



Sensibilité des précipitations extrêmes au couplage sous-mensuel atmosphère-océan en Méditerranée nord-occidentale : approche par la modélisation climatique régionale

Ségolène Berthou

► To cite this version:

Ségolène Berthou. Sensibilité des précipitations extrêmes au couplage sous-mensuel atmosphère-océan en Méditerranée nord-occidentale : approche par la modélisation climatique régionale. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2015. Français. NNT : 2015PA066477 . tel-01294569

HAL Id: tel-01294569

<https://theses.hal.science/tel-01294569>

Submitted on 29 Jul 2016

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

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

**THÈSE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE**

Spécialité : Météorologie-Climat

École doctorale : « Sciences de L'Environnement en Île-de-France »

réalisée

au Laboratoire de Météorologie Dynamique

présentée par

Ségolène Berthou

pour obtenir le grade de :

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Sujet de la thèse :

**Sensibilité des précipitations extrêmes au couplage
sous-mensuel atmosphère-océan en Méditerranée
nord-occidentale : approche par la modélisation climatique
régionale.**

soutenue le 2 décembre 2015

devant le jury composé de :

M.	Francis Codron	Président du jury
M.	Benjamin Pohl	Rapporteur
M ^{me}	Evelyne Richard	Rapporteur
M.	Philippe Fraunié	Examineur
M.	Philippe Drobinski	Directeur de thèse
M.	Sylvain Mailler	Directeur de thèse

Remerciements

Il y a tellement de personnes à remercier que je m'excuse d'avance pour celles que je vais oublier. Je tiens en premier lieu à remercier mes professeurs de prépa du lycée Blaise Pascal à Clermont-Ferrand qui ont su éveiller en moi cette soif de connaissances qui m'a guidée vers la thèse, ainsi que mes professeurs de l'ENS et de l'UPMC et mes directeurs de stage de licence et master, qui ont su l'assouvir et l'entretenir. Mes remerciements vont surtout à Philippe et Sylvain qui se sont lancés avec moi dans cette thèse. Je les remercie tout d'abord pour la confiance qu'ils m'ont accordée : ils m'ont permis de mener de front mes projets personnels et ma thèse et je leur en suis vraiment reconnaissante. Philippe, merci pour ton entrain et tes idées et de m'avoir envoyée aussi souvent que possible en conférence. Tu sais allier sérieux et décontraction, tant au karaté qu'en sciences ! Sylvain, je crois qu'en 3 ans tu ne m'as jamais renvoyée une seule fois lors de mes irruptions dans ton bureau : toujours disponible et rigoureux, tu as accompagné et relu tout mon travail, c'était très rassurant ! Merci à Sophie et Samuel pour tous les conseils pour mener ma thèse à bien. Merci à Marc et Lluís pour l'aide à la prise en main de WRF et à Thomas pour l'oasis de compétences en NEMO-MED12. Merci aussi à Cindy, Karine et Manos d'avoir critiqué et fortement amélioré mon travail. Merci à toute la communauté HyMeX pour les discussions très formatrices dans des cadres idylliques. Merci à Évelyne Richard et Benjamin Pohl pour leur travail minutieux de rapporteurs et à Francis Codron et Philippe Fraunié pour avoir examiné ma thèse. Merci à la direction du LMD pour son soutien et à toute l'administration pour leur patience et leur travail impressionnant. Merci à Julien, Karim, Christophe et Marc-Antoine pour leur génie informatique. Je voudrais aussi rendre hommage à Marie-Claire, si aimable.

Merci à Bénédicte, Charles, Hiba et Marc pour les discussions diverses dans le bureau depuis python jusqu'à l'accouchement en passant par le crowdfunding. Merci à tous les autres doctorants et post-doctorants pour l'ambiance ! À l'équipe de foot et aux basketteurs du LMD, même si je n'ai jamais marqué de but qui compte double. Merci spécialement à Laurent qui m'a appris à tirer fort dans un ballon. Merci à Hélène pour sa complicité et les nombreux moments partagés ! Merci à tous les karatéka. Merci aux amis de l'ENS pour leur compassion dans les difficultés de la thèse (heureusement, je n'ai pas de cellules à faire pousser sous mon oreiller). Merci à Doc Up pour les Chercheurs font leur cinéma et à Hélène Chepfer pour la réalisation de films avec les étudiants de M1 ainsi que les nombreuses discussions après les cours. Je termine par remercier toute ma famille et belle famille pour le soutien considérable, les repas, week-ends et vacances qui faisaient oublier tous les soucis. Enfin, un grand merci à Robert, devenu mon mari pendant cette thèse et le père de notre petite Marianne, pour son soutien constant et immense. Marianne, merci de m'avoir laissé terminer ma thèse !

À mes parents et grand-parents.

Table des matières

1	Introduction	1
1.1	Le climat Méditerranéen	1
1.2	Les précipitations intenses en Méditerranée nord-occidentale	7
1.2.1	Risques	7
1.2.2	Les conditions synoptiques	8
1.2.3	Les processus de méso-échelle et échelle convective	14
1.3	Sensibilité des précipitations intenses à la SST	15
1.3.1	Origine de l’humidité	16
1.3.2	Effets dynamiques de la SST sur l’atmosphère à mésoéchelle	19
1.3.3	Effet des interactions air-mer haute fréquence sur les HPEs	20
1.3.4	Effets d’une modulation de la SST sur les précipitations intenses en Méditerranée nord-occidentale	21
1.4	Positionnement de la thèse	24
1.4.1	Étude préliminaire	24
1.4.2	Annonce du plan	27
2	Outils	35
2.1	HyMeX	36
2.2	MED-CORDEX	37
2.2.1	MORCE	38
2.2.2	Paramétrisation de la convection	40
2.2.3	Paramétrisation de la couche limite et de la couche de surface	44
3	Cas d’étude : le 19 sept. 1996 dans les Cévennes.	51
	<i>Article : Berthou S, Mailler S, Drobinski P, Arsouze T, Bastin S, Béranger K, Lebeaupin-Brossier C. 2015. Sensitivity of an intense rain event between atmosphere-only and atmosphere-ocean regional coupled models : 19 sep- tember 1996. Q. J. R. Meteorol. Soc. 141 : 258-271, doi :10.1002/qj.2355.</i>	52
3.1	Introduction	52
3.2	19 September 1996 in the RCM	53
3.2.1	Representation of the intense precipitation event	53
3.2.2	Ocean surface pre-conditionning	55
3.3	Northeastward shift of precipitation	56
3.3.1	Attribution of the precipitation shift : long-term vs. submonthly SST differences	60

