-level wind convergence, orographic interactions, land-atmosphere interactions and hydrological impacts;
 - Identify the added value of CP-RCM scenario simulation;
2. Does an improved representation of convective processes and precipitation at convection permitting scales lead to upscaled added value?
 - How improved are CP-RCM aggregated precipitation statistics compared to lower-resolution models up to the resolution of GCMs?
 - Do CP-RCMs and parameterized models have the same temperature-precipitation intensity relation (as formulated in Lenderink and van Meijgaard 2008)?
 - Can CP-RCMs serve as reference to improve convection parameterizations, from shallow to deep?
 - Are there differences in the representation of key feedback processes between parameterized and explicit convection (e.g. Hohenegger et al. 2009)?
 - Are there improvements in the aggregate statistics of other near-surface variables such as temperature and wind?
3. Is it possible to augment costly convection-permitting experiments with physically defensible statistical downscaling approaches such as “convection emulators” that mimic CP-RCMs and are fed by output of conventional-scale RCMs?

Table 1 List of contributors

Contributor's ID	Contact person	Model	Institute	Testcases	Climate scenario simulation	Nudging inner/outer domain	Resolution of intermediate nest
1	RegCM4- ICTP Erika Coppola	RegCM4	Abdus Salam Internatinal Centre for Theoretical Physics-Earth System Physics	✓	✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
2	RegCM4-DHMZ Ivan Güttler	RegCM4	Croatian Meteorological and Hydrological Service	✓	✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
3	RegCM4-CUNI Michal Belda	RegCM4	Univerzita Karlova, Matematicko-fyzikální fakulta, Praha	✓	✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
4	CCLM-JLU Merja Toelle	CCLM5-0-9	Justus-Liebig University of Giessen, Department of Geography, Climatology, Climate Dynamics and Climate Change	✓	✓	No/No	No NEST, direct from 0.75 ERAINT
5	CCLM-KIT Hans-Juergen Panitz	CCLM5-0-9	Karlsruhe Institute of Technology	✓	✓	No/No	0.22 Euro-Cordex domain
6	CCLM-WEGC Marie Piazza	CCLM5-0-9	Wegener Center for Climate and Global Change, University of Graz	✓	✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
7	COSMO-KIT Samiro Khodayar	CCLM5-0-9	Karlsruhe Institute of Technology	✓		No/No	0.11 Euro-Cordex domain
8	COSMO-CMCC Mario Raffa	CCLM5-0-9	Euro-Mediterranean Center on Climate Change	✓	✓	No/No	0.22 Euro-Cordex domain
9	CCLM-ZAMG Ivonne Anders	CCLM5-0-9	Central Institute for Meteorology and Geodynamics, ZAMG		✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
10	CCLM-GUF Bodo Ahrens	CCLM	Goethe University Frankfurt am Main		✓	No/No	0.11 Euro-Cordex Domain
11	CCLM-ETH Nikolina Ban	CCLM	Institut für Atmosphäre und Klima, ETH Zürich		✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
12	WRF-UHOH Josipa Milovac	WRF	University of Hohenheim, Germany	✓	✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain

Table 1 (continued)

	Contributor's ID	Contact person	Model	Institute	Testcases	Climate scenario simulation	Nudging inner/outer domain	Resolution of intermediate nest
13	WRF-WEGC	Heimo Truhetz	WRF	Wegener Center for Climate and Global Change, University of Graz	✓	✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
14	WRF-AUTH-MC	Eleni Katragkou	WRF	Aristotle University of Thessaloniki, Department of Meteorology & Climatology	✓	✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
15	WRF-FZJ-IBG3	Klaus Goergen	WRF	Research Centre Jülich, Institute of Bio- and Geosciences (Agrosphere, IBG-3)	✓	✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
16	WRF-IPSL	Lluís Fita Borrell	WRF	The Institute Pierre Simon Laplace, Paris	✓	✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
17	WRF-BCCR	Stefan Sobolowski	WRF	Bjerknes Centre for Climate Research	✓	✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
18	WRF-UNICAN	Jesus Fernandez	WRF	Santander Meteorology Group, Universidad de Cantabria, Dept. Applied Mathematics and Comp. Sci.	✓	✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
19	WRF-IDL	Rita Margarida Cardoso	WRF	Instituto Dom Luiz, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa	✓	✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
20	WRF-CICERO	Louis Marelle	WRF	Center for International Climate and Environmental Research - Oslo	✓	✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
21	WRF-L-IPSL	Robert Vautard	WRF	The Institute Pierre Simon Laplace, Paris		✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
22	WRF-GIUB	Andrey Martynov	WRF	Institute of Geography and Oeschger Centre University of Bern Bern, Switzerland		✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
23	WRF-NOA	Theodore M. Giannaros	WRF	National Observatory of Athens, Institute for Environmental Research and Sustainable Development		✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain

Table 1 (continued)

Contributor's ID	Contact person	Model	Institute	Testcases	Climate scenario simulation	Nudging inner/outer domain	Resolution of intermediate nest
24	REMO-GERICS Kevin Sieck	REMO2017	Climate Service Center Germany	✓	✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
25	HCLIM-KNMI Hylke de Vries	HCLIM38-AROME	The Royal Netherlands Meteorological Institute	✓	✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
26	HCLIM-METNo Andreas Dobler	HCLIM38-AROME	The Norwegian Meteorological Institute	✓	✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
27	HCLIM-SMHI Danijel Belusic	HCLIM38-AROME	Swedish Meteorological and Hydrological Institute	✓	✓	No/No	0.11 Euro-Cordex domain
28	AROME-CNRM Samuel Somot	AROME41t1	CNRM-MeteoFrance	✓	✓	No/Yes	0.11 Med-Cordex domain
29	MOLOCH-CNR Silvio Davolio	MOLOCH	Institute of Atmospheric Sciences and Climate, ISAC-CNR	✓		No/No	0.11 Euro-Cordex domain
30	UM10.1-MOHC Lizzie Kendon	UM10.1	Met Office Hadley Centre		✓	No/No	No NEST, direct from 0.75 ERAINT

- Can the variability of local-scale convective precipitation be sensibly predicted by statistically downscaling 0.11° area-averages of variables that are typically provided by RCMs?
- Can the corresponding response to climate change be sensibly predicted by corresponding 0.11° resolution RCM predictors?
- Can statistical methods be advanced to include temporal discretization that elucidates sub-daily rainfall;
- Can these approaches be expanded to include temperature and wind?

2.3 Expected impact

- Improved understanding of mechanisms and factors that influence location, intensity, frequency and extent of convective precipitation events under changing climate conditions;
- Better constrained estimates of future changes in convective extremes and associated processes, phenomena and feedbacks across Euro-Mediterranean regions;
- Bridge the spatial scale gap between regional climate models and impact models (hydrological models, ecosystem models, etc.)

- Provide added value for the decision-making process through analysis of risks and opportunities associated with changes in extreme convective events.

2.4 Timeline/experiment protocol

2.4.1 2017: first set of simulations

RCM simulations will be run at convection-permitting resolutions for selected test periods

- Mandatory domain centered on the Alpine chain (1°–17° longitude East, 40°–50° latitude North) (Fig. 1);
- Individual model sub-groups coordinate multi-physics options internally and conduct short tests;
- Perform test case study experiments with model systems run in weather like (WL) and climate mode (CM), see Methods for more details.
- Finalize the definition of the other FPS domains.

2.4.2 2018: begin ERA-Interim evaluation simulations

- Perform simulations that will systematically assess the ability of the CP-RCMs to represent the present climate period chosen to overlap with recent high resolution

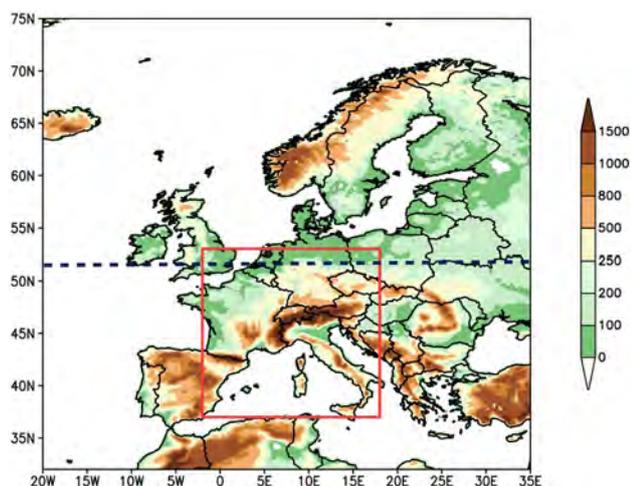


Fig. 1 Euro-CORDEX domain at 0.11° resolution with highlighted red box for FPS mandatory domain. The blue dashed line represents the Northern boundary of the Med-CORDEX domain

observation campaigns: 2000–2014 (minimum 10 years), ERA-Interim.

- Develop a statistical convection model that will be employed to identify mechanisms of long-term changes in convective precipitation and serve to evaluate the representation of underlying processes, assess added value and emulate convective precipitation.

2.4.3 2019–2021: third set of simulations, event interpretation, detailed analyses and intercomparisons

- Scenario simulations (10 year time slices of selected CMIP5 GCM projections, CMIP6 if available; periods: 1996–2005, 2041–50, 2090–99 (HIST and RCP8.5))
- Additional simulations focusing on extreme events under present and future conditions for the purpose of event interpretation;
- open access to the CP-RCM output data through the ESGF
- Link to the impact community: Impact models forced by CP-RCM output for past and future climate periods, and compared with recent databases (Llasat et al. 2013).

3 Methods

An ensemble of CP-RCMs has been created with each model coming from one of the European RCM groups. The models and institutes participating to the FPS effort are reported in Table 1, and more contributors are foreseen in the near future. All these models will produce the set of experiments mentioned above and for the purpose of this paper

a set of test case simulations have been completed with the main purpose of testing this nascent multi-model ensemble (MME). The purpose of this initial set of experiments is to:

- reproduce convection explicitly at convection permitting scales (many models never carried out such an exercise before) and assess the model performance in such experiments;
- assess what can be expected from climate-type simulations with CP-RCMs with respect to heavy precipitation (HP) events;
- set up a test platform for new models entering the project.

For this particular exercise three case studies have been identified in what we defined as two modes:

1. The weather like initialization (WL).
2. The climate mode initialization (CM).

For each case study ERA-Interim is used to provide boundary conditions (Dee et al. 2011).

At present there are 27 total contributors to the FPS with 23 making contributions to the case studies (Table 1). Due to computational constraints not all contributors were able to simulate all three cases. Therefore, the analyzed ensemble size is 21 for cases 1, 2 and 18 for case 3 (18 contributors simulated all 3 test cases, 2 contributors only simulated case 2, 2 contributors only simulated case 1, and 1 contributor only simulated cases 1 and 2).

20 of the 23 contributors who simulated the case studies used the same nesting strategy, which was to nest (one-way) the convection permitting domain within a 0.11° pan-European domain with ERA-Interim driving the LBCs (see Table 1). This nesting procedure has been performed for each of the modes (WL and CM) separately and exactly for the respective simulation period, leading to different LBCs for CM respectively WL modes. However, teams were also allowed freedom to pursue alternative nesting strategies, which could be used as departure points for investigating the possibility for direct downscaling from e.g., ERA-Interim scales to convection permitting scales and the effects of internal variability developing in the intermediate domain. A few of the CCLM teams chose these different strategies, which clearly impacted the results in interesting ways. One contributor (CCLM-5-0-9-JLU) directly downscaled from ERA-Interim to ~ 3 km for both simulations. Two others (CCLM-5-0-9-KIT and COSMO-CMCC) first downscaled ERA-Interim to an intermediate pan-European domain (0.22°) for a long-term (> 15 years) and then used output from this for the convection permitting simulations after the fact. These two approaches have the same net effect, which is to impose identical lateral atmospheric boundary forcing for both the WL and CM simulations. This tightly constrains

the forcing at the lateral boundaries and should, in principle, limit the development of internal variability.

For each contribution WL and CM simulations follow the same nesting procedure, however the WL experiments are initialized 24–48 h before the HP event while the CM ones are initialized 1 month before the event. The acronyms of the three case studies and the initialization procedures are reported in Table 2 for both the WL and CM cases. This is not meant to be a repetition of similar exercises carried out by the the NWP community (though in this instance the ensemble is much larger than any previously aggregated). It is rather intended as a first check of the ensemble and the individual models (especially new ones) before the consortium launches into the planned long-term climate simulations. It is worth noting that only a preliminary diagnostic analysis of the ensemble model performance is presented here, and a full-fledged, detailed, evaluation of the results is out of the scope, (which is presented in other papers of the special issue). The intention of this paper is primarily to introduce the FPS, and to detail the approach, focusing on challenges and potential.

Observational data for the three test cases are obtained from a variety of sources. Unlike analyses at coarser resolution, long, 3D, gridded, high spatial and temporal resolution datasets do not exist. Although efforts to create extended high resolution 2D reanalyses have begun (Landelius et al. 2016). As a result analyses at convection permitting scales currently must rely on spatially limited, in-situ datasets. For the three test cases presented in this manuscript we employed observational data from the following sources: (1) HyMeX-IOP16 (Intense Observation Period) precipitation data from Meteo France; (2) WegenerNet data from The Wegener Centre at the University of Graz, Austria; (3) MeteoGroup Switzerland.

3.1 Preliminary results

For each of the three test case studies and for both experiment configurations, the analysis focuses here on the total

accumulated precipitation for the whole domain during the event as defined in Table 2 and on the time series of hourly and 12 h accumulated precipitation in the region of maximum precipitation as indicated by observations.

3.1.1 Case 1

The first case (Case 1), referred to as HyMeX-IOP16 in Table 2, is a HP event occurred during the HyMeX measurement campaign in September–November 2012 (Ducrocq et al. 2014). The event is documented in detail by Duffourg et al. (2016) and Martinet et al. (2017), and it consists of slow propagating mesoscale convective systems (MCSs) associated with the evolution of a trough interacting with an upper-level low centered over the Iberian Peninsula which induced warm, moist and unstable southerly flow in the lower troposphere over the western Mediterranean. The interaction of the upper-level forcing with the warm low-level air mass increased instability and induced the deepening of a depression over the Gulf of Lion, favoring in turn the formation of MCSs that affected Southern France and Northern Italy between 25 and 27 Oct, 2012. According to the station observations collected during the field campaign (Ducrocq et al. 2014, <http://hoc.sedoo.fr> for HyMeX database) three regions were mainly affected by heavy precipitation. Two areas were in Southern France—referred to as CV1 and CV2 and indicating, respectively, the western and eastern parts of the Cévennes-Vivarais (CV) observation site during the HyMeX campaign (see Fig. 1 in Ducrocq et al. 2014). The third affected area was Liguria-Tuscany one (LT, Fig. 1 in Ducrocq et al. 2014). These three regions are highlighted in Fig. 2a with red, green and blue squares; here the observed total accumulated precipitation maxima were, respectively, around 170, 140, and 250 mm. The same figure shows the ensemble average of the WL and CM experiments in panels b and c, respectively, along with all the individual ensemble members (WL/CM in the left/right columns).

As a general comment, we can observe how the locations of the three maxima are generally well captured by the WL

Table 2 List of acronyms of the three test cases and initialization procedure

Case	Acronym	Initialization procedure	Analyzed time window
1	HymexIOP16	Starting date (WL): 2012-10-23	23 Oct 2012 00:00
		Ending date (WL): 2012-10-28	–
		Starting date (CM): 2012-10-01	28 Oct 2012 00:00
		Ending date (CM): 2012-11-01	–
2	AUSTRIA	Starting date (WL): 2009-06-20	22 Jun 2009 00:00
		Ending date (WL): 2009-06-27	–
		Starting date (CM): 2009-06-01	25 Jun 2009 00:00
		Ending date (CM): 2009-07-01	–
3	FOEHN	Starting date (WL): 2014-11-02	3 Nov 2014 00:00
		Ending date (WL): 2014-11-07	–
		Starting date (CM): 2014-10-01	7 Nov 2014 00:00
		Ending date (CM): 2014-11-07	–

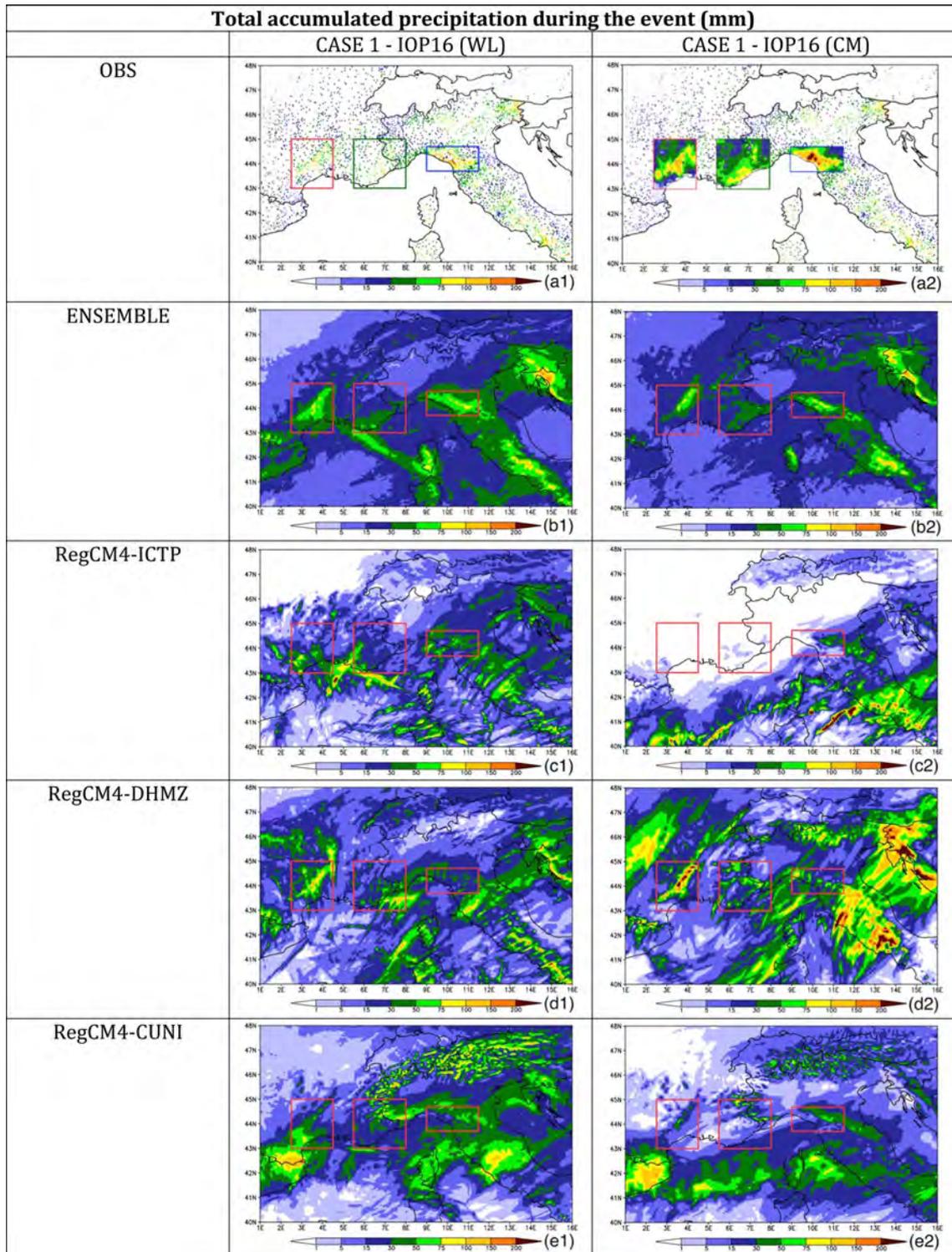


Fig. 2 Case 1—HyMeX-IOP16. Total accumulated precipitation (mm) for observations, multi-model ensemble mean (MMEM) and each ensemble member. Results are shown for the models run in WL

mode (left) and in CM (right). Red, green and blue boxes on panels (a1) and (a2) indicate specific areas of interest. a2 Shows an interpolation of the observed precipitation field