3.3.2	A shift in the wind induces the change in precipitation	60
3.4	Three explanations of the wind shift	62
3.4.1	A surface pressure anomaly leads to an anticyclonic shift in the wind	63
3.4.2	Enhancement of the blocking by the Alps	65
3.4.3	Stabilisation of the cold front : northward anomaly	69
3.5	Conclusion	72
4	Généralisation à plusieurs cas dans les Cévennes	77
	<i>Article : Berthou S, Mailler S, Drobinski P, Arsouze T, Bastin S, Béranger K, Lebeaupin-Brossier C. 2014. Prior history of mistral and tramontane winds modulates heavy precipitation events in Southern France. Tellus A 66(0), doi :10.3402/tellusa.v66.24064</i>	<i>78</i>
4.1	Introduction	78
4.2	Materials and methods	78
4.2.1	Experimental design	79
4.3	Chronology of the Mistral event and representation of the HPE	81
4.3.1	Pre-conditioning of the SST : Mistral/Tramontane events	81
4.3.2	The heavy precipitation event of 22-23 September 1994	85
4.3.3	Rain differences induced by the submonthly coupled effects on 22, 23 september 1994	86
4.4	Rain sensitivity to the SST	91
4.4.1	Constructing an index	91
4.4.2	Test of the IPSS on the 22 most extreme HPE between 1989 and 2009	92
4.5	Conclusion	95
5	Sensibilité à la SST en Méditerranée nord-occidentale	101
	<i>Article : Berthou S, Mailler S, Drobinski P, Arsouze T, Bastin S, Béranger K, Flaounas E, Lebeaupin Brossier C, Somot S and Stéfanon M. In- fluence of submonthly air-sea coupling on heavy precipitation events in the Western Mediterranean basin. Q. J. R. Meteorol. Soc., accepted.</i>	<i>102</i>
5.1	Introduction	102
5.2	Data and methods	106
5.2.1	Models	106
5.2.2	Gridded rain datasets	110
5.2.3	SST datasets	113
5.3	Evaluation of the models	114
5.3.1	Selection and representation of heavy precipitation events	114
5.3.2	Representation of the submonthly variations of SST	116
5.4	Response of HPE to variations in SST	117
5.4.1	Wind changes are mainly responsible for precipitation changes	123
5.5	Quality and use of the IPSS	126
5.5.1	IPSS in datasets based on observations	126
5.5.2	Which HyMeX SOP1 events were sensitive to submonthly air-sea coupling?	130

5.6 Discussion and conclusion	133
6 Mistral et précipitations intenses sur Valence	143
<i>Article : Berthou S, Mailler S, Drobinski P, Arsouze T, Bastin S, Béranger K, Lebeaupin-Brossier C. Delayed effects of the Mistral on heavy precipitation through ocean-atmosphere coupling in the region of Valencia (Spain). Submitted to Clim. Dyn.</i>	
	144
6.1 Introduction	144
6.2 Caractéristiques des événements de précipitations intenses modélisés . .	145
6.3 Succession Mistral / HPE : déferlement d'une onde de Rossby	147
6.4 Le refroidissement de SST par le Mistral diminue les précipitations. . . .	149
6.5 Conclusion	154
7 Conclusions et perspectives	157
Annexe A	161
Annexe B	167

Chapitre 1

Introduction

1.1 Le climat Méditerranéen

La mer Méditerranée est une mer presque fermée bordée au sud par l'Afrique, au nord par l'Europe et à l'est par l'Asie. Elle s'étend d'ouest en est sur 3700 km et du nord au sud sur 1600 km pour une superficie de 2.5 millions de km². Il y a 11 millions d'années, le bassin, encore relié à l'océan Indien par un bras de mer entre la Turquie et l'Irak, s'est fermé : la Méditerranée dans sa configuration actuelle était née. Du fait de sa position autour de 35°N sur une bande entre les régions subtropicales et les régions de moyenne latitude, elle est à la fois sous l'influence de la branche subsidente de la cellule de Hadley, qui caractérise le climat aride du désert du Sahara et sous l'influence des successions de dépressions et anticyclones advectionnés d'ouest en est par le jet des latitudes moyennes. En tant que zone de transition, son climat est soumis à une grande variabilité à diverses échelles de temps. La dernière période interglaciaire du quaternaire il y a 122 000 ans était par exemple bien plus chaude et humide que la période Holocène, débutant il y a 11 000 ans et qui se poursuit jusqu'à présent, caractérisée depuis 5 500 ans par une période plus sèche. Actuellement, le climat Méditerranéen est caractérisé par des étés chauds et secs, sous l'influence de la cellule de Hadley et des hivers doux et humides, sous l'influence des régimes de temps tempérés. D'un point de vue de géographe, les climats CSa et CSb sont caractéristiques de la région Méditerranéenne selon la classification de Köppen (1900), c'est-à-dire un type de climat tempéré, un régime pluviométrique sec en été et un été chaud (CSa) ou tempéré (CSb). La limite d'extension de l'olivier, qui gèle au-dessous de -10°C et supporte plusieurs mois de sécheresse, est aussi souvent utilisée pour caractériser ce climat. Pour ajouter un degré à cette description, la carte de température et précipitations annuelles moyennes de 1961 à 1990 extraite de Lionello (2012) (Fig I.4) et basée sur les données du Climatic Research Unit (CRU) de New et al. (2000) (Fig. 1.1) montre un gradient nord-ouest/sud est important en Méditerranée. Sur un transect nord-sud, on passe des glaciers des Alpes au désert subtropical en Afrique du Nord et sur un transect ouest-est du climat tempéré et maritime au nord de la péninsule ibérique aux zones arides et semi-arides du Moyen Orient.

La variabilité spatiale est fortement marquée par le relief des rives de la Méditerranée : les Pyrénées, les Alpes, les Apennins, les Alpes Dinariques, l'Atlas, pour citer

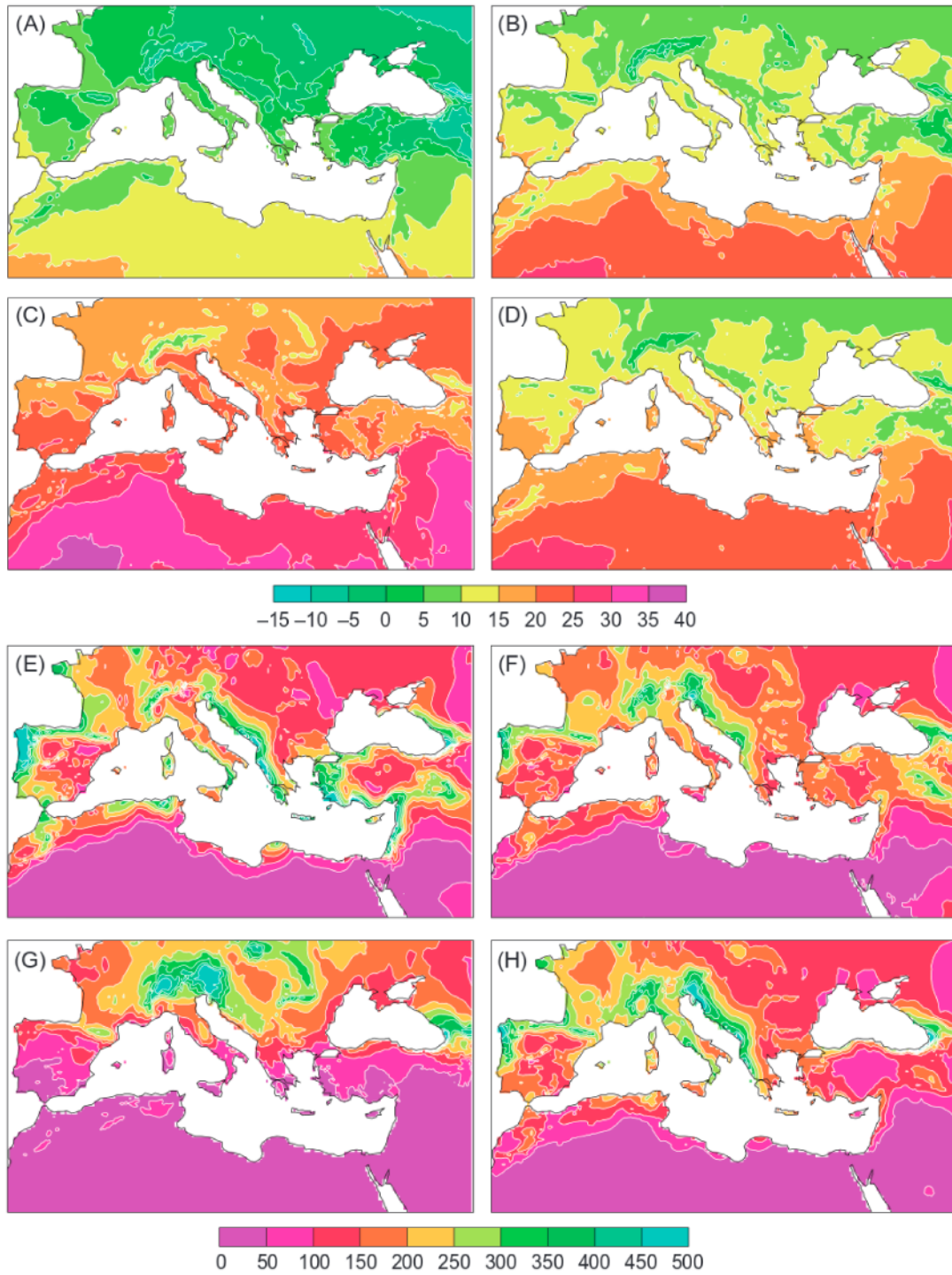


Fig. 1.1 Figure extraite de [Lionello \(2012\)](#) I.4. Température moyenne ($^{\circ}\text{C}$, A-D) et cumul de précipitations (mm par saison, E-H) pour chaque saison : hiver (DJF), printemps (MAM), été (JJA) et automne (SON) pour la période 1961-1990 pour les données CRU.

les massifs principaux. Ils affectent bien entendu la température (Fig. 1.1A-D) mais les interactions entre le relief et la circulation grande-échelle sont aussi à l'origine d'une répartition inégale des précipitations (Fig. 1.1E-H). Celles-ci sont en effet concentrées sur les côtes ouest et sur les reliefs. Le maximum se trouve sur la côte est de la mer Adriatique où 1200 mm par an sont enregistrés par rapport à un minimum de 400 mm sur les côtes nord Africaines ou en Méditerranée sud-orientale. Cette concentration est due principalement au passage des perturbations d'ouest en est et au déclenchement des précipitations par les reliefs. À cette configuration s'ajoute le contraste terre-mer, plus important au printemps et en automne à cause de la capacité thermique plus élevée de la mer qui décale sa réponse au cycle annuel d'insolation. Cela ajoute une source barocline d'énergie aux perturbations.

Par ailleurs, le contraste spatial n'est pas uniquement reflété par la moyenne. L'utilisation de la métrique des épisodes pluvieux (rain spells) permet de s'en rendre compte simplement : on peut caractériser la pluie annuelle par un nombre d'épisodes pluvieux (NEP), une quantité moyenne de pluie par épisode (QEP) et la durée moyenne des épisodes (DEP). Un épisode pluvieux est alors défini comme un nombre de jour consécutifs au-dessus d'un seuil (défini par station pour exclure les événements contribuant à moins de 4% du cumul annuel). [Reiser and Kutiel \(2012\)](#) montrent que des stations méditerranéennes ayant le même cumul annuel de précipitations ont des nombre d'épisodes pluvieux et des cumuls par épisode très différents. Par exemple, Jérusalem, Marseille et Prilep (Macédoine, à 200 km de la mer Adriatique) ont toutes les trois un cumul annuel de 500 mm. Cependant, ces précipitations sont plus intenses et plus rares à Jérusalem (NEP=18, QEP=28 mm) alors qu'elles sont plus régulières et plus faibles à Prilep (NEP=47, QEP=11 mm) et Marseille a une situation intermédiaire (NEP=30, QEP=17 mm). Les stations subissant les événements moyens les plus forts sont toutes situées à moins de 50 km de la côte ou sur des îles. Gênes (Italie) et Muğla (Turquie) présentant les plus forts cumuls moyens par épisode pluvieux : supérieurs à 35 mm. [Toreti et al. \(2010\)](#) montrent par ailleurs que les événements de précipitations intenses contribuent à 60% du cumul saisonnier (octobre à mars) de précipitations dans 20 stations côtières réparties sur la rive nord et est de la Méditerranée. Sur la base de 286 séries temporelles de précipitations sur 1950-2006 et en utilisant une méthode récente de théorie des valeurs extrêmes ([Toreti et al., 2012](#)), [Lionello \(2012\)](#) montre que les sites ayant les niveaux de retour de précipitation à 50 ans les plus élevés sont les stations côtières, en particuliers celles autour du golfe de Gênes et du golfe du Lion. Sept (resp. 83) de ces stations présentent un niveau de retour des événements tous les 50 ans supérieur à 200 mm (resp. entre 100 et 200 mm).

Le climat Méditerranéen est aussi caractérisé par une variabilité inter-annuelle importante, notamment en termes de précipitations. [Reiser and Kutiel \(2012\)](#) en utilisant cette métrique des épisodes pluvieux montre que les différences de pluie inter-annuelles entre une année plutôt sèche et une année plutôt humide sont surtout dues à des différences de quantité moyenne de pluie par épisode pluvieux plutôt que du nombre d'épisodes pluvieux. Cette variabilité est en partie expliquée en hiver par une combinaison de multiples motifs de téléconnection : l'Oscillation Nord Atlantique (NAO), le blocage scandinave (SCAN), le motif de l'Atlantique Est (EA), et le motif de l'Atlantique Est/Russie Ouest (EA/WR) (Fig. 1.2). La NAO a un impact particulièrement important sur les précipitations hivernales sur l'ouest et le nord de la Méditerranée en raison

de sa modulation de la trajectoire des tempêtes en Atlantique. Des études récentes suggèrent aussi une influence sur les précipitations estivales ([Mariotti and Dell'Aquila, 2011](#)). Dans certaines régions (resp. Méditerranée au nord de 40° et Italie), EA/WR et SCAN jouent un rôle plus important dans la variabilité des précipitations hivernales, notamment SCAN en favorisant la cyclogenèse dans sa phase positive ([Xoplaki, 2002](#)).

Les téléconnexions du phénomène climatique El Niño/oscillation Australe (ENSO), liées à la propagation de trains d'ondes de Rossby depuis le Pacifique, sont aussi corrélées à des motifs de précipitations dans certaines régions de la Méditerranée, non seulement en hiver mais aussi au printemps et à l'automne. [Mariotti et al. \(2002\)](#) montrent notamment des précipitations arrivant plus tôt en automne et s'arrêtant plus tôt au printemps lors d'un épisode El Niño. Ils le relient à des advections humides depuis l'Atlantique subtropical. La mousson asiatique semble avoir davantage d'influence sur la Méditerranée Occidentale à travers la subsidence de masses d'air en été par propagation d'un train d'ondes de Rossby. Enfin, la mousson africaine joue elle aussi un rôle sur les conditions estivales (et jusqu'en automne) en Méditerranée, par son influence sur l'amplitude de la cellule de Hadley ([Lionello \(2012\)](#), chapitre 5). Toutes ces influences plus ou moins éloignées agissent en concomitance, rendant la variabilité du climat Méditerranéen complexe. Une dernière influence à noter est celle du cycle solaire de 11 ans, qui affecterait le motif spatial de la NAO et le climat Méditerranéen par conséquent ([Ineson et al., 2011](#)).