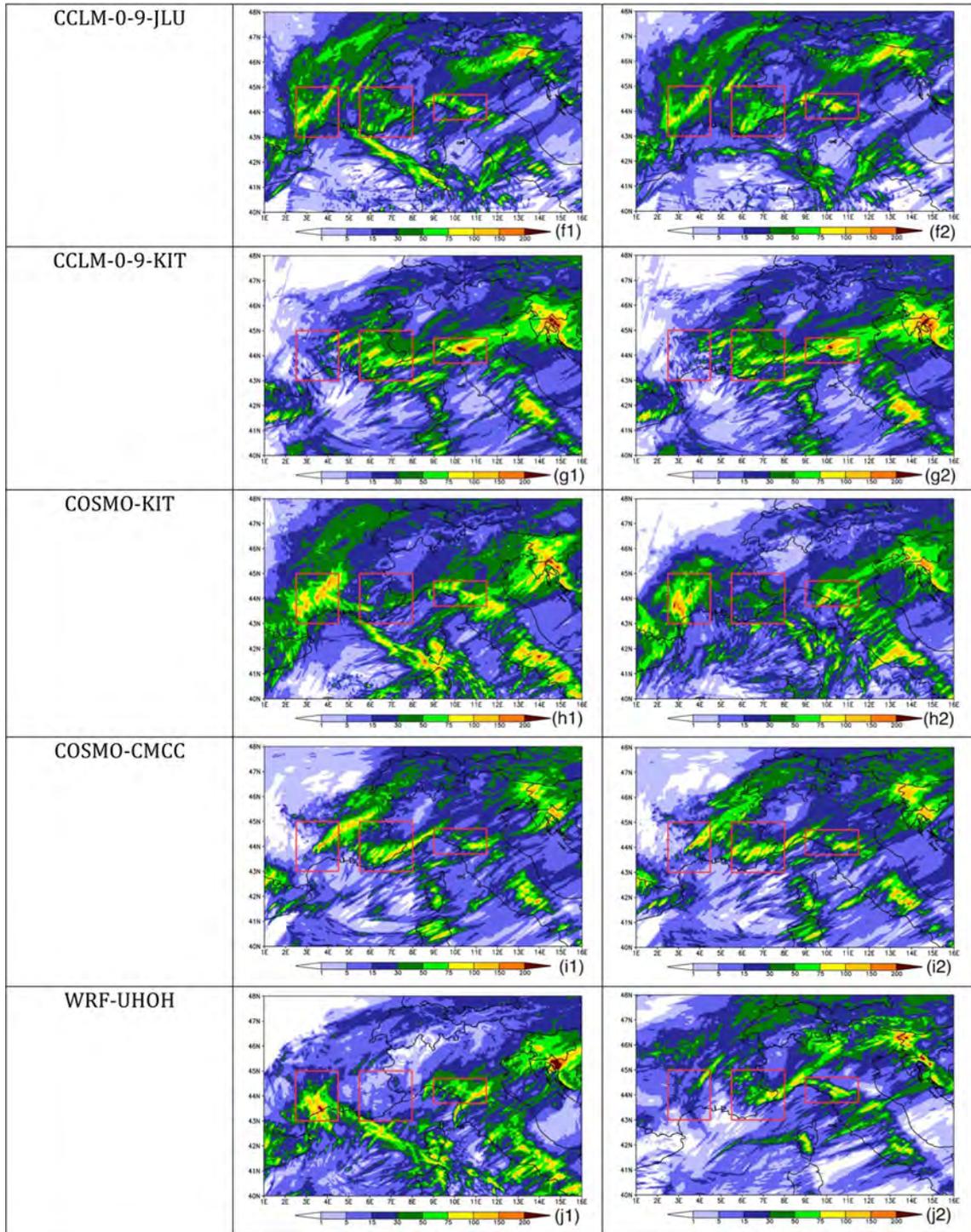


Fig. 2 (continued)

ensemble, although the precipitation intensities are lower than observed. For the CM ensemble, the average location of the three events is still well represented but the underestimation is more pronounced. This ensemble behavior is reflected in the individual realizations, where for each CM simulation the intensity of maximum precipitation is lower

than the corresponding WL one, although some members of the ensemble still show a maximum precipitation higher than observed.

A more quantitative analysis is reported in Table 3, where for each model and for both modes the spatial correlation of the total accumulated precipitation in the 3 boxes is

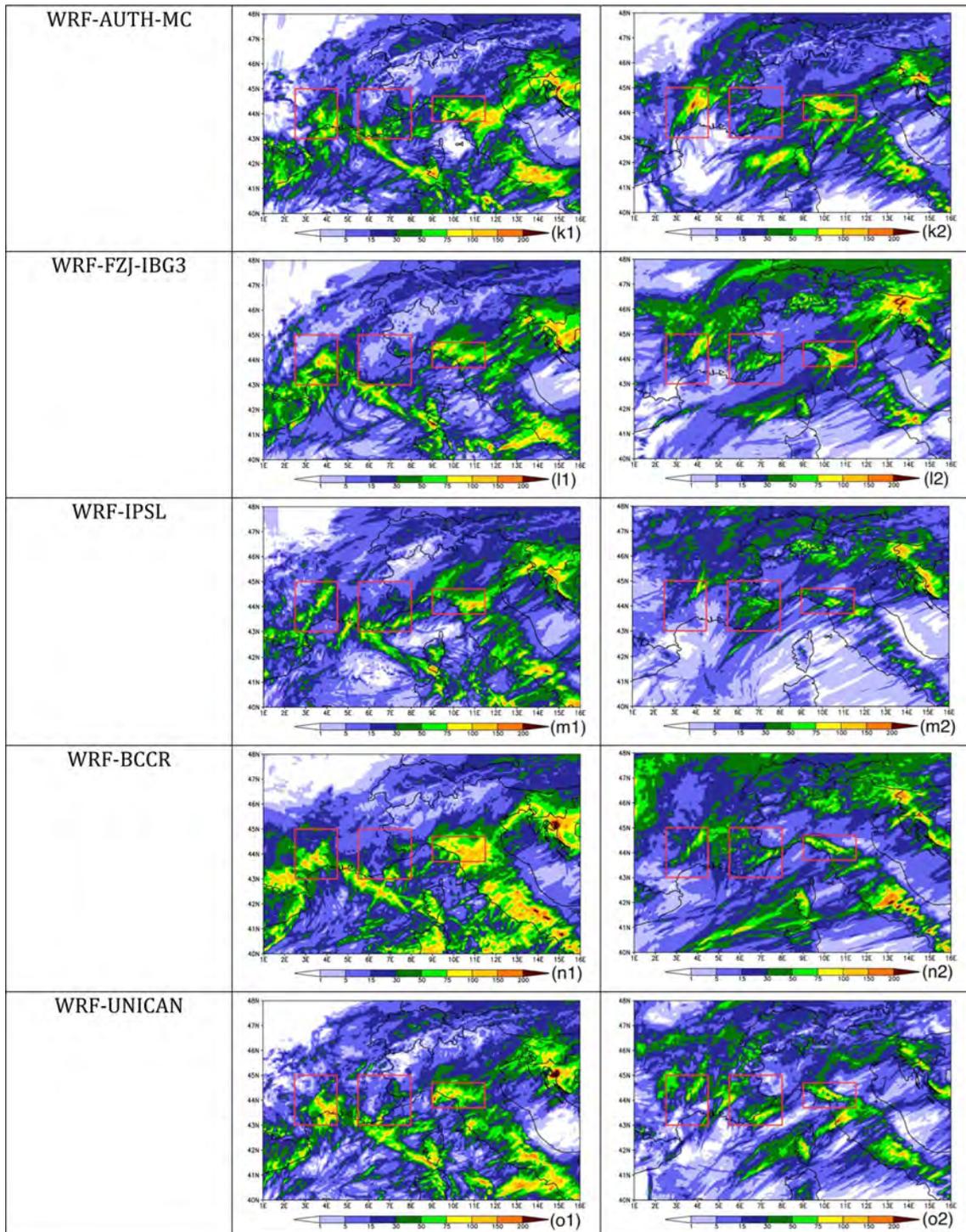


Fig. 2 (continued)

computed between the observed interpolated field (Fig. 2, a2) and the model output. If we consider a threshold of 0.5 for a reasonable correlation score, 60% of the WL simulations in the CV1 regions have a correlation higher than 0.5, 30% in CV2 and 20% in LT regions. For the CM simulation

the percentages drop to 23% and 14% in the first two regions but increase to 57% in the LT regions.

In Fig. 3a, d, and g the spatial correlation of the 12 hourly accumulated precipitation is reported over the duration of the event for each model and for both WL and CM

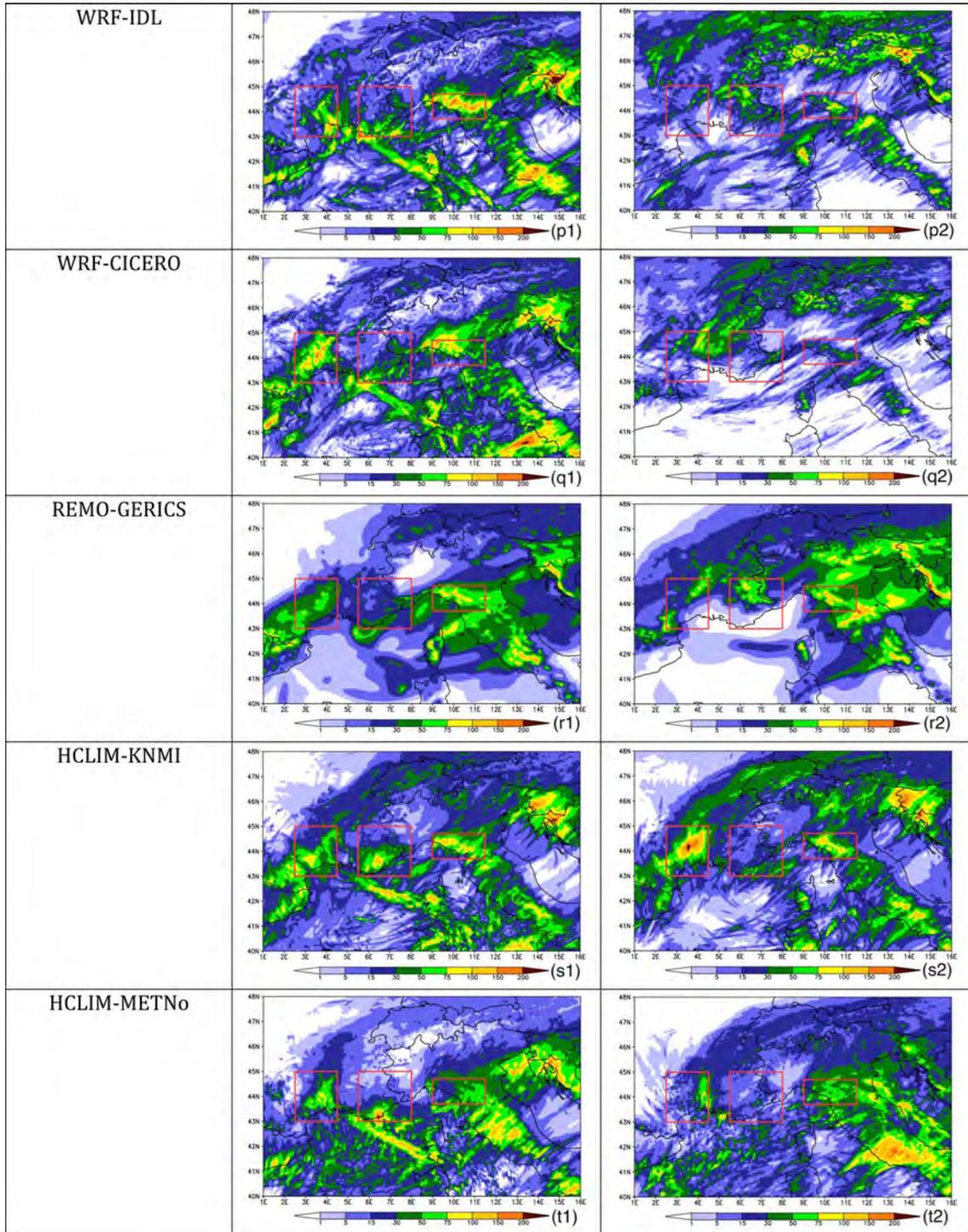


Fig. 2 (continued)

simulations. The value of the observed 12 hourly accumulated precipitation is reported too, as an indication of the time evolution of the event across the 3 regions. For each box the peak model skill is reached near the peak of the event and the percentage of models that are above

0.5 correlation value remains similar to those reported in Table 3 as does the ratio between CM and WL. These indicate that the ability of the models to follow the time evolution of the event is similar in both WL and CM mode.

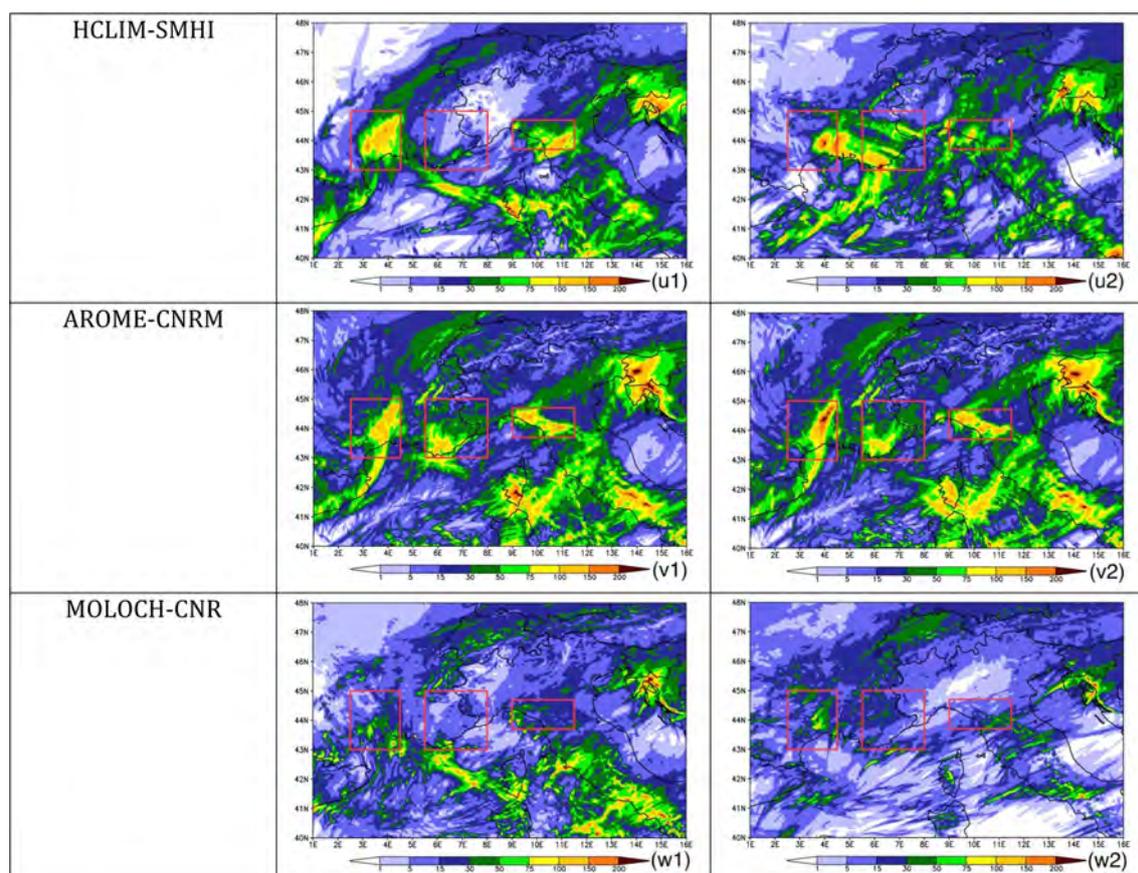


Fig. 2 (continued)

Concerning the timing and intensity of the events in the 3 subregions, the hourly accumulated precipitation averaged over each box is plotted for each WL and CM ensemble member in Fig. 3b, e, and h, along with the observations and the WL and CM ensemble average value in panels c, f and i. For the CV1 and LT regions the WL and CM ensembles behave in the same way, both showing a delay in the onset of the event and an underestimation of the peak intensity. The simulated intensity is higher for the WL than the CM, consistently with what is observed in Fig. 2. For the CV2 region, both the WL and CM ensembles exhibit the same time delay and similar peak precipitation underestimations.

3.1.2 Case 2

Case 2 (called AUSTRIA hereafter) is a convective orographic precipitation event with weak but persistent large-scale driving factors that was induced by the evolution of a shallow trough over the North Atlantic, from 22 to 25 June 2009. A cutoff low was isolated over Southern Europe, thus inducing persistent northeasterly flow over Austria, associated with unstable warm-moist air, impinging on the Alps. This caused extreme rainfall along the northern flanks of

the Alps due to orographic lifting. On June 24, however, the position of the rainfall maximum moved further to the east and south (Burgenland and South-Eastern Styria) because of strong embedded deep-convective cells (Haiden 2009). On June 25, the regionally extended event ended and became more localised and scattered. The overall largest 6-day (22–27 June) rainfall sum was recorded at station Steinholz (lower Austria, located in the northern foothills of the Eastern Alps) with 354 mm and a return period of more than 100 years (Godina and Müller 2009).

In Fig. 4 the same analysis as Fig. 2 is reported but for Case 2 precipitation. The observed precipitation (Fig. 4a) shows a hook-shaped spatial pattern with the highest maxima following the terrain elevation peaks and a secondary maximum in the southeastern part of the domain. The WL ensemble (Fig. 4b1) shows a less pronounced hook shape precipitation, with the first maximum well located but with lower intensity than observed and with the secondary maximum definitely underestimated. These translate in a percentage of 90% of the models that have a spatial correlation pattern of the total accumulated precipitation higher than 0.5 (see Table 4). The CM ensemble (Fig. 4b2) reduces even more this signal up to a 60% underestimation

Table 3 Spatial correlation of the total accumulated precipitation between simulations and interpolated observation for each of the boxes identified in the Case 1

Models	Case 1—IOP16 Red box (WL)	Case 1—IOP16 Red box (CM)	Case 1—IOP16 Green box (WL)	Case 1—IOP16 Green box (CM)	Case 1—IOP16 Blue box (WL)	Case 1—IOP16 Blue box (CM)
Ensemble	0.74	0.65	0.67	0.45	0.60	0.77
RegCM4-ICTP	0.30	−0.11	0.20	0.28	−0.02	−0.19
RegCM4-DHMZ	0.62	0.64	0.43	0.15	−0.05	0.22
RegCM4-CUNI	0.07	0.53	−0.03	−0.14	−0.53	−0.24
CCLM-JLU	0.50	0.50	0.41	0.52	0.48	0.57
CCLM-KIT	0.29	0.22	0.24	0.28	0.27	0.36
WRF-UHOH	0.38	0.23	0.35	0.11	0.20	0.61
WRF-AUTH-MC	0.57	0.48	0.58	0.33	0.31	0.75
WRF-FZJ-IBG3	0.44	0.37	0.49	0.50	0.32	0.71
WRF-IPSL	0.56	0.15	0.45	0.38	0.18	0.45
WRF-BCCR	0.50	0.54	0.21	0.24	0.34	0.68
WRF-UNICAN	0.45	0.15	0.49	0.23	0.66	0.68
WRF-IDL	0.52	0.29	0.52	−0.14	0.46	0.60
WRF-CICERO	0.61	0.15	0.51	−0.06	0.27	0.52
REMO-GERICS	0.54	0.06	0.37	−0.36	0.50	0.64
HCLIM-KNMI	0.33	0.64	0.65	0.39	0.54	0.75
HCLIM-METNo	0.56	0.26	0.51	0.45	−0.25	0.29
HCLIM-SMHI	0.66	0.18	0.51	0.37	0.25	0.69
AROME-CNRM	0.71	0.58	0.49	0.56	0.65	0.71
MOLOCH-CNR	0.44	0.48	0.23	−0.20	0.09	0.17
COSMO-KIT	0.57	0.38	0.33	0.49	0.30	0.45
COSMO-CMCC	0.51	0.50	0.54	0.39	0.18	0.33

All the correlations higher than 0.5 are highlighted in bold

of the maximum value. In contrast to the previous case study, the CM ensemble value is the result of a few CM members capturing the event and even overestimating it, a few showing different spatial pattern distributions from observed and half of the ensemble members not capturing or severely underestimating it as it is confirmed from the drop of the percentage of models with good correlation score to only 42% (see Table 4). Also in this case the skill in following the time evolution of the events is maximum during the peak of the precipitation and the evolution in time of the skill for both WL and CM mode (Fig. 5a) and is consistent with Table 4.