La Méditerranée est considérée comme un point chaud pour le changement climatique étant donné l'accord des modèles sur le signal de changement dans cette région ([Giorgi, 2006](#)). Les dernières simulations CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) du GIEC (groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) ont été analysées par [Mariotti et al. \(2015\)](#). La tendance générale est à un climat plus chaud et sec de 1860 à 2006, dans CMIP 5 et les observations. L'étude suggère que cette tendance va s'intensifier dans le futur. Le signal du changement climatique a déjà commencé à émerger de la variabilité interne à l'échelle décennale pour la température de surface tout le long de l'année et l'évaporation moyenne annuelle. En revanche, ce n'est pas encore le cas pour les précipitations, qui ont une variabilité importante et un signal de changement climatique relativement faible, ce que confirme aussi [Navarra and Tubiana \(2013\)](#), Vol 1, chap. 5. L'étude suggère que le signal émergera dans le courant du XXI^e siècle seulement pour certaines régions et certaines saisons. La distribution des précipitations futures devrait évoluer vers des conditions plus sèches, sauf pour les côtes nord Méditerranéennes en hiver. Le projet CIRCE, utilisant des modèles de climat régional (RCMs) à plus haute résolution que les GCMs (modèles de circulation globale), permet de raffiner les projections, qui sont cohérentes avec les résultats issus de GCMs ([Navarra and Tubiana \(2013\)](#), Vol 1). En été, le signal chaud et sec est important sur toute la région. Les zones pour lesquelles les RCMs s'accordent sur la réduction importante (jusqu'à 50%) des précipitations en été sont la péninsule ibérique, les côtes du sud de la France, l'Italie, la Turquie sud et ouest et certaines régions d'Afrique du Nord. En hiver, le changement en précipitation est relativement faible sur toute la région (-5%), plus important pour la partie sud. L'évaporation devrait augmenter sur mer (de 7 à 9%) et diminuer sur terre (-4 à -8%), à cause de la diminution de la disponibilité en eau dans les sols. La Méditerranée orientale devrait subir un déficit hydrique (P-E) plus important que la région occidentale ([Navarra and](#)

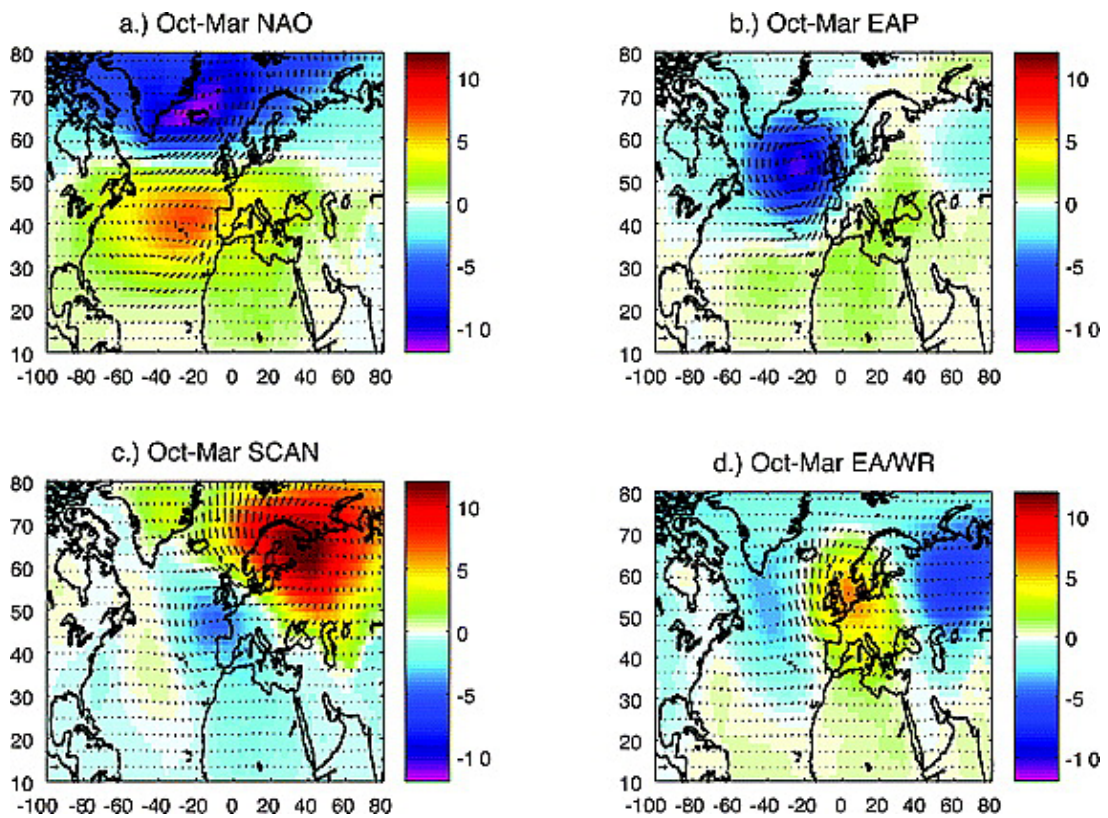


Fig. 1.2 Figure extraite de [Josey et al. \(2011\)](#) I.4. Champs composites des anomalies de pression de surface hivernale (octobre-mars) NCEP de 1958 à 2006 (en couleurs) et vent à 10 m (vecteurs) pour les modes de variabilité suivants : (a) NAO, (b) EA, (c) SCAN, and (d) EA/WR. Le vecteur en bas à gauche de chaque cadre correspond à une vitesse de vent de 5 m s^{-1} .

[Tubiana \(2013\)](#), Vol 1, chap 8). Concernant les extrêmes de précipitations, le projet CIRCE conclut à une augmentation des pluies intenses journalières en hiver sur la péninsule ibérique, le sud de l'Italie et la mer Égée, une diminution du nombre de jours de précipitations intenses dans la partie ouest et centrale de la région méditerranéenne et une augmentation dans sa partie nord. Il montre aussi une augmentation de l'intensité des événements de précipitations intenses sur toute la Méditerranée en toute saison sauf dans la partie sud-ouest en été ([Navarra and Tubiana \(2013\)](#), Vol 1, chap 6).

Enfin, une composante essentielle du climat méditerranéen est bien entendu la mer Méditerranée. Elle est le siège d'une circulation thermohaline propre. En effet, la position de cette mer quasi-fermée en fait un bassin d'évaporation : les apports d'eau par les précipitations (environ 400 mm/an), les fleuves (160-180 mm/an) et la mer Noire (75-120 mm/an) ne compensent pas l'évaporation (environ 1000 mm/an). Le bilan est fermé par l'apport d'eau Atlantique en surface à Gibraltar. Ceci est bien illustré par la crise Messinienne de salinité de la Méditerranée. Il y a 7 à 6 millions d'années, le détroit de Gibraltar s'est progressivement fermé tectoniquement et le bassin d'évaporation était alors complet : le niveau de la mer est progressivement descendu 1500 m au-dessous du niveau actuel et des dépôts géants d'évaporites se sont formés (gypse, sels). Il y a 5,33 Ma, la réouverture de Gibraltar a brusquement mis fin à cette crise par un remplissage de la mer en seulement deux années ([Lionello \(2012\)](#) ; 1.2). Actuellement, les eaux Atlantiques entrées en surface à Gibraltar compensent le déficit en eau. Elles s'écoulent vers l'est le long des côtes nord Africaines pour revenir, de plus en plus chaudes et salées, sur les côtes nord de la Méditerranée. En plusieurs endroits, elles alimentent la circulation profonde par convection plus ou moins profonde pour former les eaux levantines intermédiaires en bassin levantin et l'eau Méditerranéenne profonde dans le Golfe du Lion. L'eau intermédiaire levantine ressort en profondeur à Gibraltar pour alimenter la circulation intermédiaire Atlantique à 1000 m de profondeur. Ceci est bien entendu un schéma très simplifié car la circulation Méditerranéenne est ponctuée de tourbillons et loin d'être linéaire.

Le projet international HyMeX aborde particulièrement le cycle de l'eau en Méditerranée ([Drobinski et al., 2014](#)). Deux campagnes de mesures (SOP1 et SOP2) ont eu lieu respectivement en automne 2012 et en fin d'hiver 2013 et ont porté respectivement sur les précipitations intenses ([Ducrocq et al., 2014](#)) et les interactions air-mer intenses à l'origine de la convection océanique profonde ([Estournel et al., 2015](#)). Cette thèse s'inscrit dans ce projet en se focalisant sur l'effet des variations à l'échelle sous mensuelle de la température de surface de la mer (SST) sur les précipitations intenses à l'aide de la modélisation climatique régionale. Dans la suite de l'introduction, les principaux éléments concernant les précipitations intenses seront tout d'abord évoqués, avant d'expliquer les principales causes de variations sous-mensuelles de la SST. Enfin, l'état de l'art sur les effets de changements de SST sur les précipitations intenses en Méditerranée sera donné.

1.2 Les précipitations intenses en Méditerranée nord-occidentale

1.2.1 Risques

En Méditerranée, les extrêmes climatiques tels que les sécheresses, les canicules et les inondations sont des risques importants auxquels les sociétés méditerranéennes ont toujours dû faire face. Les précipitations intenses en Méditerranée nord-occidentale ont les cumuls les plus élevés de la région et ont lieu majoritairement en automne, alors qu'ils ont lieu en hiver en Méditerranée Est et plutôt au printemps sur les côtes Nord-Africaines ([Raveh-Rubin and Wernli, 2015](#)).

Le risque encouru est défini comme le produit de l'aléa, de la vulnérabilité et de l'enjeu. Dans cette étude nous nous intéressons à une partie de l'aléa, c'est-à-dire le phénomène naturel de précipitations intenses. De la précipitation au risque, de nombreux éléments sont à prendre en compte. Tout d'abord, l'aléa est l'inondation, qui peut être diverse : l'inondation pluviale, presque concomitante au pic des précipitations, souvent urbaine (Nîmes, 3 octobre 1988), la crue torrentielle, affectant les bassins versants de taille moyenne (100 à 1000 km²), les inondations de plaines, sur la partie basse des bassins versants, plus lentes mais concernant de vastes étendues, particulièrement dangereuses si elles sont associées à des ruptures d'ouvrages (digues, barrages) et enfin les inondations par submersion marine par montée de la mer lors de tempêtes ([Vinet, 2007](#)). La transformation des précipitations (qui peuvent atteindre localement 600 mm en 24 heures, Gard 2002, Aude, 1999) en crue dépend aussi des caractéristiques des précipitations elle-mêmes (intensité, fréquence), de l'état hydrologique du sol (déjà saturé ou non), et de la morphologie du bassin versant. De nombreux bassins versants du pourtour méditerranéen sont de dimension restreinte (de 100 à 5000 km²) et permettent aux ondes de crues d'arriver dans les plaines moins de 6 heures après le maximum pluviométrique sur le bassin versant. Ces crues sont donc appelées crues éclairs (de l'anglais flash flood).

L'enjeu, c'est-à-dire les biens, les activités et les personnes qui peuvent être touchées par l'aléa est important dans le bassin méditerranéen du fait de la concentration des activités humaines sur les côtes et augmente depuis les années 70 à cause de l'urbanisation massive ([Llasat et al., 2008](#); [Vinet, 2007](#)). Tous les secteurs de la société et de l'économie souffrent lors des crues torrentielles : agriculture et industries, commerces, habitations, réseaux et infrastructures. Dans le Languedoc-Roussillon, on attribue cette augmentation aux tendances à la périurbanisation, à l'extension pavillonnaire, à la recherche de la proximité des cours d'eau, au poids de la viticulture et à la demande foncière entretenue par le tourisme ([Vinet, 2007](#)). [Barredo et al. \(2012\)](#) montrent qu'en Espagne, le montant des pertes de biens assurés contre les inondations a fortement augmenté entre 1970 et 2007, une hausse attribuable à l'augmentation du nombre et de la valeur des biens assurés.

La vulnérabilité enfin est liée à l'aménagement du territoire et à la capacité de prévision. Elle dépend par exemple de la solidité du bâti, de la présence d'ouvrages hydrauliques et de leur entretien (digues, barrages), du lieu de construction (en zone inondable par exemple). [Boissier \(2013\)](#) montre ainsi que les deux régions françaises où la part de population en zone inondable est la plus élevée sont les régions Méditerranéennes : Languedoc-Roussillon et Provence-Alpes-Côte d'Azur, avec respectivement

26% et 21% en 2008. En Languedoc-Roussillon, la vulnérabilité a ainsi une tendance à la diminution en régions amont par l'édification d'ouvrages et la solidité du bâti et à l'augmentation dans les basses plaines, par urbanisation en zone inondable (Vinet, 2007). Le nombre de victimes est cependant en baisse depuis les années 1950.

Pour se rendre compte de l'importance de l'aléa inondation en région Méditerranéenne par rapport aux régions plus tempérées, la crue du 13 novembre 1999 dans les basses plaines de l'Aude, a atteint semble-t-il $4500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ soit deux fois le débit de pointe de la Seine à Paris en 1910 pour un bassin versant de 5000 km^2 (Seine à Paris : $44\,500 \text{ km}^2$). Les inondations Méditerranéennes sont responsables des deux tiers des dépenses des assurances entre 1982 et 2007 (2.8 milliards d'euros) pour les inondations en France (Vinet, 2007).

Ces systèmes touchent particulièrement les côtes nord de la Méditerranée, où les cumuls de précipitations sont les plus élevés. On peut citer par exemple pour la France les inondations de Nîmes le 3 octobre 1988, de Vaison-la-Romaine le 22 septembre 1992 (plus de 300 mm, Sénési et al. (1996)), de l'Aude en 12-13 novembre 1999, du Gard les 8-9 septembre 2002, touchés par plus de 500 mm de pluie (Nuissier et al., 2008; Ducrocq et al., 2008), du Var le 15 juin 2010 (plus de 400 mm) (Bresson, 2011). Plus récemment, on peut noter les deux inondations de Montpellier en l'espace d'une semaine les 29 septembre et le 7 octobre 2014. En Espagne, plus de 800 mm en 24h ont été observés en novembre 1987 à Gandía dans la région de Valence (Fernández et al., 1995). En Italie, le Piémont a reçu les 4-5 Nov 1994 plus de 300 mm en 36 h (Buzzi et al., 1998), Gênes plus de 500 mm le 4 novembre 2011 (Fiori et al., 2014).