This large uncertainty is well depicted in Fig. 5b, where the hourly accumulated precipitation averaged over the rectangular box in Fig. 4a is reported as a function of time. The individual CM ensemble members go from nearly zero mm to over 1.5 times the observed accumulation, while the WL ensemble members are more narrowly grouped around the observed accumulation line. The difference in behaviour between the two ensembles is evident in Fig. 5c where the CM ensemble shows an underestimation around the 60% of the correspondent observed curve and in accordance with Fig. 4.

3.1.3 Case 3

Case 3 (called FOEHN hereafter) is a Foehn event that occurred on November 2014 Kramer et al. (2017). In this case the slow eastward evolution of a deep trough, associated with a mid-latitude cyclone over the North Atlantic induced persistent southerly flow over the Alps. Steady orographic precipitation occurred on the windward side of the Alps, with a consequent release of latent heat and drying of the air, that induced a Foehn effect on the leeward side of the mountains. The slow eastward evolution of the trough caused persistent precipitation over the Alps with daily precipitation locally exceeding several hundreds of mm and reaching maxima around 500 mm. From Fig. 6a, b we can see that both the WL and CM ensembles agree well with observations. All the single members of the WL and CM have a similar behavior, the spatial correlation of the total accumulated precipitation is above 70% in both cases (see Table 5), the time evolution of the models skill is similar among the WL and CM and is always very high (above 0.5 for most of the event) as it is shown in Fig. 7a, the maximum intensity is reproduced and the hourly evolution of the event is well captured (Fig. 7a). The model

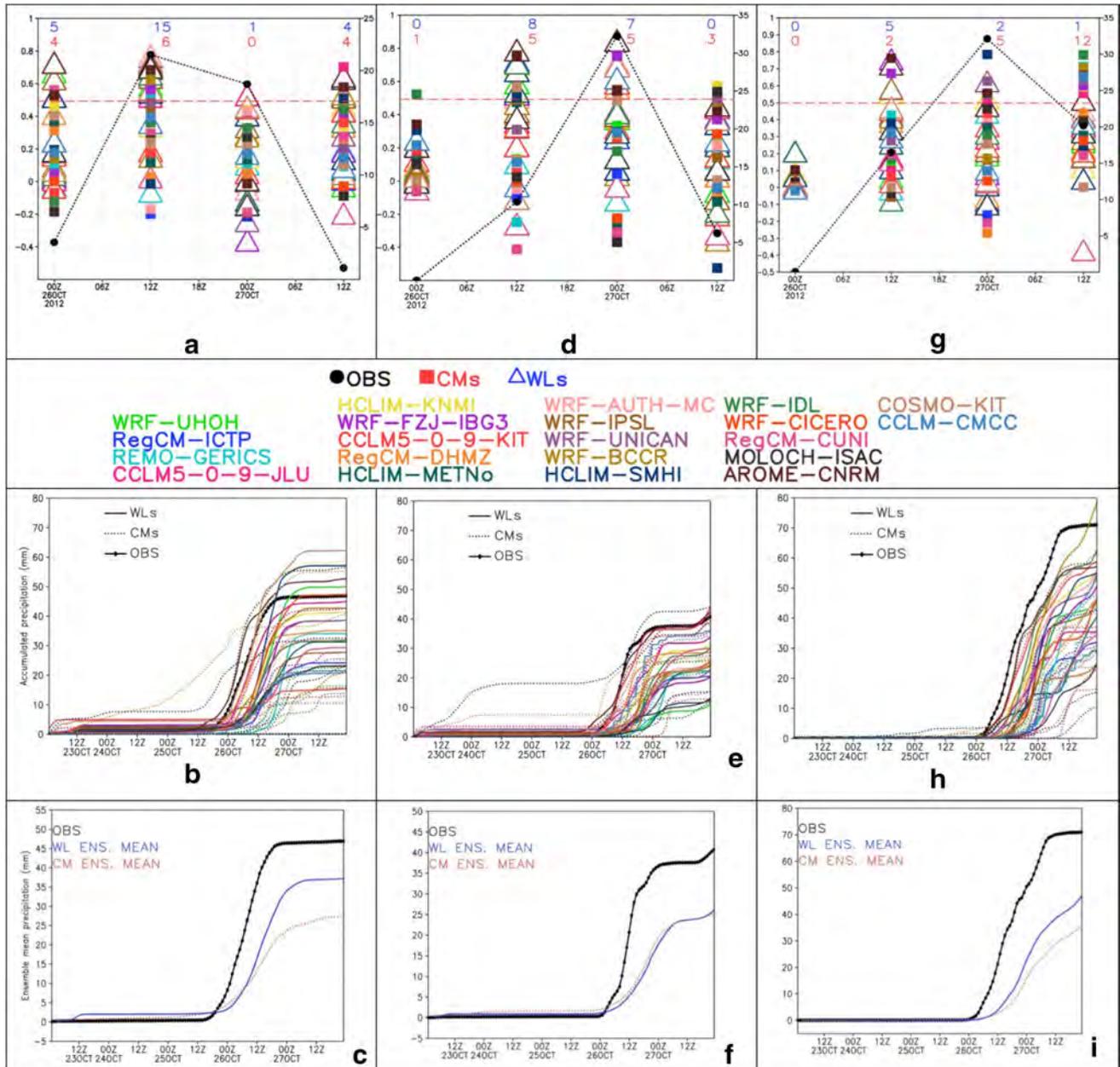


Fig. 3 Time series of the 12 h accumulated precipitation (in mm on the y-axis) during the event and temporal evolution of the spatial correlation between simulations and interpolated observation of the 12 h accumulated precipitation, over CV1, CV2 and LT boxes (panels **a**, **d**, **g**). Left hand side y-axes refer to correlation (colored symbols); right hand side y-axes refer to the accumulated precipitation (black line). Numbers of models with a correlation greater than 0.5 for WL simu-

lation (in blue) and CM simulation (in red) are reported on the top of each plots. Time series of the hourly accumulated precipitation averaged over the red, green and blue boxes (Fig. 1a) for each model and observations (panels **b**, **e** and **h**). Time series of hourly accumulated precipitation ensemble mean (WL and CM respectively in blue and red) and observations (black) for the three areas of interest (panels **c**, **f** and **i**)

spread is symmetric around the observations and the ensemble average WL and CM precipitation amounts are in good agreement with the observations both in terms of timing and magnitude.

4 Discussion

In this manuscript we have introduced an ambitious, first-of-its-kind project that aims to design, produce and analyze multi-model ensembles of CP simulations. The project is

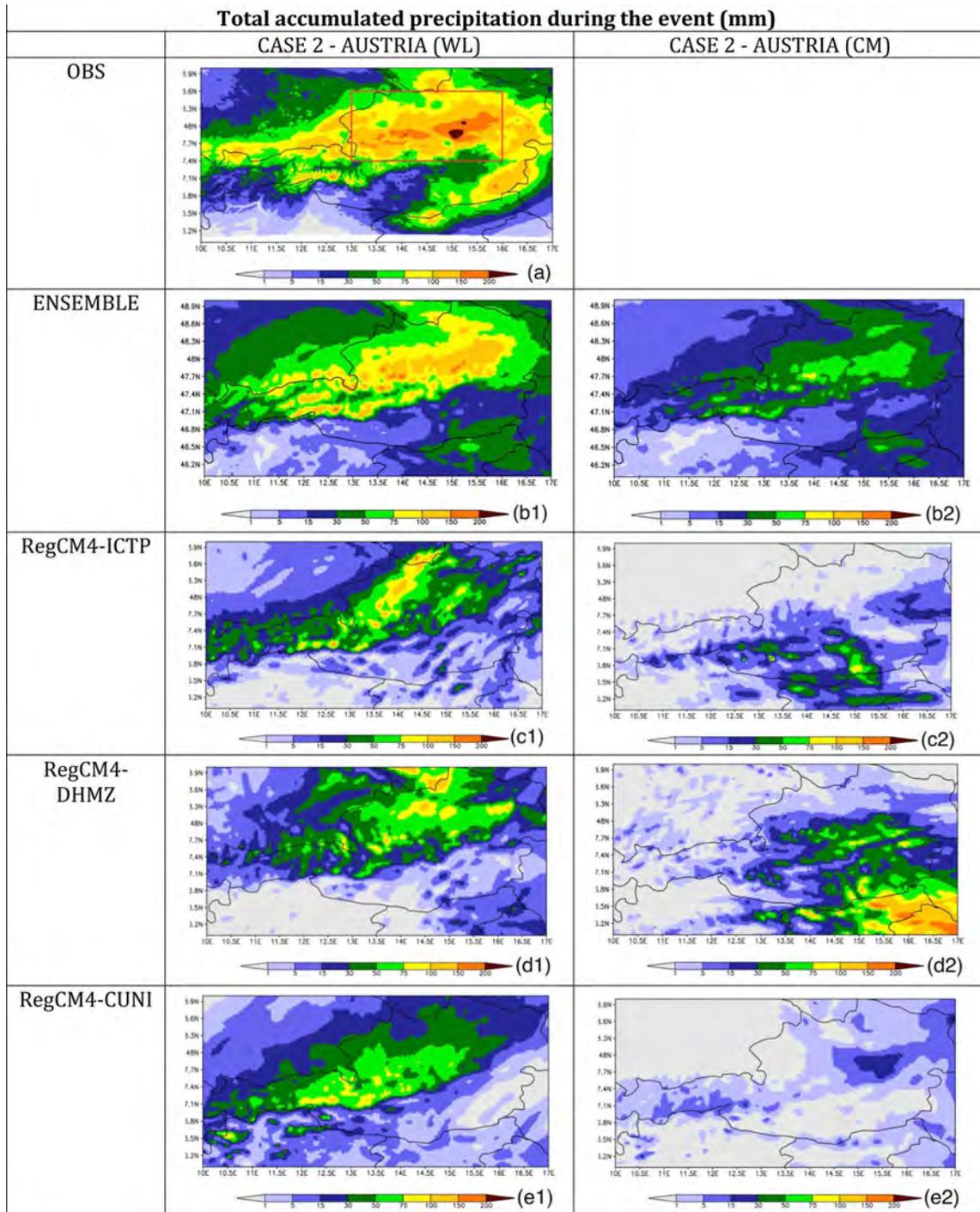


Fig. 4 Case 2—Austria. Total accumulated precipitation (mm) for observations, multi-model ensemble mean and each ensemble member. Results are shown for the models run in WL mode (left) and in CM (right). Red box on panel **a** indicates specific area of interest

organized under the WCRP-sponsored CORDEX—Flagship Pilot Studies mechanism. As such, the project mobilizes participants from Euro-CORDEX, Med-CORDEX and CORDEX-ESD (Empirical Statistical Downscaling). The project has also engaged actors from outside the CORDEX community in order to bring in fresh perspectives and additional

expertise. This diverse consortium is able to leverage years of expertise in NWP, climate modeling and downscaling, statistical modeling and downscaling. The overarching scientific aim of the project is to produce long-term simulations under present and future conditions at CP resolutions, with focus on increasing our understanding of convection,

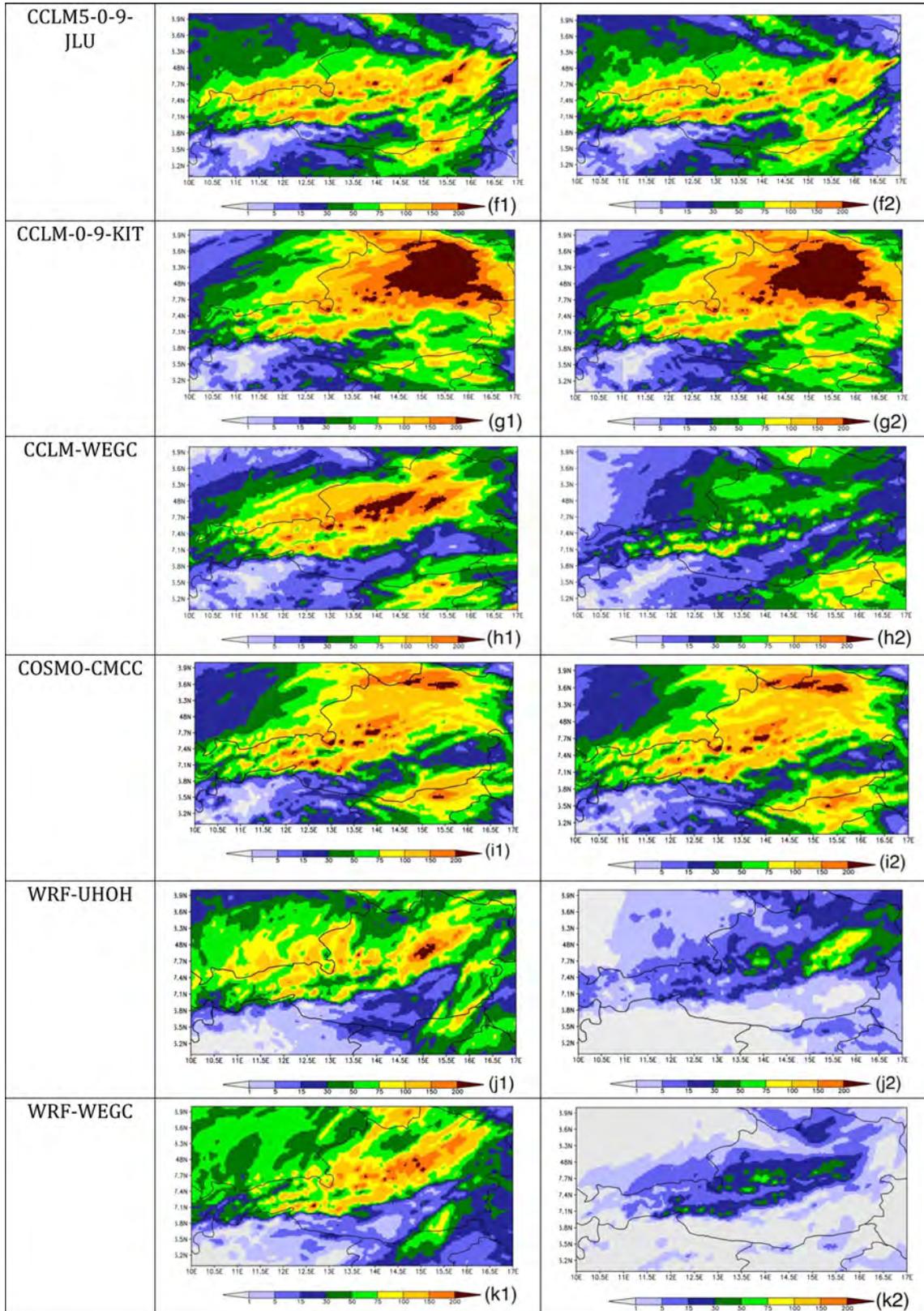


Fig. 4 (continued)

2885

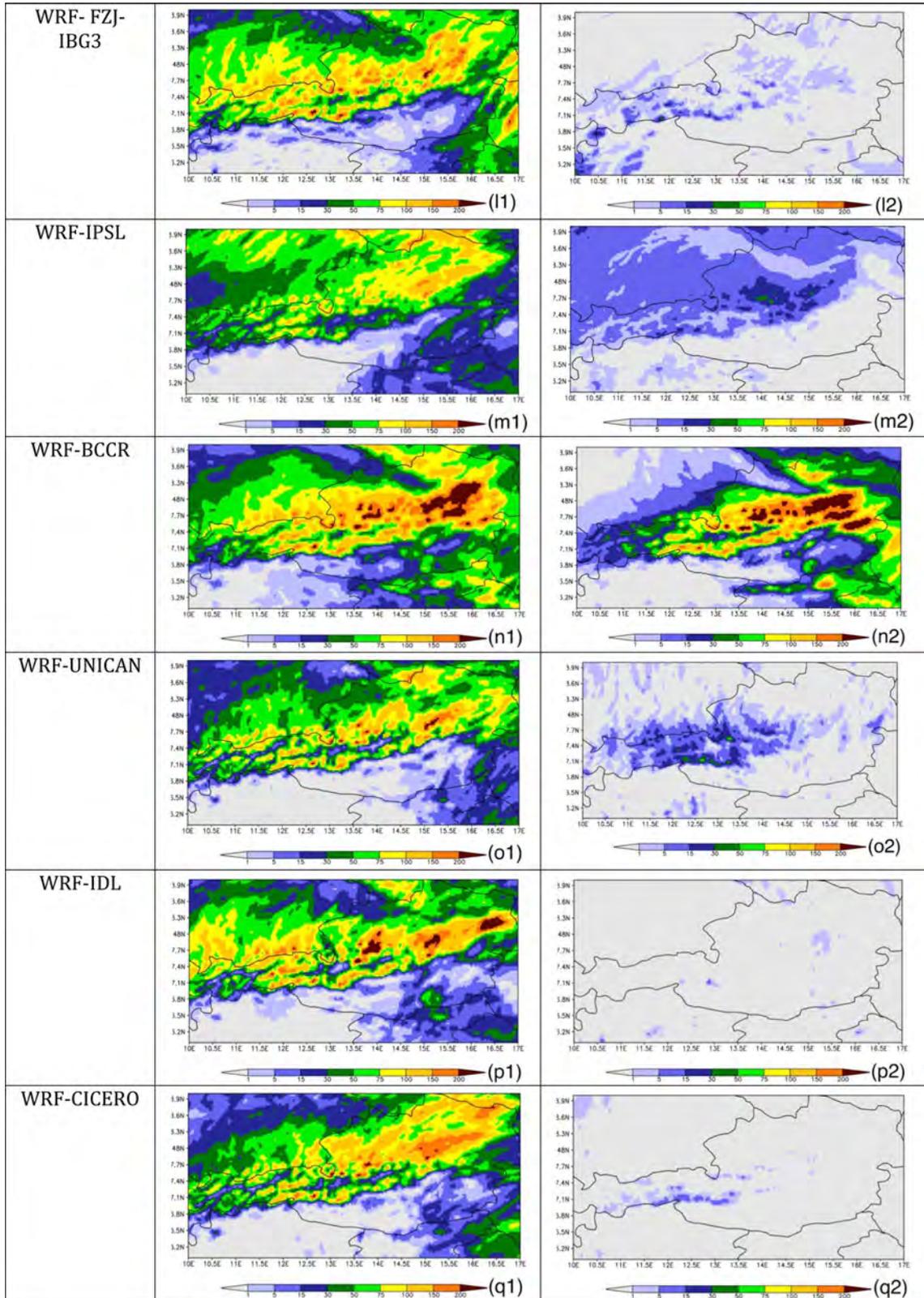


Fig. 4 (continued)