Chacun de ces événement est associé à des pertes humaines et des dommages se chiffrant parfois en milliards d'euros. Si nous n'abordons pas les systèmes touchant la rive sud ou est Méditerranéenne, il convient cependant de rappeler qu'il sont souvent bien plus meurtriers et dévastateurs en raison de la vulnérabilité plus élevée des populations (Alger, 260mm, 10 novembre 2001, plus de 800 victimes (Hamadache et al., 2002)).

Les cumuls de pluie qui sont répertoriés à l'échelle de la journée ou de quelques journées parfois, sont le résultat à la fois de pluies très intenses et stationnaires. Elles sont dues à une combinaison parfois subtile de conditions synoptiques et de mésoéchelle particulières. Un résumé des recherches sur ces systèmes est donné ici, il est loin d'être exhaustif étant donné la complexité de certains systèmes.

1.2.2 Les conditions synoptiques

Dynamique troposphérique

Le développement de systèmes convectifs intenses s'accompagne dans la majeure partie des cas de la présence d'un thalweg dans le géopotentiel à 500 hPa juste en amont de la région touchée. Une autre façon de caractériser ce thalweg lorsqu'il est relativement allongé méridionalement et de courte longueur d'onde est la présence d'un ruban de vorticité potentielle supérieure à 2 PVU¹ sur une surface isentrope à

1. $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$

environ 320 K (PV-streamer) (Massacand et al., 1998).² Ces deux mesures montrent une pénétration d'air des hautes latitudes vers les latitudes moyennes. Il s'agit aussi d'une pénétration de la stratosphère ($PV > 2$ PVU) dans la troposphère ($PV < 2$ PVU), ou un abaissement de la tropopause. Cette perturbation trouve son origine dans la propagation et l'intensification d'ondes de Rossby le long du guide d'ondes formé par le gradient méridional de vorticité potentielle, parfois depuis le Pacifique, souvent depuis l'Atlantique ouest (Martius et al., 2008). L'intensification peut notamment se faire par le chauffage diabatique en moyenne troposphère dû à la cyclo- et frontogenèse extratropicale. Ce chauffage diabatique renforce l'anomalie négative de PV à la tropopause en amont de l'anomalie positive. L'effet d'advection dipolaire allonge alors l'anomalie positive de PV vers le sud (Massacand et al., 2001). La transition extratropicale d'un cyclone tropical peut aussi intensifier l'onde de Rossby (Pantillon et al., 2014). Ces anomalies sont aussi souvent accompagnées d'un jet de moyennes latitudes puissant sur le côté ouest de l'anomalie de PV. Un détachement de l'anomalie de PV peut aussi avoir lieu et former des contours de courants fermés, par déferlement de l'onde de Rossby. On peut noter que la situation est assez similaire pour les événements en Méditerranée Est, mais dans ce cas le jet des moyennes latitudes vient fusionner avec le jet subtropical au sud de l'anomalie de PV (Raveh-Rubin and Wernli, 2015).

La présence de ce ruban de vorticité potentielle ou de ce thalweg a plusieurs effets majeurs. Le premier que l'on peut citer est l'induction d'une circulation troposphérique d'ouest à sud, qui en termes simples se traduit, si on prend un effet d'Ekman en couche limite, par une orientation des vents de basse couche à 30° dans le sens cyclonique par effet de friction, donc de sud-ouest à sud-est. Le flux de basse couche est alors orienté de la Méditerranée vers les côtes nord. Bien entendu, il s'agit d'une simplification grossière car les interactions avec le relief créent des circulations bien plus perturbées en basse couche. Cela fait partie des conditions mésoéchelle évoquées par la suite.

Un second effet du ruban de PV est la déstabilisation de l'atmosphère, caractérisée par la présence d'énergie potentielle convective disponible (CAPE). En Espagne à Valence, on parle de *gota fría* (goutte froide) pour caractériser les épisodes de précipitations intenses. En effet, cet air des hautes latitudes, ou cette descente stratosphérique en d'autres termes, est une masse d'air relativement froide en altitude. Si elle pénètre au-dessus d'une surface relativement chaude (la mer Méditerranée en automne, typiquement), elle déstabilise l'atmosphère.

Un troisième effet de grande échelle est l'ascendance sur la partie est du thalweg, où la courbure des isohypses³ devient anticyclonique. Elle est expliquée par la théorie quasi-géostrophique, qui indique que l'équilibre du vent thermique ne peut être respecté qu'en présence de mouvements agéostrophiques, et notamment verticaux. La figure 1.3, tirée de Sanders and Hoskins (1990) indique schématiquement ces zones de

2. Pour rappel, la vorticité potentielle se formule ainsi :

$$PV = \frac{(\nabla \times \mathbf{v} + 2\boldsymbol{\Omega}) \cdot \nabla \theta}{\rho} \quad (1.2.1)$$

Il s'agit de la vorticité absolue ($\boldsymbol{\Omega}$ est la vitesse de rotation de la Terre, $\mathbf{v}$ la vitesse dans le référentiel terrestre) multipliée scalairement par un terme de stratification. Elle est conservée en l'absence de friction et d'échange diabatique.

3. surface de valeur constante du géopotentiel

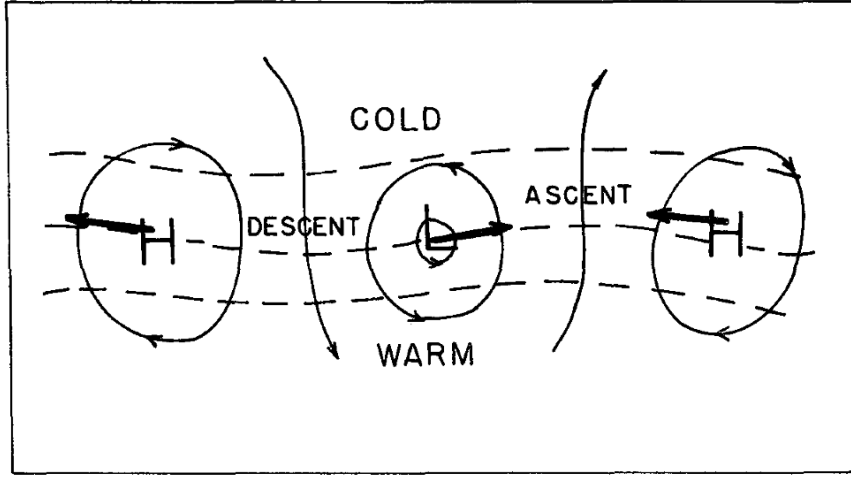


Fig. 1.3 Schéma d'une situation synoptique idéalisée. Le flux géostrophique est indiqué par les flèches courbes, les isothermes par le trait tireté et les vecteurs $\mathbf{Q}$ par les flèches en gras. H correspond à une haute pression et L à une basse pression. Figure extraite de [Sanders and Hoskins \(1990\)](#).

mouvements verticaux associées aux zones de convergence et divergence du vecteur $\mathbf{Q}$ ⁴. Cette ascendance de grande échelle favorise le déclenchement de la convection profonde.