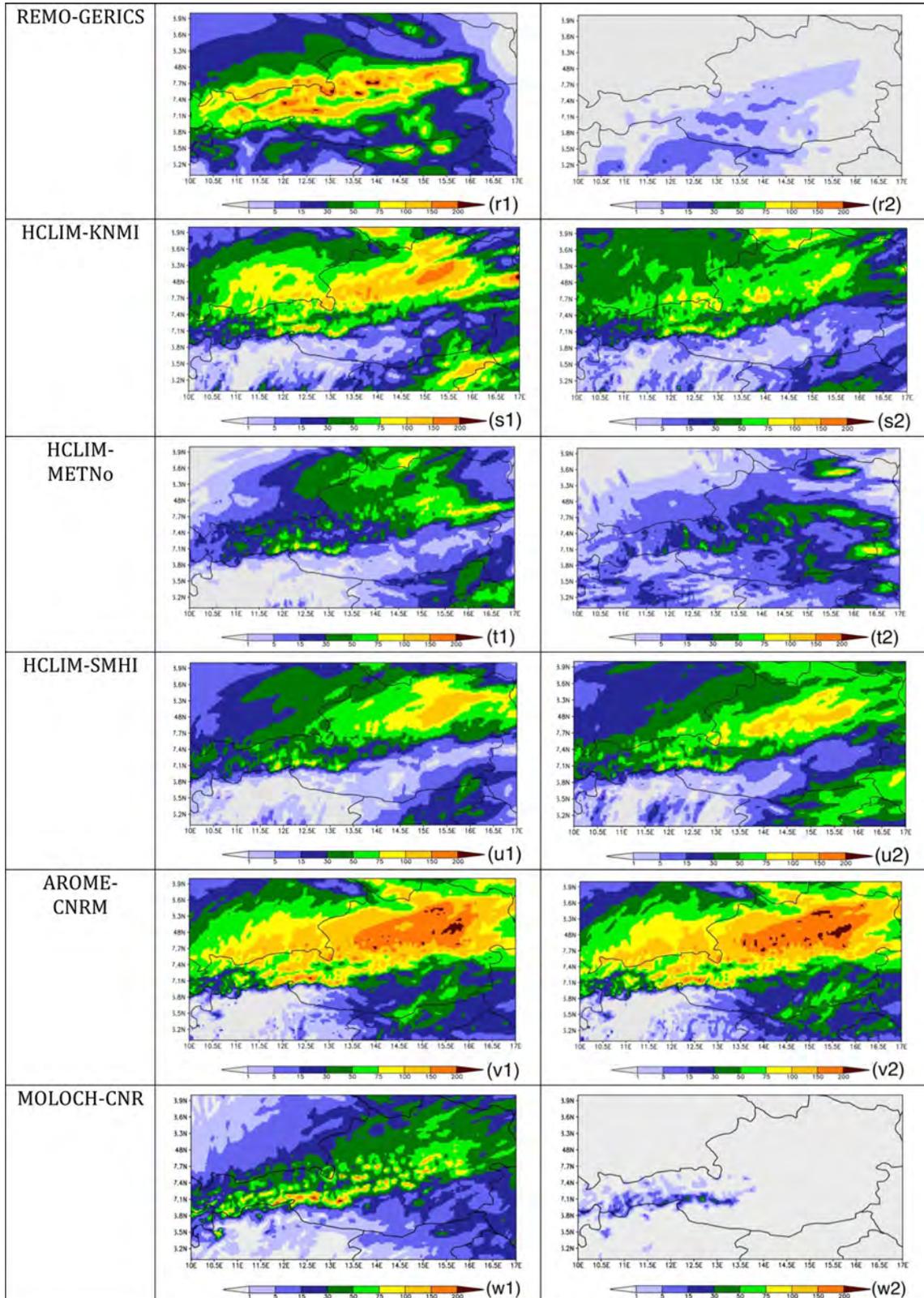


Fig. 4 (continued)

Table 4 Same as Table 3 but for the Case 2

Models	Case 2—Austria (WL)	Case 2—Austria (CM)
Ensemble	0.82	0.81
RegCM4-ICTP	0.62	−0.01
RegCM4-DHMZ	0.63	0.02
RegCM4-CUNI	0.49	0.37
CCLM-JLU	0.63	0.62
CCLM-KIT	0.77	0.77
CCLM-WEGC	0.75	0.39
WRF-UHOH	0.69	0.60
WRF-WEGC	0.68	0.61
WRF-FZJ-IBG3	0.62	0.05
WRF-IPSL	0.54	0.47
WRF-BCCR	0.77	0.64
WRF-UNICAN	0.69	0.27
WRF-IDL	0.64	0.10
WRF-CICERO	0.67	0.05
REMO-GERICS	0.44	0.23
HCLIM-KNMI	0.67	0.60
HCLIM-METNo	0.62	0.41
HCLIM-SMHI	0.72	0.71
AROME-CNRM	0.83	0.82
MOLOCH-CNR	0.58	−0.001
COSMO-CMCC	0.62	0.63

convective processes and their impacts in a global warming context. Given the challenges and costs involved in running dynamical models at CP-RCM scales, test cases were designed to provide a zero-order assessment of the ensemble and its characteristics. In this manuscript we have presented a preliminary and illustrative analysis of these case studies.

These preliminary results of the three case studies illustrate both the challenges and potential in CP-RCMs. They also provide a clear argument for the advantages of the ensemble-based approach. Case 1 is a fall HP event driven by the development of MCS over the western Mediterranean basin advecting moist air over three topographically complex regions in the southern coast of France and the Liguria-Tuscany regions. The three precipitation maxima are well located by both WL and CM ensembles. However, the intensity of the peaks is generally underestimated, especially in the CM experiments. Case 2 is an orographic precipitation event that shows the effects of internal variability more strongly in CM than the other cases. From the ensemble point of view the event is captured in both WL and CM mode, with the latter one showing much more damped signals. The Foehn case (Case 3) is characterized by persistent orographic precipitation driven by a slow eastward moving through and it was the best captured by the models. Both the

WL and CM ensembles were in very good agreement with observations, representing well both the timing and intensity of the HP event.

There are interesting and subtle differences between the case studies themselves and the ways in which the individual models represent them. Even within an individual test case there are differences in dominant processes that are then reflected by the ensemble. The general increase in spread (both spatially and temporally) between the WL and CM can be expected and points toward the strong effect of internally generated variability in the models.

Case 1 shows a larger spread over regions in which the precipitation is most affected by complex topography. Unsurprisingly, the individual WL and CM ensemble members exhibit a broader range of behaviors over these areas (the red and blue boxes in Fig. 2), which results in different ensemble mean responses. Conversely, the model behaviour is more consistent between WL and CM over the CV2 region (green box), resulting in very similar ensemble mean responses and correlation skill score of the individual models (Table 3; Fig. 3d). The heavy precipitation event over this area was the result of an organized MCS forming over the sea, weakly supported by the orographic forcing. In this case the WL simulations are closer to the CM behaviour on average (low predictability problem), with some members showing results as uncertain as in CM.

Case 2 is in many ways the most interesting, with a wide range of model behaviours in the CM simulations. Some simulations completely miss the event while others exhibit a considerably damped response. Only 9 of the 21 CM simulations have a total accumulated rainfall spatial pattern correlation with observations greater than 0.5 (Table 4). While one should not expect exact reproduction of events in terms of timing, location and intensity in CM, it is reasonable to expect credible representation of the events given the experiment design. Therefore we provide some discussion on why some models reproduced the salient characteristics of the event over Austria whereas some missed it entirely. A detailed investigation is beyond the scope of this paper, but we speculate that at least three factors may be responsible for this result. The first is that the event is close to the domain boundaries, which can be problematic, and model teams used varying sponge layer depths and nesting strategies. This last point is illustrated by the fact that the simulations that missed the event in its entirety all had an freely evolving (i.e. not nudged) intermediate nest, which allows internal variability to develop. Interestingly, the differences in nesting strategy did not have such a strong effect on the other test cases. Another factor is that this event occurred in a relatively weak background synoptic state, which would decrease the large scale forcing compared to the local forcing, and thus increase diversity across models. Lastly, though the spread

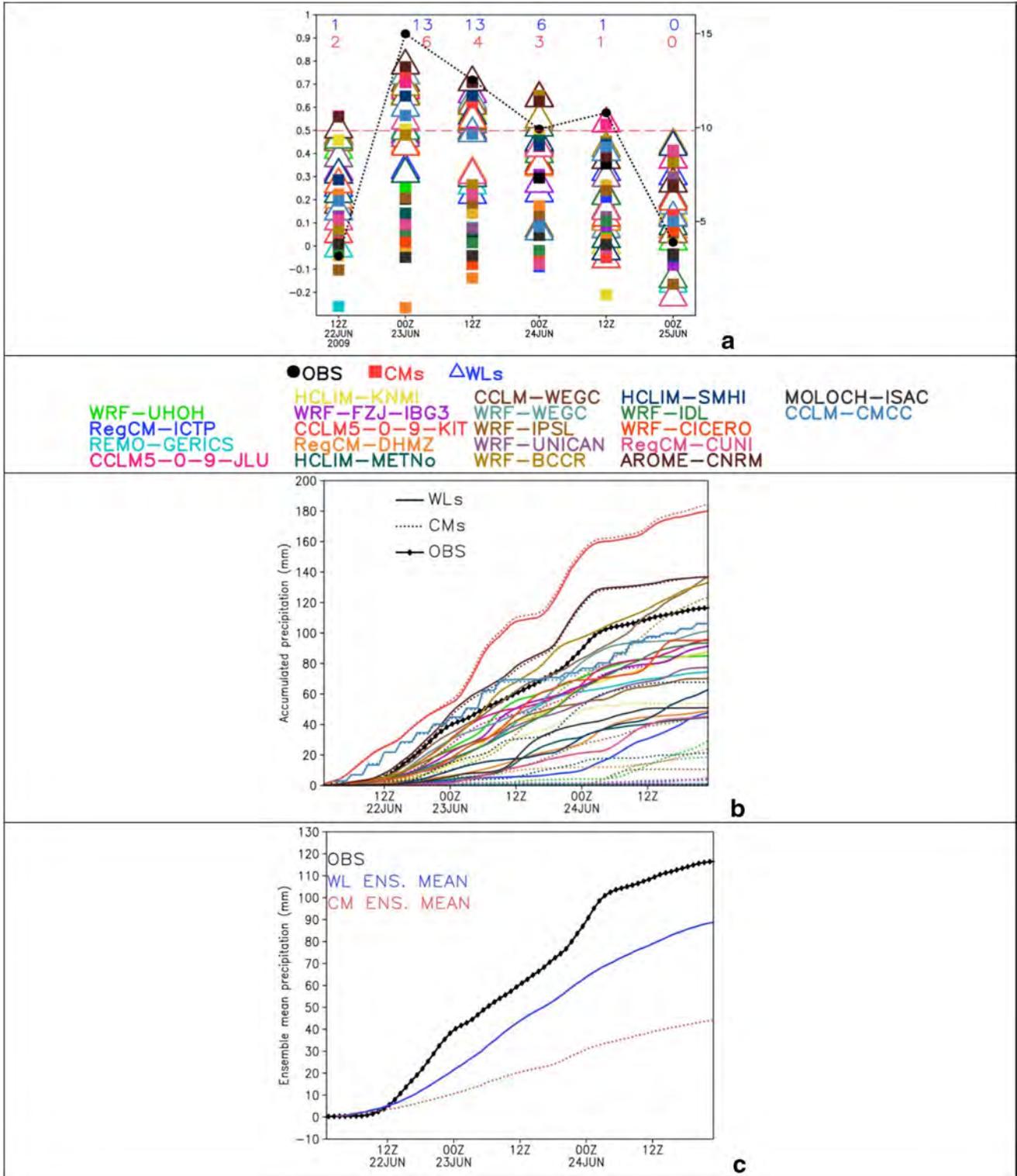


Fig. 5 Time series of the 12 h accumulated precipitation (in mm on the y axis) during the event and temporal evolution of the spatial correlation of the accumulated 12 h precipitation between the simulations and observation (a). Left hand side y axes refer to correlation (colored symbols); right hand side y-axes refer to the accumulated precipitation (black line). Numbers of models with a correlation

greater than 0.5 for WL simulation (in blue) and CM simulation (in red). Time series of the precipitation averaged over the red area (Fig. 3a) for each model and observations (b). Time series of hourly accumulated precipitation ensemble mean(WL and CM respectively in blue and red) and observations (black) over the area of interest (c)

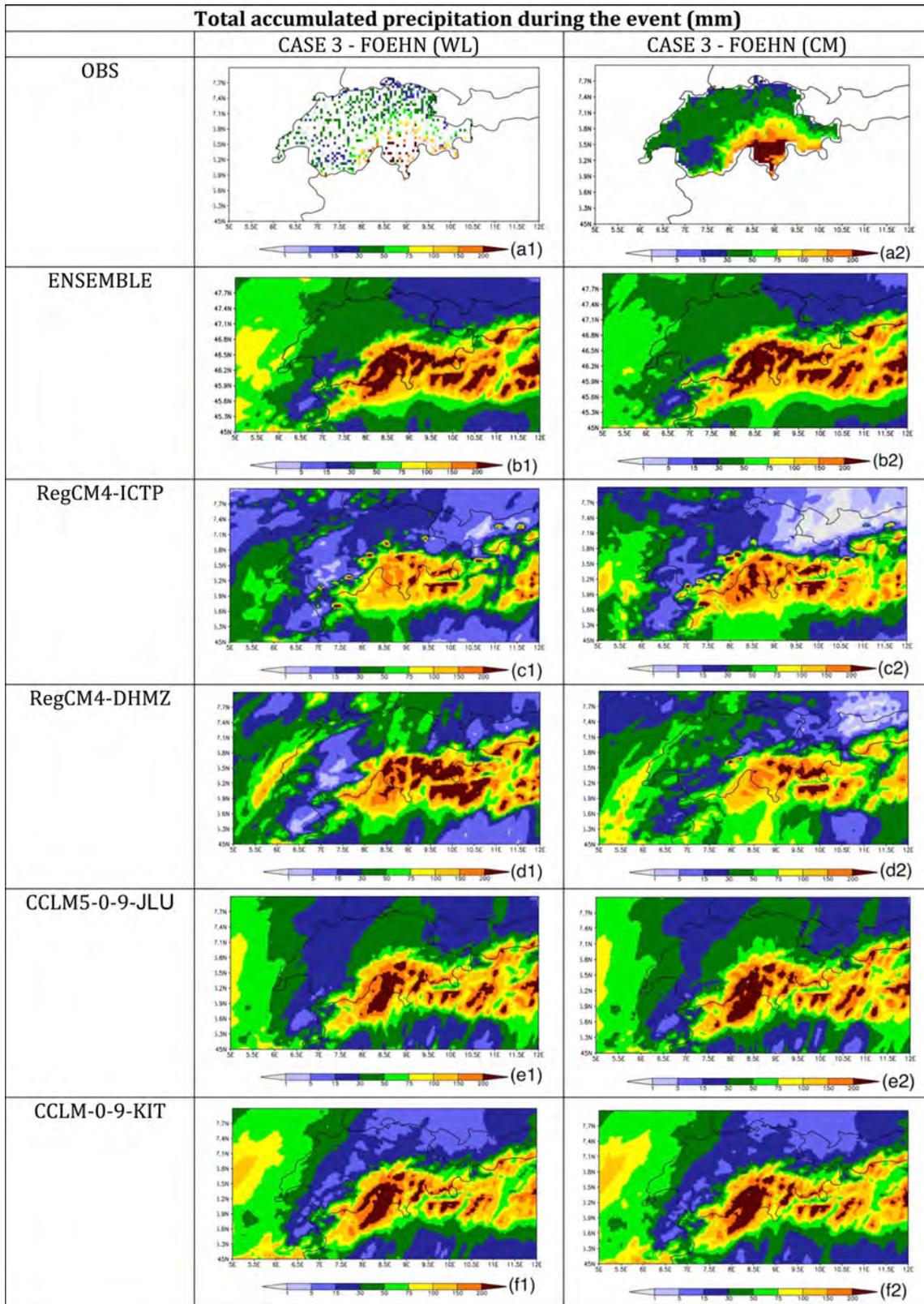


Fig. 6 Case 3—FOEHN. Total accumulated precipitation (mm) for observations, multi-model ensemble mean and each ensemble member. Results are shown for the models run in WL mode (left) and in CM (right). a2 Shows an interpolation of the observed precipitation field

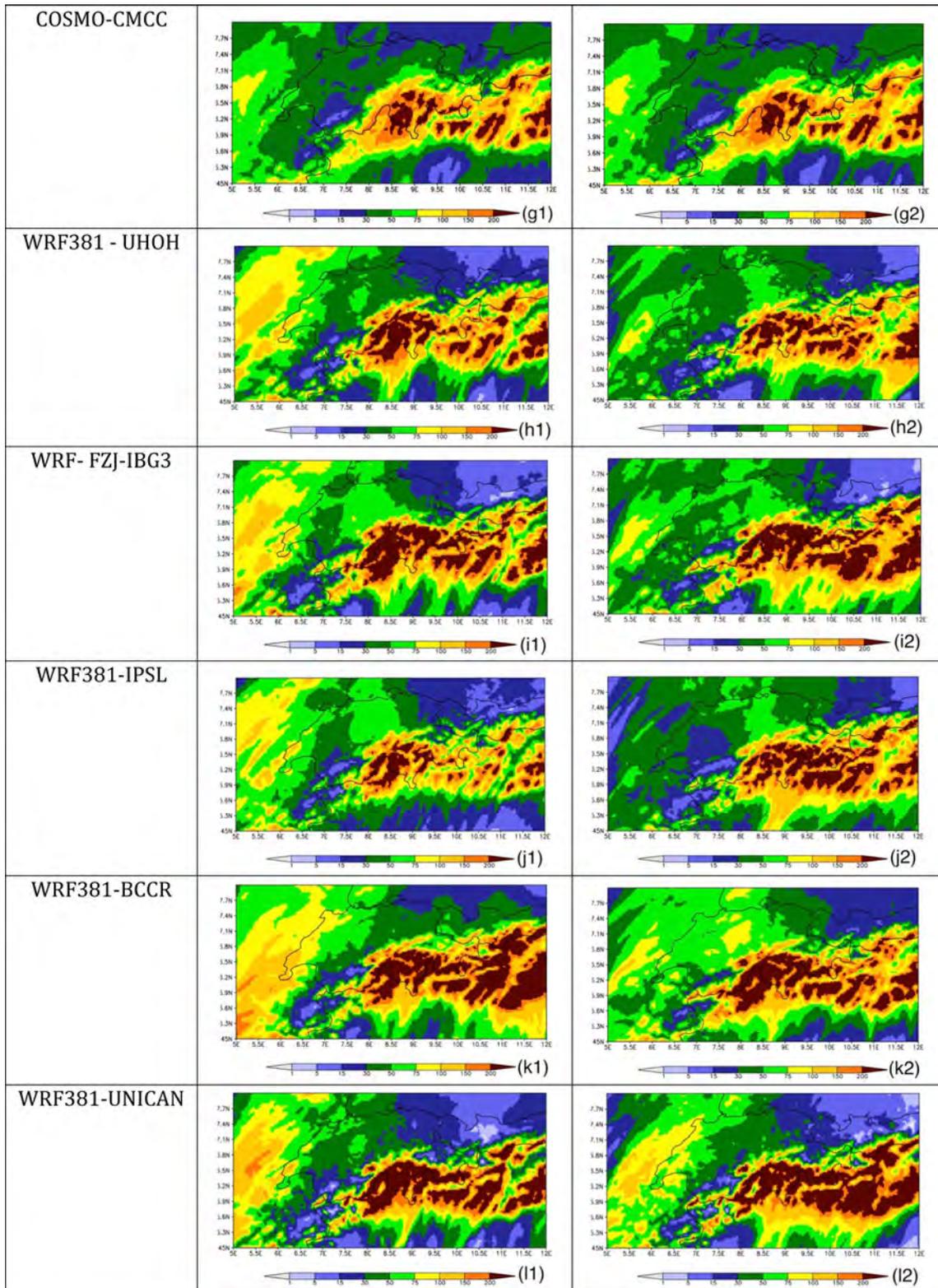


Fig. 6 (continued)

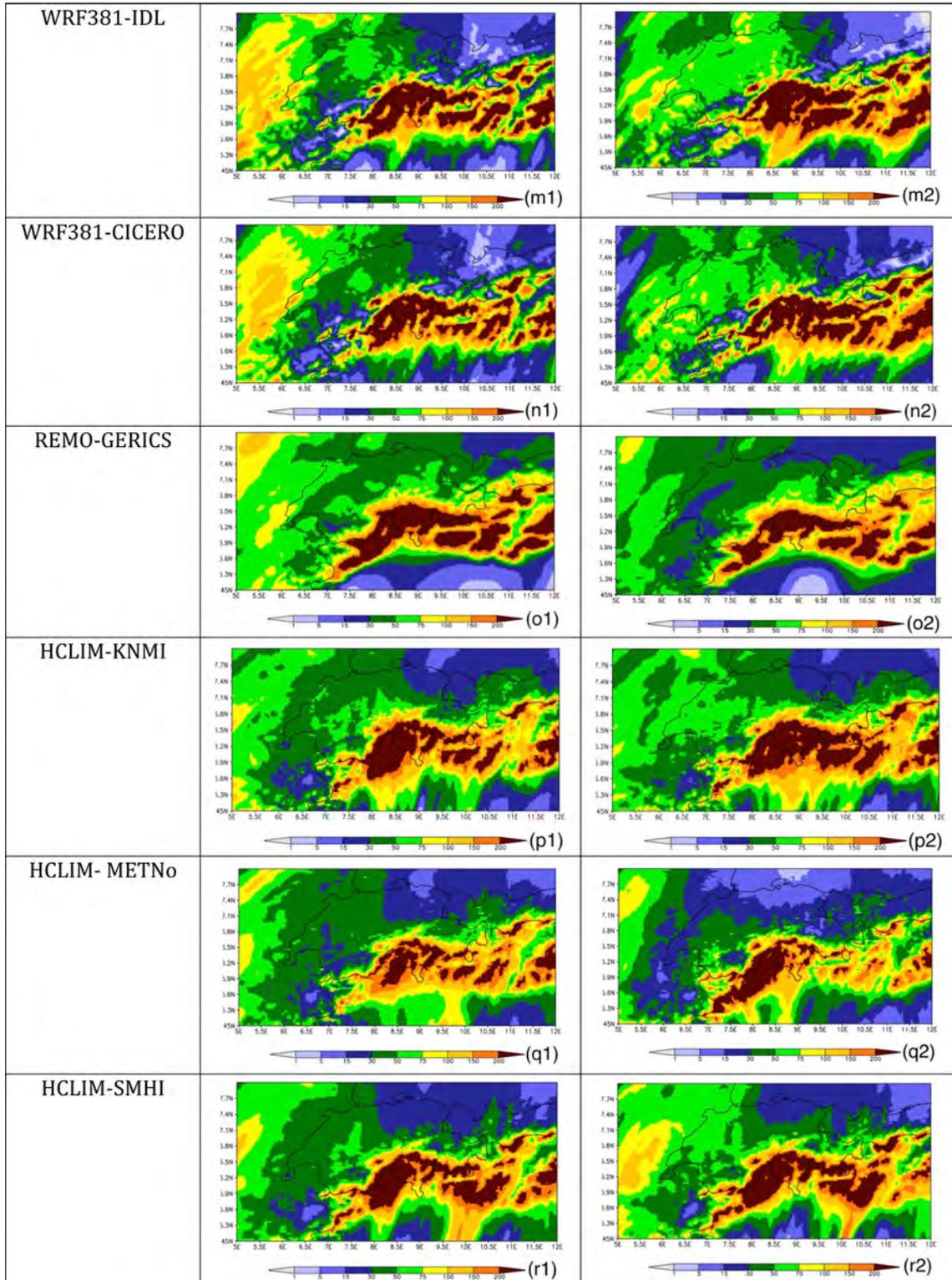


Fig. 6 (continued)

is large, the ensemble mean pattern captures the event, and the location of each simulations' maximum rainfall is roughly in the correct region (i.e. along the Northern

foothills of the Austrian Alps, not shown). This can be considered as a good starting point for a future analysis where a more in depth investigation will be needed to fully

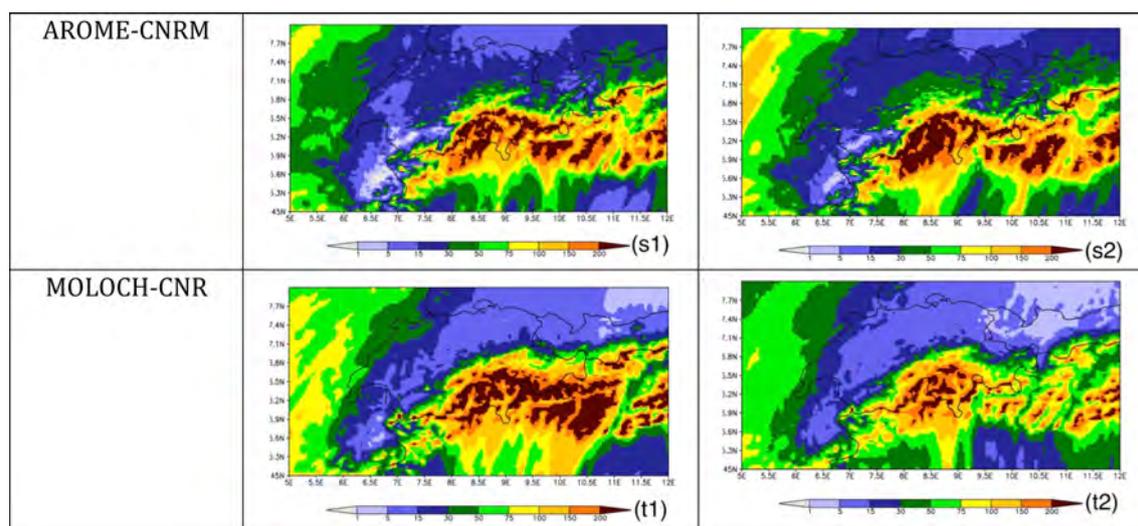


Fig. 6 (continued)

Table 5 Same as Table 3 but for the Case 3

Models	Case 3—FOEHN (WL)	Case 3—FOEHN (CM)
Ensemble	0.91	0.90
RegCM4-ICTP	0.78	0.73
RegCM4-DHMZ	0.78	0.77
CCLM-JLU	0.92	0.89
CCLM-KIT	0.87	0.86
WRF-UHOH	0.86	0.84
WRF-FZJ-IBG3	0.78	0.81
WRF-IPSL	0.84	0.81
WRF-BCCR	0.82	0.85
WRF-UNICAN	0.86	0.82
WRF-IDL	0.84	0.84
WRF-CICERO	0.85	0.82
REMO-GERICS	0.91	0.90
HCLIM-KNMI	0.89	0.90
HCLIM-METNo	0.90	0.83
HCLIM-SMHI	0.87	0.87
AROME-CNRM	0.89	0.91
MOLOCH-CNR	0.86	0.89
COSMO-CMCC	0.90	0.90

understand the driver of the HP event and the reason some of the models do not capture it.

Case 3 showed the best model performance in both the WL and CM ensembles. In this experiment, both the ensemble mean and all individual members reproduce the results, in terms of precipitation, of a strong Foehn event. The reason for this could be that this event is driven by a well-defined,

slowly-evolving large-scale circulation which forced long-lasting orographic precipitation over the Alps. It is worth mentioning that this case presents the typical synoptic conditions conducive to heavy Alpine rainfall, which are easier to predict than average conditions (Grazzini 2007). Therefore, models which are able to capture the large scale organization of the precipitating system can provide a quite surprising reproduction of the event, provided that convective precipitation, embedded in the stratiform rainfall, is represented.

The preliminary results presented here have important implications for the longer term simulations the project aims to undertake, and more generally for the use of CP-RCM in a climate context; one is that results can be highly model and event dependent. They suggest that we can expect varying ranges of responses for different types of convective events (e.g. strongly steered by synoptic conditions vs. weakly steered, local scale interactions with complex topography vs. stronger ocean influence, etc.), which would affect uncertainties in future projections. As Grell et al. (2000) noted, precipitation over complex terrain is not likely to converge toward one solution at CP-RCM scales and, more importantly, the precipitation moves with the local upper level flow unlike in coarser RCM simulations where the precipitation remains locked to the mountain tops. For test cases, however, it is difficult to disentangle the extent to which model differences are due to internal noise (which will lead to differences in the timing, positioning and evolution of specific event, particularly if not strongly forced by the large-scale conditions) or due to differences in model physics. Multi-year climatological statistics will be less influenced by internal noise and hence the intercomparison of results from the upcoming ERA-Interim (and scenario) simulation across

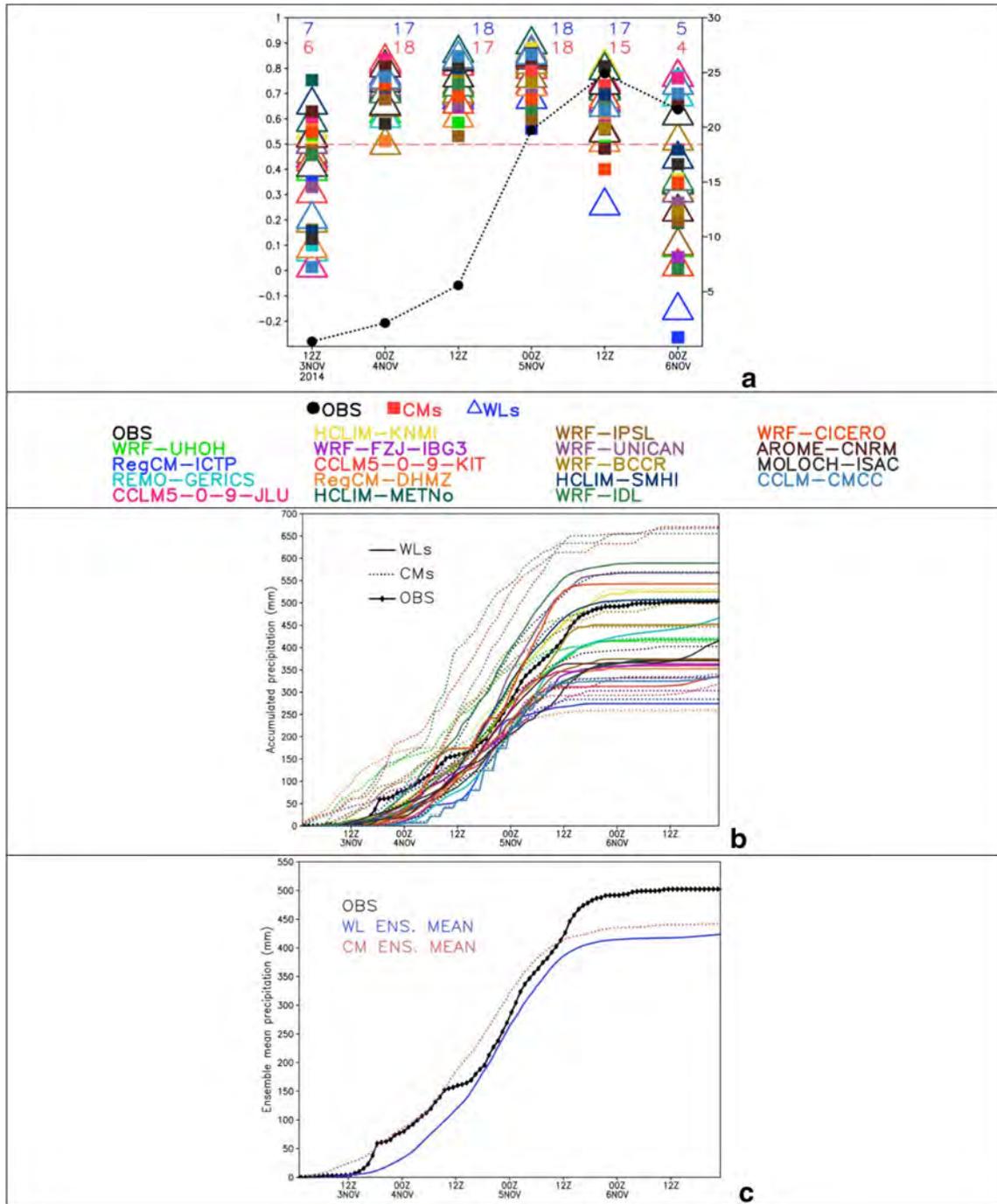


Fig. 7 Time series of the 12 h accumulated precipitation (in mm on the y-axis) during the event and temporal evolution of the spatial correlation of the accumulated 12 h precipitation between the simulations and observation (a). Left hand side y axes refer to correlation (colored symbols); right hand side y-axes refer to the accumulated precipitation (black line). Numbers of models with a correlation

greater than 0.5 for WL simulation (in blue) and CM simulation (in red). Time series of the precipitation over the point of maximum accumulation for each model and observations (b). Time series of hourly accumulated precipitation ensemble mean (WL and CM respectively in blue and red) and observations (black) over the observation area (c)

models will allow a more in depth understanding of model performance and uncertainty. For more insight on some of the issues raised here, the authors would like to point the

reader to the other papers in the special collection convection permitting modeling.

The CORDEX-FPS on convection over Europe and the Mediterranean is an ambitious and challenging undertaking.

It has a tremendous potential and is a logical next step to bring together the Euro-CORDEX, Med-CORDEX and the nascent scientific communities forming around the use of CP-RCM on climate scales. The findings from the project will enhance our understanding of convective processes and their response to climate warming, which may bring some surprises with respect to the findings from coarse resolution models (e.g. Giorgi et al. 2016). Further, as recent single model, longer-term climate change CP-RCM experiments indicate, previously unresolved but highly destructive features such as intense mesoscale convective systems increase substantially in a warming climate (Prein et al. 2017). The project will, therefore, also provide critical added value to decision makers as ensemble-based and combined dynamical-statistical approaches will help improve confidence even under conditions of high uncertainty. The initiative is open to all interested scientists and potential collaborators are encouraged to contact the project leaders if they wish to participate.

Acknowledgements IG and LS have been supported by the Croatian Science Foundation (HrZZ) project CARE (no. 2831). JF acknowledges support by the Spanish R + D programme through MINECO/FEDER co-funded project INSIGNIA (CGL2016-79210-R). AL-G is supported by the Spanish government through grant BES-2016-078158 and MINECO/FEDER co-funded project MULTI-SDM (CGL2015-66583-R). UCAN simulations have been carried out on the Altamira Supercomputer at the Instituto de Física de Cantabria (IFCA, CSIC-UC), member of the Spanish Supercomputing Network. Computational resources were partly made available by the German Climate Computing Center (DKRZ) through support from the BMBF. JM and KW-S gratefully acknowledge the support by the German Science Foundation (DFG) through project FOR 1695. UHOH simulations were carried out at the supercomputing center HLRS in Stuttgart, Germany. DM, MP, and HT gratefully acknowledge the support received via the Austrian Science Fund (FWF) project NHCM-2 (no. P24758-N29) and the projects HighEnd:Extremes and EASICLIM, funded by the Austrian Climate Research Programme (ACRP) of the Klima- und Energiefonds (nos. KR13AC6K10981 and KR16ACOK13160, respectively). DM, MP and HT are also thankful for the computational resources received the Vienna Scientific Cluster (VSC). KG, SK, HT and MP gratefully acknowledge the computing time granted by the John von Neumann Institute for Computing (NIC) and provided on the supercomputer JURECA at Jülich Supercomputing Centre (JSC) through grant hka19. DH gratefully acknowledges the Gauss Centre for Supercomputing e.V. (<http://www.gauss-centre.eu>) for funding this project by providing computing time on the GCS Supercomputer JUQUEEN at Jülich Supercomputing Centre (JSC) through grant hka19. SS and TL acknowledge the support of NOTUR project no. NN9280K and the Research Council of Norway and its basic institute support of their strategic project on Climate Services. The authors gratefully acknowledge the Austrian Central Department for Meteorology and Geodynamics (ZAMG) for providing analysis fields of the Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA) system. IPSL's work was granted access to the HPC resources of TGCC under the allocations 2017-A0010106313 and 2017-A0030106877 made by GENCI. RMC and PMMS gratefully acknowledge the support of the SOLAR project (PTDC/GEOMET/7078/2014) financed by the Portuguese Foundation for Science and Technology. QF and SS acknowledge the support of the Meteo-France computing center and warmly thank Antoinette Alias and Michel Déqué for their contributions. EJ Kendon gratefully

acknowledges funding from the Joint Department of Energy and Climate Change (DECC) and Department for Environment Food and Rural Affairs (Defra) Met Office Hadley Centre Climate Programme (GA01101). S. Khodayar research is supported by the Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF; German Federal Ministry of Education and Research). EK and SK acknowledge the support of the Greek Research and Technology Network (GRNET) High Performance Computing (HPC) infrastructure for providing the computational resources of AUTH-simulations and the AUTH Scientific Computing Center for technical support. TH and MB (CUNI) acknowledge the support of the IT4Innovations—National Supercomputer Centre of the Czech Republic providing the computational resources for the CUNI simulations and the support of Ministry of Education, Youth and Sports of the Czech Republic for funding the participation in Euro-CORDEX activities via the scheme INTER-TRANSFER under the Grant no. LTT17007. LM, GM and ØH acknowledge supercomputer facilities provided by NOTUR, and funding from the Research Council of Norway through the SUPER (Grant no. 250573) and HYPRE (Grant no. 243942) projects. HCLIM-KNMI simulations were supported by ECMWF (computing time through special project SPNLSTER) and the Dutch Ministry of Infrastructure and the Environment. HdV and EvM like to thank Bert van Ulft from KNMI for carrying out the Harmonie simulations. ICTP thanks the CINECA super computer center for the HPC facilities used for those simulations. The authors also wish to thank MeteoGroup Switzerland for providing observational data for the Foehn test case, Meteo-France and the HyMeX program (sponsored by Grants MISTRALS/HyMeX and ANR-11-BS56-0005 IODA-MED project) for supplying the data for HyMeX-IOP16 case, the Wegener Center (especially Jürgen Fuchsberger) for providing WegenerNet data for the Austria case.