Enfin, la stationnarité d'un événement est souvent liée à une évolution lente de ces conditions synoptiques, qui peut être due à la présence d'une dorsale en aval et au nord du thalweg, qui favorise une progression lente de l'onde de Rossby, soit une situation de blocage ([Nuissier et al., 2008](#)). [Martius et al. \(2008\)](#) montrent aussi que la convection profonde qui injecte de l'air de faible vorticité potentielle à la tropopause à l'est du thalweg peut aussi favoriser la formation d'une dorsale et ralentir la progression du thalweg.

Cette caractérisation des situations synoptiques favorables aux événements de précipitations intenses (HPEs) en Méditerranée a été mise en évidence par de nombreux cas d'études, mais aussi, plus récemment, notamment grâce aux longues séries temporelles de réanalyse ERA-40 du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (ECMWF en anglais), par des études statistiques. Ces études consistent à tout d'abord à dégager une base de composantes principales atmosphériques qui réduit le nombre de variables pour représenter une situation atmosphérique. Ensuite, une méthode de classification est appliquée aux journées de pluie d'intensité significative (par exemple le 97^e quantile) pour dégager un certain nombre de situations qui caractérisent ces événements. Les événements les plus extrêmes peuvent ensuite être identifiés dans certaines de ces classes. On peut citer les études de [Romero et al. \(1999\)](#) sur les situa-

4. La formulation du vecteur $\mathbf{Q}$ est la suivante :

$$\mathbf{Q} \equiv (Q_x, Q_y) = \left(-\frac{R}{p} \frac{\partial \mathbf{u}_g}{\partial x} \cdot \nabla T, -\frac{R}{p} \frac{\partial \mathbf{u}_g}{\partial y} \cdot \nabla T \right) \quad (1.2.2)$$

où $\mathbf{u}_g$ est le vent géostrophique, R la constante spécifique de l'air sec, p la pression et T la température.

tions espagnoles, [Martius et al. \(2006\)](#) pour les Alpes du Sud, [Nuissier et al. \(2011\)](#) sur le sud-est de la France, [Martínez et al. \(2008\)](#) pour la Méditerranée nord-occidentale. Des exemples de situations synoptiques identifiées sont donnés dans la figure 1.4.

Les conditions de surface et sur la colonne

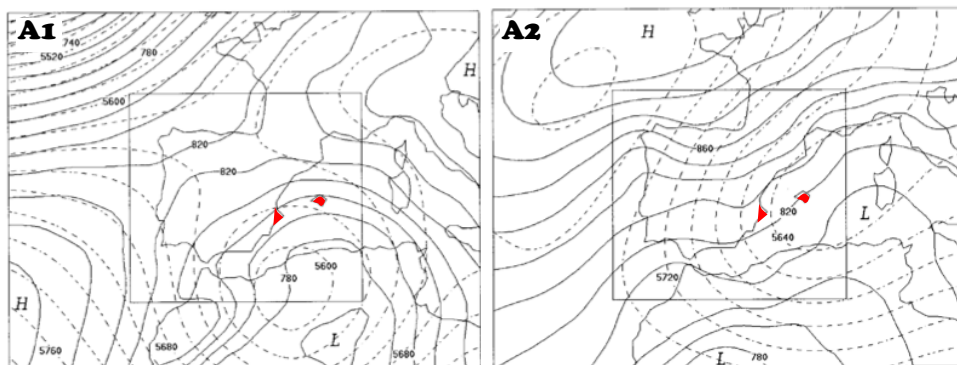
Cependant, si la dynamique en haute troposphère est nécessaire, elle n'est pas suffisante, comme le montrent [Nuissier et al. \(2011\)](#) par exemple, qui estiment la probabilité d'un HPE à 15% à 25% seulement lorsque la situation synoptique s'approche d'un des motifs de géopotentiel identifiés. En revanche, l'ajout de deux critères sur la direction du vent à 925 hPa et une intensité minimale du flux d'humidité à 925 hPa dans la zone amont des précipitations permet d'atteindre une fréquence d'occurrence de 70 à 80%. De même, [Martius et al. \(2006\)](#) montrent que l'occurrence des rubans de PV favorables à des pluies intenses dans le sud des Alpes est répartie de manière relativement homogène sur toute l'année, alors que plus de 50% des événements extrêmes associés à des rubans de PV arrivent en automne. Ils l'expliquent par une distribution différente des rubans en hiver, induisant des directions différentes de flux d'humidité en basse couche. En revanche, alors que le même type de rubans de PV arrivent au printemps et à l'automne, une explication à l'occurrence plus importante des événements en automne est la différence d'intensité du flux d'humidité, reliée à la température de la mer Méditerranée et de l'Atlantique, plus élevées en automne. [Nuissier et al. \(2011\)](#) montrent enfin que les événements de pluie extrême (99.9^e quantile) sont caractérisés par des flux d'humidité de basse couche deux fois plus importants que les événements intenses (97^e quantile), comme illustré dans la figure 1.5.

La présence d'énergie potentielle convective disponible (CAPE)⁵ est aussi nécessaire aux précipitations. Elle résulte à la fois des conditions de haute atmosphère, qui, plus froides, favorisent sa formation et des conditions de basse atmosphère : une température élevée qui augmente l'instabilité due à la thermodynamique sèche et une humidité forte qui favorise l'instabilité due au dégagement de chaleur latente lorsque la parcelle s'élève au-dessus de son niveau de saturation. La libération de la CAPE requiert l'élévation de la parcelle au-dessus d'un niveau de convection libre. L'énergie nécessaire à cette élévation est appelée énergie d'inhibition de la convection (CIN). Les valeurs de CAPE peuvent être très élevées (supérieures à 1500 J kg⁻¹) ou plus modestes (inférieures à 500 J kg⁻¹) ([Nuissier et al., 2008](#)). Dans le dernier cas, les événements de pluie extrême sont alors associés à des flux d'humidité de basse couche plus élevés ($\simeq 500 \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-2}$ dans le cas de l'Aude contre 200 à 300 kg s⁻¹ m⁻² pour le cas du Gard et des Cévennes). Les valeurs fortes de CAPE et d'humidité en basses couches sont maximales en été et restent plus élevées en automne qu'au printemps, lorsque la température de la mer Méditerranée et de l'océan Atlantique, en retard d'environ 2 mois sur le cycle solaire annuel, est la plus élevée, comme le montre bien la climatolo-

5. La CAPE est formulée ainsi :

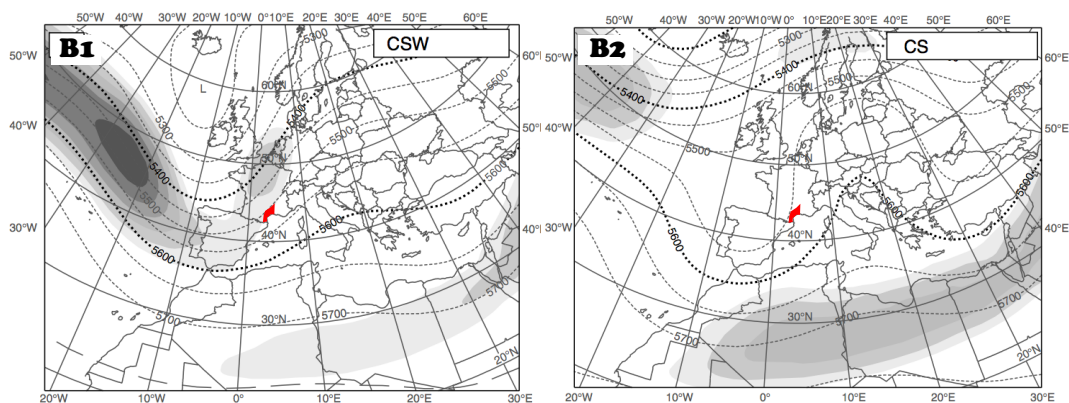
$$CAPE = g \int_{LFC}^{LNB} \frac{T_p - T_e}{T_e} dz \quad (1.2.3)$$

où LFC est le niveau de convection libre, LNB le niveau de flottabilité neutre et T la température virtuelle de l'atmosphère : T_p pour la parcelle qui s'élève, T_e pour l'environnement.