References

- Argüeso D, Evans JP, Fita L, Bormann KJ (2014) Temperature response to future urbanization and climate change. *Clim Dyn* 42(7–8):2183–2199
- Ban N, Schmidli J, Schär C (2014) Evaluation of the convection-resolving regional climate modeling approach in decade-long simulations. *J Geophys Res Atmos* 119:7889–7907. <https://doi.org/10.1002/2014JD021478>
- Ban N, Schmidli J, Schär C (2015) Heavy precipitation in a changing climate: Does short-term summer precipitation increase faster? *Geophys Res Lett* 42:1165–1172. <https://doi.org/10.1002/2014GL062588>
- Beaulant A-L, Joly B, Nuissier O, Somot S, Ducrocq V, Joly A, Sevaut F, Deque M, Ricard D (2011) Statistico-dynamical downscaling for Mediterranean heavy precipitation. *Q J R Meteorol Soc* 137:736–748
- Beniston M (2006) August 2005 intense rainfall event in Switzerland: Not necessarily an analog for strong convective events in a greenhouse climate. *Geophys Res Lett* 33(5):L05701. <https://doi.org/10.1029/2005GL025573>
- Benoit R, Schär C, Binder P, Chamberland S, Davies HC, Desgagné M, Girard C, Keil C, Kouwen N, Lu' thi D, Maric D, Müller E, Pellerin P, Schmidli J, Schubiger F, Schwierz C, Sprenger M, Walser A, Willemse S, Yu W, Zala E (2002) The real-time ultra finescale forecast support during the special observing period of the MAP. *Bull Amer Meteor Soc* 83:85–109
- Bony S, Stevens B, Frierson DM, Jakob C, Kageyama M, Pincus R, Shepherd TG, Sherwood SC, Siebesma AP, Sobel AH, Watanabe M (2015) Clouds, circulation and climate sensitivity. *Nat Geosci* 8(4):261–268

- Brisson E, Van Weverberg K, Demuzere M, Devis A, Saeed S, Stengel M, van Lipzig NP (2016) How well can a convection-permitting climate model reproduce decadal statistics of precipitation, temperature and cloud characteristics? *Clim Dyn* 47(9–10):3043–3061
- Carvalho LM, Jones C, Liebmann B (2002) Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. *J Clim* 15(17):2377–2394
- Chen SS et al (2016) Aircraft observations of dry air, the ITCZ, convective cloud systems, and cold pools in MJO during DYNAMO. *Bull Am Meteorol Soc* 97:405–423. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00196.1>
- Davis C, Brown B, Bullock R (2006) Object-based verification of precipitation forecasts: part II. Application to convective rain systems. *Mon Weather Rev* 134(7):1785–1795. <https://doi.org/10.1175/MWR3146.1>
- Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Bechtold P et al (2011) The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc* 137(656):553–597
- Delrieu G, Wijbrans A, Boudevillain B, Faure D, Bonnifant L, Kirstetter PE (2014) Geostatistical radar–raingauge merging: a novel method for the quantification of rain estimation accuracy. *Adv Water Resour* 71:110–124
- Déqué M, Alias A, Somot S, Nuissier O (2016) Climate change and extreme precipitation: the response by a convection-resolving model. Research activities in atmospheric and oceanic modeling. CAS/JSC Working group on numerical experimentation. Report No. 46. http://www.wcrp-climate.org/WGNE/blue_book.html. Accessed 5 Dec 2017
- Deser C, Phillips A, Bourdette V, Teng H (2012) Uncertainty in climate change projections: the role of internal variability. *Clim Dyn* 38(3–4):527–546
- Deser C, Phillips AS, Alexander MA, Smoliak BV (2014) Projecting North American climate over the next 50 years: Uncertainty due to internal variability. *J Clim* 27(6):2271–2296
- Dirmeyer PA, Cash BA, Kinter JL, Jung T, Marx L, Satoh M, Stan C, Tomita H, Towers P, Wedi N, Achuthavariar D (2012) Simulating the diurnal cycle of rainfall in global climate models: Resolution versus parameterization. *Clim Dyn* 39(1–2):399–418
- Done J, Davis CA, Weisman M (2004) The next generation of NWP: Explicit forecasts of convection using the Weather Research And Forecasting (WRF) model. *Atmos Sci Lett* 5(6):10–117
- Ducrocq V, Ricard D, Lafore JP, Orain F (2002) Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over France: on the importance of the initial humidity field. *Weather Forecast* 17:1236–1256
- Ducrocq V, Nuissier O, Ricard D, Lebeaupin C, Thouvenin T (2008) A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. ii: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Q J R Meteorol Soc* 134(630):131–145
- Ducrocq V, Braud I, Davolio S, Ferretti R, Flamant C, Jansa A, Kalthoff N, Richard E, Taupier-Letage I, Ayrat PA, Belamari S, Berne A, Borga M, Boudevillain B, Bock O, Boichard JL, Bouin MN, Bousquet O, Bouvier C, Chiggiato J, Cimini D, Corsmeier U, Coppola L, Cocquerez P, Defer E, Drobinski P, Dufournet Y, Fourrie N, Gourley JJ, Labatut L, Lambert D, Le Coz J, Marzano FS, Molinie G, Montani A, Nord G, Nuret M, Ramage K, Rison B, Roussot O, Said F, Schwarzenboeck A, Testor P, Van Baelen J, Vincendon B, Aran M (2014) HyMeX-SOP1: the field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern Mediterranean. *Bull Am Meteorol Soc* 95(7):1083–1100
- Duffourg F, Nuissier O, Ducrocq V, Flamant C, Chazette P, Delanoë J, Doerenbecher A, Fourrié N, Di Girolamo P, Lac C et al (2016) Offshore deep convection initiation and maintenance during the hymex iop 16a heavy precipitation event. *Q J R Meteorol Soc* 142(S1):259–274
- Fosser G, Khodayar S, Berg P (2014) Benefit of convection permitting climate model simulations in the representation of convective precipitation. *Clim Dyn* 44(1–2):45–60
- Giorgi F, Jones C, Asrar GR (2009) Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *WMO Bull* 58(3):175–183
- Giorgi F, C, Torma E, Coppola N, Ban C, Schar, Somot S (2016) Enhanced summer convective rainfall at Alpine high elevations in response to climate warming. *Nat Geosci* 9:584–589
- Godina R, Müller G (2009) Das Hochwasser in Österreich vom 22. bis 30 Juni, 2009—Beschreibung der hydrologischen Situation (in German), Report, pp 21, Austrian Federal Ministry of Agriculture, Forestry, Environment and Water Management (BMLFUW), Abt. VII/3., Vienna, Austria. https://www.bmlfuw.gv.at/wasser/wasser-oesterreich/wasserkreislauf/hydrograph_charakt_extrema/Hochwasser-Juni2009.html. Accessed 5 Dec 2017
- Grazzini F (2007) Predictability of a large-scale flow conducive to extreme precipitation over the western Alps. *Met Atm Phys* 95:123–138
- Grell GA, Schade L, Knoche R, Pfeiffer A, Egger J (2000) Nonhydrostatic climate simulations of precipitation over complex terrain. *J Geophys Res* 105(D24):29595–29608
- Gutowski WJ Jr, Giorgi F, Timbal B, Frigon A, Jacob D, Kang HS, Raghavan K, Lee B, Lennard C, Nikulin G, O'Rourke E, Rixen M, Solman S, Stephenson T, Tangang F (2016) WCRP coordinated regional downscaling experiment (CORDEX): a diagnostic MIP for CMIP6. *Geosci Model Dev* 9:4087–4095. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-4087-2016>
- Haiden, Pistotnik G (2009) Intensity-dependent parameterization of elevation effects in precipitation analysis. *Adv Geosci* 20:33–38
- Hawkins E, Sutton R (2009) The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bull Am Meteorol Soc* 90(8):1095–1107
- Heinzeller D, Junkermann W, Kunstmann H (2016) Anthropogenic aerosol emissions and rainfall decline in Southwestern Australia: coincidence or causality? *J Clim* 29:8471–8493. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0082.1>
- Hohenegger C, Brockhaus P, Bretherton CS, Schär C (2009) The soil moisture-precipitation feedback in simulations with explicit and parameterized convection. *J Clim* 22(19):5003–5020
- Holloway CE, Neelin JD (2009) Moisture vertical structure, column water vapor, and tropical deep convection. *J Atmos Sci* 66:1665–1683
- Jakob M, Weatherly H (2003) A hydroclimatic threshold for landslide initiation on the North Shore Mountains of Vancouver, British Columbia. *Geomorphology* 54(3):137–156
- Kendon EJ, Roberts NN, Senior CA, Roberts MJ (2012) Realism of rainfall in a very high-resolution regional climate model. *J Clim* 25:5791–5806. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00562.1>
- Kendon EJ, Roberts NM, Fowler HJ, Roberts MJ, Chan SC, Senior CA (2014) Heavier summer downpours with climate change revealed by weather forecast resolution model. *Nat Clim Change* 4(7):570–576
- Khairoutdinov MF, Randall D (2006) High-resolution simulation of shallow to deep convection transition over land. *J Atmos Sci* 63:3421–3436
- Khodayar S, Fosser G, Segolene B, Davolio S, Drobinski P, Ducrocq V, Ferretti R, Nuret M, Pichelli E, Richard E (2016) A seamless weather-climate multi-model intercomparison on the representation of high impact weather in the Western Mediterranean: HyMeX IOP12. *Q J R Meteorol Soc* 142:433–452. <https://doi.org/10.1002/qj.2700>

- Klein SA, Zhang Y, Zelinka MD, Pincus R, Boyle J, Gleckler PJ (2013) Are climate model simulations of clouds improving? An evaluation using the ISCCP simulator. *J Geophys Res Atmos* 118:1329–1342. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50141>
- Kramer M, Heinzeller D, Hartmann H, van den Berg W, Steeneveld GJ (2017) Numerical weather prediction in the grey zone using a global variable resolution mesh and scale-aware convection parameterisation using MPAS. *Clim Dyn* (in review)
- Landelius T, Dahlgren P, Gollvik S, Jansson A, Olsson E (2016) A high-resolution regional reanalysis for Europe. Part 2: 2D analysis of surface temperature, precipitation and wind. *Q J R Meteorol Soc* 142(698):2132–2142. <https://doi.org/10.1002/qj.2813>
- Lenderink G, van Meijgaard E (2008) Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes. *Nat Geosci* 1(8):511–514. <https://doi.org/10.1038/ngeo262>
- Llasat MC, Llasat-Botija M, Petrucci O, Pasqua AA, Rosselló J, Vinet F, Boissier L (2013) Towards a database on societal impact of Mediterranean floods within the framework of the HYMEX project. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 13(5):1337–1350
- Maraun D, Shepherd TG, Widmann M, Zappa G, Walton D, Gutiérrez JM, Hagemann S, Richter I, Soares PM, Hall A, Mearns LO (2017) Towards process-informed bias correction of climate change simulations. *Nat Clim Change* 7(11):764–773
- Martinet M, Nuisssier O, Duffourg F, Ducrocq V, Ricard D (2017) Fine-scale numerical analysis of the sensitivity of the hymex iop16a heavy precipitating event to the turbulent mixing length parameterization. *Q J R Meteorol Soc*. <https://doi.org/10.1002/qj.3167>
- Mass CF, Ovens D, Westrick K, Colle BA (2002) Does increasing horizontal resolution produce more skillful forecasts? *Bull Am Meteor Soc* 83(3):407–430
- Meredith EP, Semenov VA, Maraun D, Park W, Chernokulsky AV (2015) Crucial role of Black Sea warming in amplifying the 2012 Krymsk precipitation extreme. *Nat Geosci* 8:615–619. <https://doi.org/10.1038/NNGEO2483>
- Milovac J, Warrach-Sagi K, Behrendt A, Späth F, Ingwersen J, Wulfmeyer V (2016) Investigation of PBL schemes combining the WRF model simulations with scanning water vapor differential absorption lidar measurements. *J Geophys Res Atmos* 121:624–649. <https://doi.org/10.1002/2015JD023927>
- Pontoppidan M, Reuder J, Mayer S, Kolstad EW (2017) Downscaling an intense precipitation event in complex terrain: the importance of high grid resolution. *Tellus A: Dyn Meteorol Oceanogr* 69(1):1271561
- Prein A, Gobiet A, Suklitsch M, Truhetz H, Awan N, Keuler K, Georgievski G (2013a) Added value of convection permitting seasonal simulations. *Clim Dyn* 41(9–10):2655–2677
- Prein AF, Holland GJ, Rasmussen RM, Done J, Ikeda K, Clark MP, Liu CH (2013b) Importance of regional climate model grid spacing for the simulation of heavy precipitation in the Colorado headwaters. *J Clim* 26(13):4848–4857
- Prein AF, Langhans W, Fossier G, Ferrone A, Ban N, Goergen K, Keller M, Tölle M, Gutjahr O, Feser F et al (2015) A review on regional convection-permitting climate modeling: Demonstrations, prospects, and challenges. *Rev Geophys* 53:323–361
- Prein AF, Liu C, Ikeda K, Trier SB, Rasmussen RM, Holland GJ, Clark MP (2017) Increased rainfall volume from future convective storms in the US. *Nat Clim Change* 7(12):880
- Rasmussen R et al (2014) Climate change impacts on the water balance of the Colorado headwaters: High-resolution regional climate model simulations. *J Hydrometeorol* 15:1091–1116. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-0118.1>
- Ribes A, Soulihan T, Vautard R, Dubuisson B, Somot S, Colin J, Planton S, Soubeyroux J-M (2018) Observed increase in extreme daily rainfall in the French Mediterranean. *Clim Dyn*. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4179-2>
- Scherrer SC, Begert M, Croci-Maspoli M, Appenzeller C (2016) Long series of Swiss seasonal precipitation: regionalization, trends and influence of large-scale flow. *Int J Climatol*. <https://doi.org/10.1002/joc.4584> (in press)
- Schwitalla T, Bauer H-S, Wulfmeyer V, Warrach-Sagi K (2017) Continuous high-resolution midlatitude-belt simulations for July–August 2013 with WRF. *Geosci Model Dev* 10:2031–2055. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-2031-2017>
- Shepherd TG (2014) Atmospheric circulation as a source of uncertainty in climate change projections. *Nat Geosci* 7(10):703–708
- Sherwood SC, Bony S, Dufresne JL (2014) Spread in model climate sensitivity traced to atmospheric convective mixing. *Nature* 505(7481):37–42
- Siebesma AP, Soares P, Teixeira J (2007) A combined eddy diffusivity mass-flux approach for the convective boundary layer. *J Atmos Sci* 64:1230–1248
- Soares PM, Miranda PMA, Siebesma AP, Teixeira J (2004) An eddydiffusivity/mass-flux parametrization for dry and shallow cumulus convection. *Q J R Meteorol Soc* 130:3365–3384
- Stevens B, Bony S (2013) What are climate models missing? *Science* 340(6136):1053–1054
- Stucki P, Brönnimann S, Martius O, Welker C, Rickli R, Dierer S, Bresch DN, Compo GP, Sardeshmukh PD (2015) Dynamical downscaling and loss modeling for the reconstruction of historical weather extremes and their impacts: a severe Foehn storm in 1925. *Bull Am Meteorol Soc* 96(8):1233–1241
- Tabary P, Dupuy P, Lhenaff G, Gueguen C, Moulin L, Laurantin O, Merlier C, Soubeyroux JM (2012) A 10-year (1997–2006) reanalysis of quantitative precipitation estimation over France: methodology and first results. *IAHS-AISH* 351:255–260
- Tebaldi C, Knutti R (2007) The use of the multi-model ensemble in probabilistic climate projections. *Philos Trans R Soc Lond A Math Phys Eng Sci* 365(1857):2053–2075
- Teixeira J et al (2008) Parameterization of the atmospheric boundary layer. *Bull Am Meteorol Soc* 89(4):453–458. <https://doi.org/10.1175/BAMS-89-4-453>
- Teixeira J, Cardoso S, Bonazzola M, Cole J, Del Genio A, DeMott C, Franklin C, Hannay C, Jakob C, Jiao Y, Karlsson J, Kitagawa H, Köhler M, Kuwano-Yoshida A, LeDrian C, Li J, Lock A, Miller MJ, Marquet P, Martins J, Mechoso CR, van Meijgaard E, Meinke I, Miranda PMA, Mironov D, Neggers R, Pan HL, Randall DA, Rasch PJ, Rockel B, Rossow WB, Ritter B, Siebesma AP, Soares PMM, Turk FJ, Vaillancourt PA, Von Engel A, Zhao M (2011) Tropical and sub-tropical cloud transitions in weather and climate prediction models: The GCSS/WGNE Pacific Cross-section Intercomparison (GPCI). *J Clim* 24:5223–5256. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3672.1>
- Tölle MH, Gutjahr O, Thiele J, Busch G (2014) Increasing bioenergy production on arable land: does the regional and local climate respond? Germany as a case study. *J Geophys Res Atmos* 119(6):2711–2724. <https://doi.org/10.1002/2013JD020877>
- Tölle MH, Schefczyk L, Gutjahr O (2017) Scale dependency of regional climate modeling of current and future climate extremes in Germany. *Theor Appl Climatol*. <https://doi.org/10.1007/s00704-017-2303-6>
- Vautard R, van Oldenborgh G-J, Thao S, Dubuisson B, Lenderink G, Ribes A, Planton S, Soubeyroux J-M, Yiou P (2015) Extreme fall precipitations in the Cévennes mountains. On “explaining extreme events of 2014 from a climate perspective”. *Bull Am Meteorol Soc Suppl* 96:S56–S60
- Warrach-Sagi K, Schwitalla T, Wulfmeyer V, Bauer H-S (2013) Evaluation of a climate simulation in Europe based on the WRF-NOAH model system: precipitation in Germany. *Clim Dyn* 41:755–774
- Webb MJ, Lock AP, Bretherton CS, Bony S, Cole JNS, Idelkadi A, Kang SM, Koshiro T, Kawai H, Ogura T, Roehrig R, Shin Y,

- Mauritsen T, Sherwood SC, Vial J, Watanabe M, Woelfle MD, Zhao M (2015) The impact of parametrized convection on cloud feedback. *Philos Trans R Soc A*. <https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0414>
- Weisman ML, Skamarock W, Klemp JB (1997) The resolution dependence of explicitly modeled convective systems. *Mon Weather Rev* 125:527–548. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125%3C0527:TRDOEM%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125%3C0527:TRDOEM%3E2.0.CO;2)
- Westra S, Fowler HJ, Evans JP, Alexander LV, Berg P, Johnson F, Kendon EJ, Lenderink G, Roberts NM (2014) Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall. *Rev Geophys* 52:522–555. <https://doi.org/10.1002/2014RG000464>
- Wu L (2009) Comparison of atmospheric infrared sounder temperature and relative humidity profiles with NASA African Monsoon multidisciplinary analyses (NAMMA) dropsonde observations. *J Geophys Res* 114:D19205. <https://doi.org/10.1029/2009JD012083>
- Wüest M, Frei C, Altenhoff A, Hagen M, Litschi M, Schär C (2010) A gridded hourly precipitation dataset for Switzerland using rain-gauge analysis and radar-based disaggregation. *Int J Climatol* 30:1764–1775. <https://doi.org/10.1002/joc.2025>
- Yano JJ, Soares PMM, Köhler M, Deluca A (2015) The convective parameterization problem: breadth and depth. *Bull Am Meteor Soc* 96(8):ES127–ES130
- Yano JJ, Ziemiański MZ, Cullen M, Termonia P, Onvlee J, Bengtsson L, Carrassi A, Davy R, Deluca A, Gray SL, Homar V (2017) Scientific challenges of convective-scale numerical weather prediction. *Bull Am Meteorol Soc* 99(4):699–710. <http://hdl.handle.net/1854/LU-8554921>
- Zappa G, Shepherd TG (2017) Storylines of atmospheric circulation change for European regional climate impact assessment. *Am Met Soc*. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0807.1>

Affiliations

Erika Coppola¹  · Stefan Sobolowski² · E. Pichelli¹ · F. Raffaele¹ · B. Ahrens³ · I. Anders⁴ · N. Ban⁵ · S. Bastin⁶ · M. Belda⁷ · D. Belusic⁸ · A. Caldas-Alvarez⁹ · R. M. Cardoso¹⁰ · S. Davolio¹¹ · A. Dobler¹² · J. Fernandez¹³ · L. Fita¹⁴ · Q. Fumiere¹⁵ · F. Giorgi¹ · K. Goergen^{16,17} · I. Güttler¹⁸ · T. Halenka⁷ · D. Heinzeller^{19,20} · Ø. Hodnebrog²¹ · D. Jacob²² · S. Kartsios²³ · E. Katragkou²³ · E. Kendon²⁴ · S. Khodayar⁹ · H. Kunstmann^{19,25} · S. Knist^{17,26} · A. Lavín-Gullón²⁷ · P. Lind⁸ · T. Lorenz² · D. Maraun²⁸ · L. Marelle²¹ · E. van Meijgaard²⁹ · J. Milovac³⁰ · G. Myhre²¹ · H.-J. Panitz⁹ · M. Piazza²⁸ · M. Raffa³¹ · T. Raub²² · B. Rockel³² · C. Schär⁵ · K. Sieck²² · P. M. M. Soares¹⁰ · S. Somot¹⁵ · L. Srnec¹⁸ · P. Stocchi¹¹ · M. H. Tölle³³ · H. Truhetz²⁸ · R. Vautard⁶ · H. de Vries²⁹ · K. Warrach-Sagi³⁰

✉ Erika Coppola
coppolae@ictp.it

✉ Stefan Sobolowski
stefan.sobolowski@uni.no

¹ International Centre for Theoretical Physics (International Center for Theoretical Physics (ICTP)), Trieste, Italy

² Uni Research, The Bjerknes Centre for Climate Research, Bergen, Norway

³ Goethe-Universität Frankfurt a.M. Frankfurt/Main, Frankfurt, Germany

⁴ ZAMG (Central Institute for Meteorology and Geodynamics), Vienna, Austria

⁵ Institute for Atmospheric and Climate Science, ETH Zürich, Zurich, Switzerland

⁶ Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), LATMOS, UVSQ, UPMC, CNRS, Guyancourt, France

⁷ Department of Atmospheric Physics, Faculty of Mathematics and Physics, Charles University, Prague, Czech Republic

⁸ Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI), Norrköping, Sweden

⁹ Karlsruhe Institute of Technology, Institute of Meteorology and Climate Research-Troposphere Research, Karlsruhe, Germany

¹⁰ Instituto Dom Luiz, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisbon, Portugal

¹¹ Institute of Atmospheric Sciences and Climate, National Research Council of Italy, CNR-ISAC, Bologna, Italy

¹² The Norwegian Meteorological Institute, Oslo, Norway

¹³ Meteorology Group, Department of Applied Mathematics and Computer Science, Universidad de Cantabria, Santander, Spain

¹⁴ Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA), CONICET-UBA, CNRS UMI-IFAECI, Buenos Aires, Argentina

¹⁵ CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques), Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, Toulouse, France

¹⁶ Institute of Bio- and Geosciences (Agrosphere, IBG-3), Research Centre Jülich, Jülich, Germany

¹⁷ Centre for High-Performance Scientific Computing in Terrestrial Systems, Geoverbund ABC/J, Jülich, Germany

¹⁸ Meteorological and Hydrological Service (DHMZ), Zagreb, Croatia

¹⁹ Institute of Meteorology and Climate Research (IMK-IFU), Karlsruhe Institute of Technology (KIT), Kreuzackbahnstr. 19, 82467 Garmisch-Partenkirchen, Germany

²⁰ Earth System Research Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, CO, USA

²¹ Center for International Climate and Environmental Research-Oslo (CICERO), Oslo, Norway

²² Climate Service Center (CSC) Helmholtz-Zentrum Geesthacht Hamburg, Hamburg, Germany

²³ Department of Meteorology and Climatology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Greece, UK

-
- ²⁴ Met Office Hadley Centre, Exeter, UK
- ²⁸⁹⁸ ²⁵ Institute of Geography, Augsburg University, Augsburg, Germany
- ²⁶ Meteorological Institute, University of Bonn, Bonn, Germany
- ²⁷ Meteorology Group, Instituto de Física de Cantabria (IFCA), CSIC-Univ. Cantabria, Santander, Spain
- ²⁸ Wegener Center for Climate and Global Change (WEGC), University of Graz, Brandhofgasse 5, 8010 Graz, Austria
- ²⁹ Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI), De Bilt, The Netherlands
- ³⁰ Institute of Physics and Meteorology (IPM), University of Hohenheim, Stuttgart, Germany
- ³¹ Euro-Mediterranean Center on Climate Change (CMCC Foundation), Capua, Italy
- ³² Helmholtz-Zentrum Geesthacht, Geesthacht, Germany
- ³³ Department of Geography, Climatology, Climate Dynamics and Climate Change, Justus-Liebig-University Giessen, Senckenbergstr. 1, 35390 Giessen, Germany

Bibliographie

- 2900 Allan RP, Soden BJ, John VO, Ingram W, Good P (2010) Current changes in tropical
2901 precipitation. *Environmental Research Letters* 5(2) :025,205
- 2902 Bador M, Terray L, Boe J, Somot S, Alias A, Gibelin AL, Dubuisson B (2017) Future
2903 summer mega-heatwave and record-breaking temperatures in a warmer france climate.
2904 *Environmental Research Letters* 12(7) :1–12
- 2905 Bador M, Donat MG, Geoffroy O, Alexander LV (2018) Assessing the robustness of fu-
2906 ture extreme precipitation intensification in the cmip5 ensemble. *Journal of Climate*
2907 31(16) :6505–6525
- 2908 Baldauf M, Seifert A, Förstner J, Majewski D, Raschendorfer M, Reinhardt T (2011) Ope-
2909 rational convective-scale numerical weather prediction with the cosmo model : description
2910 and sensitivities. *Monthly Weather Review* 139(12) :3887–3905
- 2911 Ban N, Schmidli J, Schär C (2015) Heavy precipitation in a changing climate : Does short-
2912 term summer precipitation increase faster ? *Geophysical Research Letters* 42(4) :1165–
2913 1172
- 2914 Ban N, Rajczak J, Schmidli J, Schär C (2019) Analysis of alpine precipitation extremes
2915 using generalized extreme value theory in convection-resolving climate simulations. *Cli-
2916 mate Dynamics* pp 1–15
- 2917 Beaulant AL, Joly B, Nuissier O, Somot S, Ducrocq V, Joly A, Sevault F, Deque M,
2918 Ricard D (2011) Statistico-dynamical downscaling for mediterranean heavy precipitation.
2919 *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137(656) :736–748
- 2920 Bechtold P, Cuijpers J, Mascart P, Trouilhet P (1995) Modeling of trade wind cumuli
2921 with a low-order turbulence model : Toward a unified description of cu and se clouds in
2922 meteorological models. *Journal of the atmospheric sciences* 52(4) :455–463
- 2923 Belamari S, Pirani A (2007) Validation of the optimal heat and momentum fluxes using the
2924 orca2-lim global ocean-ice model. *Marine EnviRonment and Security for the European
2925 Area–Integrated Project (MERSEA IP), Deliverable D 4*
- 2926 Bénard P, Vivoda J, Mašek J, Smolíková P, Yessad K, Smith C, Brožková R, Geleyn JF
2927 (2010) Dynamical kernel of the aladin–nh spectral limited-area model : Revised formula-
2928 tion and sensitivity experiments. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*
2929 136(646) :155–169

- 2930 Bengtsson L, Andrae U, Aspelién T, Batrak Y, Calvo J, de Rooy W, Gleeson E, Hansen-
2931 Sass B, Homleid M, Hortal M, et al (2017) The harmonie–arome model configuration in
2932 the aladin–hirlam nwp system. *Monthly Weather Review* 145(5) :1919–1935
- 2933 Berg P, Christensen OB, Klehmet K, Lenderink G, Olsson J, Teichmann C, Yang W (2019)
2934 Summertime precipitation extremes in a euro-cordex 0.11 degrees ensemble at an hourly
2935 resolution. *Natural hazards and earth system sciences* 19(4) :957–971
- 2936 Berthou S, Kendon EJ, Chan SC, Ban N, Leutwyler D, Schär C, Fosser G (2019) Pan-
2937 european climate at convection-permitting scale : a model intercomparison study. *Cli-
2938 mate Dynamics* pp 1–25
- 2939 Blanchet J, Molinié G, Touati J (2018) Spatial analysis of trend in extreme daily rainfall
2940 in southern france. *Climate dynamics* 51(3) :799–812
- 2941 Boer G (1993) Climate change and the regulation of the surface moisture and energy
2942 budgets. *Climate Dynamics* 8(5) :225–239
- 2943 Borodina A, Fischer EM, Knutti R (2017) Models are likely to underestimate increase
2944 in heavy rainfall in the extratropical regions with high rainfall intensity. *Geophysical
2945 Research Letters* 44(14) :7401–7409
- 2946 Boudevillain B, Argence S, Claud C, Ducrocq V, Joly B, Joly A, Lambert D, Nuissier O,
2947 Plu M, Ricard D, et al (2009) Projet cyprim, partie i : Cyclogenèses et précipitations
2948 intenses en région méditerranéenne : origines et caractéristiques
- 2949 Bougeault P (1982) Cloud-ensemble relations based on the gamma probability distribution
2950 for the higher-order models of the planetary boundary layer. *Journal of the Atmospheric
2951 Sciences* 39(12) :2691–2700
- 2952 Bougeault P (1985) A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convec-
2953 tion. *Monthly Weather Review* 113(12) :2108–2121
- 2954 Bougeault P, Lacarrere P (1989) Parameterization of orography-induced turbulence in a
2955 mesobeta–scale model. *Monthly Weather Review* 117(8) :1872–1890
- 2956 Bouteloup Y, Seity Y, Bazile E (2011) Description of the sedimentation scheme used ope-
2957 rationally in all météo-france nwp models. *Tellus A* 63(2) :300–311
- 2958 Boutle I, Eyre J, Lock A (2014) Seamless stratocumulus simulation across the turbulent
2959 gray zone. *Monthly Weather Review* 142(4) :1655–1668
- 2960 Bubnová R, Horányi A, Malardel S (1993) International project arpege/aladin. *EWGLAM
2961 newsletter* 22 :117–130
- 2962 Chan SC, Kahana R, Kendon EJ, Fowler HJ (2018) Projected changes in extreme pre-
2963 cipitation over scotland and northern england using a high-resolution regional climate
2964 model. *Climate dynamics* 51(9-10) :3559–3577

- 2965 Colin J (2011) Etude des événements précipitants intenses en méditerranée : approche
2966 par la modélisation climatique régionale. PhD thesis, Université de Toulouse, Université
2967 Toulouse III-Paul Sabatier
- 2968 Colin J, Déqué M, Radu R, Somot S (2010) Sensitivity study of heavy precipitation in
2969 limited area model climate simulations : influence of the size of the domain and the use
2970 of the spectral nudging technique. *Tellus A* 62(5) :591–604
- 2971 Colmet-Daage A, Sanchez-Gomez E, Ricci S, Llovel C, Borrell Estupina V, Quintana-
2972 Seguí P, Llasat MC, Servat E (2017) Evaluation of uncertainties in mean and extreme
2973 precipitation under climate changes for northwestern mediterranean watersheds from
2974 high-resolution med and euro-cordex ensembles. *Hydrology and Earth System Sciences*
2975 *Discussions* 2017 :1–27, DOI 10.5194/hess-2017-49
- 2976 Coppola E, Sobolowski S, Pichelli E, Raffaele F, Ahrens B, Anders I, Ban N, Bastin S,
2977 Belda M, Belusic D, et al (2019) A first-of-its-kind multi-model convection permitting
2978 ensemble for investigating convective phenomena over europe and the mediterranean.
2979 *Climate Dynamics* pp 1–32
- 2980 Cuxart J, Bougeault P, Redelsperger JL (2000) A turbulence scheme allowing for mesos-
2981 cale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*
2982 126(562) :1–30
- 2983 Daniel M, Lemonsu A, Déqué M, Somot S, Alias A, Masson V (2018) Benefits of explicit
2984 urban parameterization in regional climate modeling to study climate and city interac-
2985 tions. *Climate Dynamics* pp 1–20
- 2986 Davolio S, Buzzi A, Malguzzi P (2009) Orographic triggering of long lived convection in
2987 three dimensions. *Meteorology and atmospheric physics* 103(1-4) :35–44
- 2988 Dee DP, Uppala S (2009) Variational bias correction of satellite radiance data in the
2989 era-interim reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society : A*
2990 *journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*
2991 135(644) :1830–1841
- 2992 Dentener F, Kinne S, Bond T, Boucher O, Cofala J, Generoso S, Ginoux P, Gong S,
2993 Hoelzemann J, Ito A, et al (2006) Emissions of primary aerosol and precursor gases in
2994 the years 2000 and 1750 prescribed data-sets for aerocom. *Atmospheric Chemistry and*
2995 *Physics* 6(12) :4321–4344
- 2996 Déqué M, Piedelievre JP (1995) High resolution climate simulation over europe. *Climate*
2997 *dynamics* 11(6) :321–339
- 2998 Di Luca A, de Elía R, Laprise R (2013) Potential for small scale added value of rcm’s
2999 downscaled climate change signal. *Climate Dynamics* 40(3-4) :601–618
- 3000 Driouech F, Déqué M, Sánchez-Gómez E (2010) Weather regimes—moroccan precipitation
3001 link in a regional climate change simulation. *Global and Planetary Change* 72(1-2) :1–10

- 3002 Drobinski P, Ducrocq V, Alpert P, Anagnostou E, Béranger K, Borga M, Braud I, Chanzy
3003 A, Davolio S, Delrieu G, et al (2014) Hymex : A 10-year multidisciplinary program on the
3004 mediterranean water cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society* 95(7) :1063–
3005 1082
- 3006 Drobinski P, Da Silva N, Panthou G, Bastin S, Muller C, Ahrens B, Borga M, Conte
3007 D, Fosser G, Giorgi F, et al (2018) Scaling precipitation extremes with temperature in
3008 the mediterranean : past climate assessment and projection in anthropogenic scenarios.
3009 *Climate dynamics* 51(3) :1237–1257
- 3010 Ducrocq V, Ricard D, Lafore JP, Orain F (2002) Storm-scale numerical rainfall prediction
3011 for five precipitating events over france : On the importance of the initial humidity field.
3012 *Weather and Forecasting* 17(6) :1236–1256
- 3013 Ducrocq V, Nuissier O, Ricard D, Lebeauupin C, Thouvenin T (2008) A numerical study
3014 of three catastrophic precipitating events over southern france. ii : Mesoscale trigge-
3015 ring and stationarity factors. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*
3016 134(630) :131–145
- 3017 Ducrocq V, Braud I, Davolio S, Ferretti R, Flamant C, Jansa A, Kalthoff N, Richard E,
3018 Taupier-Letage I, Ayrat PA, et al (2014) Hymex-sop1 : The field campaign dedicated
3019 to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern mediterranean. *Bulletin of*
3020 *the American Meteorological Society* 95(7) :1083–1100
- 3021 Ducrocq V, Davolio S, Ferretti R, Flamant C, Santaner VH, Kalthoff N, Richard E, Wernli
3022 H (2016) Introduction to the hymex special issue on ‘advances in understanding and
3023 forecasting of heavy precipitation in the mediterranean through the hymex sop1 field
3024 campaign’. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 142 :1–6
- 3025 Durand Y, Brun E, Mérindol L, Guyomarc’h G, Lesaffre B, Martin E (1993) A meteorolo-
3026 gical estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of glaciology* 18 :65–71
- 3027 Déqué M, Somot S (2008) Analysis of heavy precipitation for france using high resolution
3028 ALADIN RCM simulations. *Időjárás* 112(3-4) :179–190
- 3029 Déqué M, Alias A, Somot S, Nuissier O (2016) Climate change and extreme precipitation :
3030 the response by a convection-resolving model. *Research activities in atmospheric and*
3031 *oceanic modelling CAS/JSC Working group on numerical experimentation Report No46*
- 3032 Edwards J, Slingo A (1996) Studies with a flexible new radiation code. i : Choosing a
3033 configuration for a large-scale model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological*
3034 *Society* 122(531) :689–719
- 3035 Efron B, Tibshirani RJ (1994) *An introduction to the bootstrap*. CRC press
- 3036 Fantini A, Raffaele F, Torma C, Bacer S, Coppola E, Giorgi F, Ahrens B, Dubois C,
3037 Sanchez E, Verdecchia M (2018) Assessment of multiple daily precipitation statistics

- 3038 in era-interim driven med-cortex and euro-cortex experiments against high resolution
3039 observations. *Climate dynamics* 51(3) :877–900
- 3040 Fosser G, Khodayar S, Berg P (2015) Benefit of convection permitting climate model
3041 simulations in the representation of convective precipitation. *Climate Dynamics* 44(1-
3042 2) :45–60
- 3043 Fouquart Y, Bonnel B (1980) Computations of solar heating of the earth's atmosphere- a
3044 new parameterization. *Beitraege zur Physik der Atmosphaere* 53 :35–62
- 3045 Frei C, Isotta FA (2019) Ensemble spatial precipitation analysis from rain gauge data :
3046 Methodology and application in the european alps. *Journal of Geophysical Research :
3047 Atmospheres* 124(11) :5757–5778
- 3048 Fumière Q, Déqué M, Nuissier O, Somot S, Alias A, Caillaud C, Laurantin O, Seity Y
3049 (2019) Extreme rainfall in mediterranean france during the fall : added value of the
3050 cnrm-arome convection-permitting regional climate model. *Climate Dynamics* pp 1–15
- 3051 Gibelin AL, Déqué M (2003) Anthropogenic climate change over the mediterranean region
3052 simulated by a global variable resolution model. *Climate Dynamics* 20(4) :327–339
- 3053 Giorgi F (2006) Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters* 33(8)
- 3054 Guérémy J (2011) A continuous buoyancy based convection scheme : one-and three-
3055 dimensional validation. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography* 63(4) :687–
3056 706
- 3057 Iacono MJ, Delamere JS, Mlawer EJ, Shephard MW, Clough SA, Collins WD (2008)
3058 Radiative forcing by long-lived greenhouse gases : Calculations with the aer radiative
3059 transfer models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 113(D13)
- 3060 Jacob D, Petersen J, Eggert B, Alias A, Christensen OB, Bouwer LM, Braun A, Colette A,
3061 Déqué M, Georgievski G, et al (2014) Euro-cortex : new high-resolution climate change
3062 projections for european impact research. *Regional Environmental Change* 14(2) :563–
3063 578
- 3064 Kendon EJ, Roberts NM, Fowler HJ, Roberts MJ, Chan SC, Senior CA (2014) Heavier
3065 summer downpours with climate change revealed by weather forecast resolution model.
3066 *Nature Climate Change* 4(7) :570–576
- 3067 Kendon EJ, Ban N, Roberts NM, Fowler HJ, Roberts MJ, Chan SC, Evans JP, Fosser G,
3068 Wilkinson JM (2017) Do convection-permitting regional climate models improve projec-
3069 tions of future precipitation change? *Bulletin of the American Meteorological Society*
3070 98(1) :79–93
- 3071 Khodayar S, Fosser G, Berthou S, Davolio S, Drobinski P, Ducrocq V, Ferretti R, Nuret M,
3072 Pichelli E, Richard E, et al (2016) A seamless weather–climate multi-model intercompa-
3073 rison on the representation of a high impact weather event in the western mediterranean :
3074 Hymex iop12. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 142 :433–452

- 3075 Lac C, Chaboureaud JP, Masson V, Pinty JP, Tulet P, Escobar J, Leriche M, Barthe C,
3076 Aouizerats B, Augros C, et al (2018) Overview of the meso-nh model version 5.4 and its
3077 applications. *Geoscientific Model Development* 11(5) :1929–1969
- 3078 Lenderink G, Van Meijgaard E (2008) Increase in hourly precipitation extremes beyond
3079 expectations from temperature changes. *Nature Geoscience* 1(8) :511
- 3080 Lenderink G, Van Meijgaard E (2010) Linking increases in hourly precipitation extremes
3081 to atmospheric temperature and moisture changes. *Environmental Research Letters*
3082 5(2) :025,208
- 3083 Lenderink G, Belusic D, Fowler HJ, Kjellström E, Lind P, van Meijgaard E, van Ulft
3084 B, de Vries H (2019) Systematic increases in the thermodynamic response of hourly
3085 precipitation extremes in an idealized warming experiment with a convection-permitting
3086 climate model. *Environmental Research Letters*
- 3087 Leutwyler D, Fuhrer O, Lapillonne X, Lüthi D, Schär C (2016) Towards european-scale
3088 convection-resolving climate simulations with gpus : a study with cosmo 4.19. *Geoscientific Model Development* 9(9) :3393
- 3090 Leutwyler D, Lüthi D, Ban N, Fuhrer O, Schär C (2017) Evaluation of the convection-
3091 resolving climate modeling approach on continental scales. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 122(10) :5237–5258
- 3093 Lind P, Lindstedt D, Kjellström E, Jones C (2016) Spatial and temporal characteristics of
3094 summer precipitation over central europe in a suite of high-resolution climate models.
3095 *Journal of Climate* 29(10) :3501–3518, DOI 10.1007/s00382-018-4114-6
- 3096 Llasat MC, Llasat-Botija M, Prat M, Porcu F, Price C, Mugnai A, Lagouvardos K, Kotroni V, Katsanos D, Michaelides S, et al (2010) High-impact floods and flash floods in mediterranean countries : the flash preliminary database. *Advances in Geosciences* 23 :47–55
- 3100 Lopez P (2002) Implementation and validation of a new prognostic large-scale cloud and
3101 precipitation scheme for climate and data-assimilation purposes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 128(579) :229–257
- 3103 Louis JF (1979) A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology* 17(2) :187–202
- 3105 Malardel S, Ricard D (2015) An alternative cell-averaged departure point reconstruction
3106 for pointwise semi-lagrangian transport schemes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 141(691) :2114–2126
- 3108 Masson V (2000) A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric
3109 models. *Boundary-layer meteorology* 94(3) :357–397

- 3110 Masson V, Champeaux JL, Chauvin F, Meriguet C, Lacaze R (2003) A global database
3111 of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models.
3112 *Journal of climate* 16(9) :1261–1282
- 3113 Masson V, Le Moigne P, Martin E, Faroux S, Alias A, Alkama R, Belamari S, Barbu A,
3114 Boone A, Bouyssel F, et al (2013) The surfexv7. 2 land and ocean surface platform for
3115 coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model*
3116 *Development* 6 :929–960
- 3117 McSweeney C, Jones R, Lee RW, Rowell D (2015) Selecting cmip5 gcms for downscaling
3118 over multiple regions. *Climate Dynamics* 44(11-12) :3237–3260
- 3119 Mellor GL, Yamada T (1982) Development of a turbulence closure model for geophysical
3120 fluid problems. *Reviews of Geophysics* 20(4) :851–875
- 3121 Mironov D, Heise E, Kourzeneva E, Ritter B, Schneider N, Terzhevik A (2010) Implemen-
3122 tation of the lake parameterisation scheme flake into the numerical weather prediction
3123 model cosmo
- 3124 Mlawer EJ, Taubman SJ, Brown PD, Iacono MJ, Clough SA (1997) Radiative transfer for
3125 inhomogeneous atmospheres : Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave.
3126 *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 102(D14) :16,663–16,682
- 3127 Morcrette JJ (2001) The surface downward longwave radiation in the ecmwf forecast sys-
3128 tem. *Journal of climate* 15(14) :1875–1892
- 3129 Nabat P, Somot S, Mallet M, Chiapello I, Morcrette J, Solmon F, Szopa S, Dulac F, Col-
3130 lins W, Ghan S, et al (2013) A 4-d climatology (1979–2009) of the monthly tropospheric
3131 aerosol optical depth distribution over the mediterranean region from a comparative eva-
3132 luation and blending of remote sensing and model products. *Atmospheric Measurement*
3133 *Techniques* 6(5) :1287–1314
- 3134 Najac J, Boé J, Terray L (2009) A multi-model ensemble approach for assessment of climate
3135 change impact on surface winds in france. *Climate dynamics* 32(5) :615–634
- 3136 Noilhan J, Planton S (1989) A simple parameterization of land surface processes for me-
3137 teorological models. *Monthly weather review* 117(3) :536–549
- 3138 Nuissier O, Ducrocq V, Ricard D, Lebeaupin C, Anquetin S (2008) A numerical study
3139 of three catastrophic precipitating events over southern france. i : Numerical frame-
3140 work and synoptic ingredients. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*
3141 134(630) :111–130
- 3142 Nuissier O, Joly B, Joly A, Ducrocq V, Arbogast P (2011) A statistical downscaling to iden-
3143 tify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over
3144 southern france. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137(660) :1812–
3145 1827

- 3146 O’Gorman PA, Schneider T (2009) The physical basis for increases in precipitation ex-
3147 tremes in simulations of 21st-century climate change. *Proceedings of the National Aca-*
3148 *demmy of Sciences* 106(35) :14,773–14,777
- 3149 Pall P, Allen M, Stone DA (2007) Testing the clausius–clapeyron constraint on changes in
3150 extreme precipitation under co 2 warming. *Climate Dynamics* 28(4) :351–363
- 3151 Pergaud J, Masson V, Malardel S, Couvreur F (2009) A parameterization of dry ther-
3152 mals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Boundary-layer*
3153 *meteorology* 132(1) :83–106
- 3154 Pfahl S, O’Gorman PA, Fischer EM (2017) Understanding the regional pattern of projected
3155 future changes in extreme precipitation. *Nature Climate Change* 7(6) :423
- 3156 Pinty JP, Jabouille P (1998) A mixed-phased cloud parameterization for use in a mesoscale
3157 non-hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitation. In :
3158 *Conference on Cloud Physics : 14th Conference on Planned and Inadvertent Weather*
3159 *Modification*, pp 17–21
- 3160 Piriou JM, Redelsperger JL, Geleyn JF, Lafore JP, Guichard F (2007) An approach for
3161 convective parameterization with memory : Separating microphysics and transport in
3162 grid-scale equations. *Journal of the Atmospheric Sciences* 64(11) :4127–4139
- 3163 Prein A, Gobiet A, Truhetz H, Keuler K, Goergen K, Teichmann C, Maule CF, Van Mei-
3164 jgaard E, Déqué M, Nikulin G, et al (2016) Precipitation in the euro-cordex 0.11°and
3165 0.44°simulations : high resolution, high benefits? *Climate Dynamics* 46(1-2) :383–412
- 3166 Prein AF, Liu C, Ikeda K, Bullock R, Rasmussen RM, Holland GJ, Clark M (2017) Simula-
3167 ting north american mesoscale convective systems with a convection-permitting climate
3168 model. *Climate Dynamics* pp 1–16, DOI 10.1007/s00382-017-3993-2
- 3169 Quintana-Segui P, Le Moigne P, Durand Y, Martin E, Habets F, Baillon M, Canellas C,
3170 Franchisteguy L, Morel S (2008) Analysis of near-surface atmospheric variables : Valid-
3171 ation of the safran analysis over france. *Journal of applied meteorology and climatology*
3172 47(1) :92–107
- 3173 Radu R, Déqué M, Somot S (2008) Spectral nudging in a spectral regional climate model.
3174 *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography* 60(5) :898–910
- 3175 Raymond F, Ullmann A, Camberlin P (2018) Very long winter dry spells in the medi-
3176 terranean basin : spatio-temporal variability and impact on cereal production in spain.
3177 *Cybergeo : European Journal of Geography*
- 3178 Ribes A, Thao S, Vautard R, Dubuisson B, Somot S, Colin J, Planton S, Soubeyroux JM
3179 (2019) Observed increase in extreme daily rainfall in the french mediterranean. *Climate*
3180 *Dynamics* pp 1–20

- 3181 Ricard D, Ducrocq V, Auger L (2012) A climatology of the mesoscale environment associa-
3182 ted with heavily precipitating events over a northwestern mediterranean area. *Journal*
3183 *of applied meteorology and climatology* 51(3) :468–488
- 3184 Ricard J, Royer J (1993) A statistical cloud scheme for use in an agcm. In : *Annales*
3185 *Geophysicae*, vol 11, pp 1095–1115
- 3186 Richard E, Buzzi A, Zängl G (2007) Quantitative precipitation forecasting in the alps :
3187 The advances achieved by the mesoscale alpine programme. *Quarterly Journal of the*
3188 *Royal Meteorological Society* 133(625) :831–846
- 3189 Ritter B, Geleyn JF (1992) A comprehensive radiation scheme for numerical weather predic-
3190 tion models with potential applications in climate simulations. *Monthly Weather Review*
3191 120(2) :303–325
- 3192 Ruti PM, Somot S, Giorgi F, Dubois C, Flaouanas E, Obermann A, Dell’Aquila A, Pisacane
3193 G, Harzallah A, Lombardi E, et al (2016) Med-cordex initiative for mediterranean climate
3194 studies. *Bulletin of the American Meteorological Society* 97(7) :1187–1208
- 3195 Sanchez-Gomez E, Somot S, Mariotti A (2009) Future changes in the mediterranean wa-
3196 ter budget projected by an ensemble of regional climate models. *Geophysical Research*
3197 *Letters* 36(21)
- 3198 Schär C, Frei C, Lüthi D, Davies HC (1996) Surrogate climate-change scenarios for regional
3199 climate models. *Geophysical Research Letters* 23(6) :669–672
- 3200 Seity Y, Brousseau P, Malardel S, Hello G, Bénard P, Bouttier F, Lac C, Masson V
3201 (2011) The AROME-France convective-scale operational model. *Monthly Weather Re-*
3202 *view* 139(3) :976–991
- 3203 Spiridonov V, Déqué M, Somot S (2005) Aladin-climate : from the origins to present date.
3204 *ALADIN Newsletter* 29 :89–92
- 3205 Stratton RA, Senior CA, Vosper SB, Folwell SS, Boutle IA, Earnshaw PD, Kendon E, Lock
3206 AP, Malcolm A, Manners J, et al (2018) A pan-african convection-permitting regional
3207 climate simulation with the met office unified model : Cp4-africa. *Journal of Climate*
3208 31(9) :3485–3508
- 3209 Szopa S, Balkanski Y, Schulz M, Bekki S, Cugnet D, Fortems-Cheiney A, Turquety S, Cozic
3210 A, Déandres C, Hauglustaine D, Idelkadi A, Lathière J, Lefevre F, Marchand M, Vuolo
3211 R, Yan N, Dufresne JL (2013) Aerosol and ozone changes as forcing for climate evolution
3212 between 1850 and 2100. *Climate dynamics* 40 :2223–2250, DOI 10.1007/s00382-012-1408-
3213 y
- 3214 Tabary P, Dupuy P, Lhenaff G, Gueguen C, Moulin L, Laurantin O, Merlier C, Soubeyroux
3215 JM (2012) A 10-year (1997-2006) reanalysis of quantitative precipitation estimation over
3216 france : methodology and first results. IAHS-AISH publication pp 255–260

- 3217 Tegen I, Hollrig P, Chin M, Fung I, Jacob D, Penner J (1997) Contribution of different
3218 aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness : Estimates from model
3219 results. *Journal of Geophysical Research* 102 :23,895–23,915
- 3220 Termonia P, Fischer C, Bazile E, Bouyssel F, Brožková R, Bénard P, Bochenek B, De-
3221 grauwe D, Derková M, El Khatib R, et al (2018) The aladin system and its canonical
3222 model configurations arome cy41t1 and alaro cy40t1. *Geoscientific Model Development*
3223 11(1) :257
- 3224 Tiedtke M (1989) A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in
3225 large-scale models. *Monthly Weather Review* 117(8) :1779–1800
- 3226 Toreti A, Xoplaki E, Maraun D, Kuglitsch FG, Wanner H, Luterbacher J (2010) Charac-
3227 terisation of extreme winter precipitation in mediterranean coastal sites and associated
3228 anomalous atmospheric circulation patterns. *Natural Hazards and Earth System Sciences*
3229 10(5) :1037–1050
- 3230 Torma C, Giorgi F, Coppola E (2015) Added value of regional climate modeling over areas
3231 characterized by complex terrain—precipitation over the alps. *Journal of Geophysical*
3232 *Research : Atmospheres* 120(9) :3957–3972
- 3233 Trambly Y, Somot S (2018) Future evolution of extreme precipitation in the mediterranean.
3234 *Climatic Change* 151(2) :289–302
- 3235 Trambly Y, Ruelland D, Somot S, Bouaicha R, Servat E (2013) High-resolution med-
3236 cordex regional climate model simulations for hydrological impact studies : a first eva-
3237 luation of the aladin-climate model in morocco. *Hydrology & Earth System Sciences*
3238 17(10)
- 3239 Trenberth KE, Dai A, Rasmussen RM, Parsons DB (2003) The changing character of
3240 precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society* 84(9) :1205–1218
- 3241 Uppala SM, Kållberg P, Simmons A, Andrae U, Bechtold VDC, Fiorino M, Gibson J,
3242 Haseler J, Hernandez A, Kelly G, et al (2005) The era-40 re-analysis. *Quarterly Journal*
3243 *of the royal meteorological society* 131(612) :2961–3012
- 3244 Vautard R, Yiou P, van Oldenborgh GJ, Lenderink G, Thao S, Ribes A, Planton S, Dubuis-
3245 son B, Soubeyroux JM (2015) Extreme fall 2014 precipitation in the cévennes mountains.
3246 *Bulletin of the American Meteorological Society* 96(12) :S56–S60
- 3247 Vidal JP, Martin E, Franchistéguy L, Baillon M, Soubeyroux JM (2011) A 50-year high-
3248 resolution atmospheric reanalysis over france with the safran system. *International Jour-
3249 nal of Climatology* 30(11) :1627–1644
- 3250 Voltaire A, Sanchez-Gomez E, y Méliá DS, Decharme B, Cassou C, Sénési S, Valcke S,
3251 Beau I, Alias A, Chevallier M, et al (2013) The cnrm-cm5. 1 global climate model :
3252 description and basic evaluation. *Climate Dynamics* 40(9-10) :2091–2121

- 3253 Von Storch H, Langenberg H, Feser F (2000) A spectral nudging technique for dynamical
3254 downscaling purposes. *Monthly weather review* 128(10) :3664–3673
- 3255 Walters D, Brooks M, Boutle I, Melvin T, Stratton R, Vosper S, Wells H, Williams K, Wood
3256 N, Allen T, et al (2017) The met office unified model global atmosphere 6.0/6.1 and jules
3257 global land 6.0/6.1 configurations. *Geoscientific Model Development* 10(4) :1487–1520
- 3258 Wilby RL, Wigley T (1997) Downscaling general circulation model output : a review of
3259 methods and limitations. *Progress in physical geography* 21(4) :530–548
- 3260 Wilson DR, Ballard SP (1999) A microphysically based precipitation scheme for the uk me-
3261 teorological office unified model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*
3262 125(557) :1607–1636
- 3263 Zhang L, Wu P, Zhou T, Roberts MJ, Schiemann R (2016) Added value of high resolution
3264 models in simulating global precipitation characteristics. *Atmospheric Science Letters*
3265 17(12) :646–657
- 3266 Zhang X, Zwiers FW, Li G, Wan H, Cannon AJ (2017) Complexity in estimating past and
3267 future extreme short-duration rainfall. *Nature Geoscience* 10(4) :255

Glossaire

3268

- 3269 **AGCM** : Atmospheric General Circulation Model
3270 **ALADIN** : Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational
3271 **ANR** : Agence Nationale de la Recherche
3272 **AOD** : Aerosol Optical Depth
3273 **ARAMIS** : Application RAdar à la Météorologie Infra-Synoptique
3274 **AR5** : Fifth Assessment Report
3275 **AROME** : Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle
3276 **ARPEGE** : Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle
3277 **CDF** : Cumulative Density Fonction
3278 **CERFACS** : Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scien-
3279 tifique
3280 **CMIP5** : Coupled Model Intercomparison Project 5
3281 **CM** : Climate Mode
3282 **CNRM** : Centre National de Recherches en Météorologie
3283 **COARE** : Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment
3284 **COMAD** : COntinuous Mapping about Departure points
3285 **COMEPHORE** : COmbinaison en vue de la Meilleure Estimation de la Précipitation
3286 HOraiRE
3287 **COSMO-CLM** : COnsortium for Small scale MOdelling in CLimate Mode
3288 **CORDEX** : Coordinated Regional Downscaling Experiment
3289 **CPRCM** : Convection-Permitting Regional Climate Model
3290 **CRU** : Climate Reserch Unit
3291 **CYPRIM** : CYclogénèses et PRécipitations Intenses en région Méditerranéenne
3292 **E-OBS** : Earth OBServations
3293 **ECMWF** : European Center for Medium-range Weather Forecasts
3294 **ECUME** : Exchange Coefficients from Unified Multicampaign Estimate
3295 **ERA** : ECMWF Re-Analysis
3296 **ETHZ** : Ecole Polytechnique Fédérale de Zürich en allemand
3297 **EURO-CORDEX** : EUROpean Coordinated Regional Downscaling Experiment
3298 **FPS** : Flagship Pilot Study
3299 **GCM** : General Circulation Model
3300 **GES** : Gaz à Effet de Serre
3301 **GELATO** : Global Experimental Leads and ice for ATmosphere and Ocean
3302 **HCLIMcom** : Harmonie-Climate community

3303 **HPE** : Heavy Precipitation Event
 3304 **HyMeX** : Hydrological cycle in the Mediterranean eXperiment
 3305 **ICTP** : International Centre for Theoretical Physics
 3306 **IFS** : Integrated Forecasting System
 3307 **IOP** : Intensive Observation Period
 3308 **IPCC** : Intergovernmental Panel on Climate Change
 3309 **ISBA** : Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère
 3310 **MPI-ESM** : Max Planck Institute Earth System Model
 3311 **Med-CORDEX** : Mediterranean Coordinated Regional Downscaling Experiment
 3312 **Méso-NH** : Mésoscale Non-Hydrostatique
 3313 **MOHC** : Met Office Hadley Centre
 3314 **NEMO** : Nucleus for European Modelling of the Ocean
 3315 **OASIS** : Ocean Atmosphere Sea Ice Soil
 3316 **PCMT** : Prognostic Condensates Microphysics and Transport
 3317 **PGW** : Pseudo Global Warming
 3318 **PNT** : Prévision Numérique du Temps
 3319 **RCM** : Regional Climate Model
 3320 **RegCM** : REgional Climate MOdel system
 3321 **REMO** : REgional Model
 3322 **SAFRAN** : Systeme d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la
 3323 Neige
 3324 **SN** : Spectral Nudging
 3325 **SRES** : Special Report on Emissions Scenarios
 3326 **SST** : Sea Surface Temperature
 3327 **SURFEX** : SURFace EXternalisée
 3328 **TEB** : Town Energy Balance
 3329 **TEI** : Temps Ecoulé Intégré
 3330 **TRIP** : Total Runoff Integrating Pathways
 3331 **UKMO** : United Kingdom Met Office
 3332 **UM** : Unified Model
 3333 **WCRP** : World Climate Research Program's
 3334 **WL** : Weather Like
 3335 **WRF** : Weather Research and Forecasting