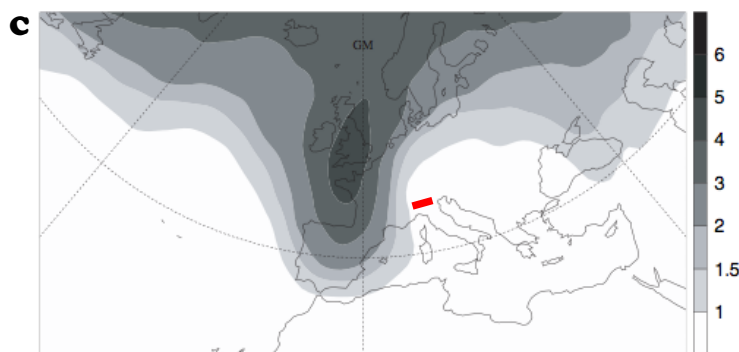
A1, A2 : Motifs atmosphériques (composites pour la classe) fréquemment associés à des pluies torrentielles (au moins 2% des 410 stations du réseau espagnol ont enregistré plus de 50 mm en 24h sur la période 1984–1993) à Valence ou les îles Baléares (zones en rouge). En trait continu : géopotential à 925 hPa (intervalle de 10 m), en trait pointillé : géopotential à 500hPa, (intervalle de 20m).

Figure extraite de Romero et al, 1999, fig. 4 et 5, AP12 et AP 17



B1, B2 : Deux motifs atmosphériques (composites pour la classe) les plus fréquemment associés à des précipitations extrêmes (deux stations distantes d'au moins 60km dépassent leur 99.9 quantile : moyenne 145mm, sur 1960-2000, en automne) dans le sud de la France (zone rouge). En trait pointillé : hauteur du géopotential à 500hPa, en teintes de gris : vitesse du vent à la tropopause (surface 2PVU), intervalle 2ms-1 à partir de 24ms-1.

Figure extraite de Nuissier et al, 2011, fig. 2.



C : Composite de vorticité potentielle isentropique pour le 99^e quantile des précipitations dans les Alpes du Sud (zone en rouge) (climatologie Frei and Schär, 1998), uniquement pour les jours présentant un ruban de PV (soit 73% des événements, ou 91 événements).

Figure extraite de Martius et al, 2006, fig. 2.

Fig. 1.4 Figures illustrant les conditions synoptiques caractéristiques d'événements intenses dans quelques régions méditerranéennes (zones en rouge).

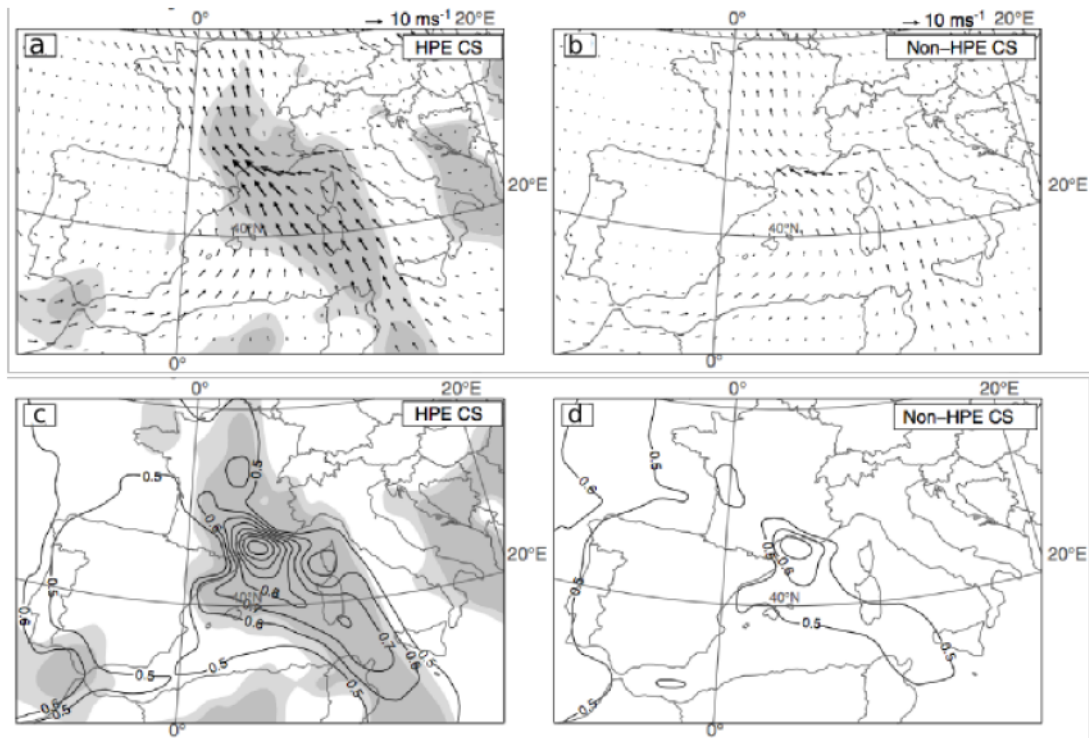


Fig. 1.5 Composites pour les HPE (99.9^e quantile) (a,c) ou les événements intenses sans HPE (97^e quantile) (b,d) de la classe CS (regroupant 25% des événements intenses). (a),(b) Vent horizontal à 925hPa. (c), (d) Flux d'humidité à 925 hPa, contour : $0.1 \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-2}$.

gie de [Romero et al. \(2007\)](#). Ceci contraste avec le continent européen, pour lequel les valeurs printanières de CAPE sont supérieures aux valeurs automnales.

La présence d'un jet de basse-couche (LLJ) favorise les flux importants d'humidité. Sa présence et sa stationnarité sont le résultat de l'interaction entre les conditions synoptiques et le relief escarpé des côtes Méditerranéennes ([Buzzi et al. \(1998\)](#); [Homar et al. \(1999\)](#); [Romero et al. \(2000\)](#) entre autres). Elle favorise notamment la cyclogenèse en Méditerranée, qui permet de générer ces flux d'humidité intenses en basse couche. [Jansà et al. \(2001\)](#) montrent que 90% des précipitations intenses en Méditerranée sont accompagnées d'un noyau cyclonique (plus ou moins intense) dont la position favorise ce LLJ. [Pfahl and Wernli \(2012\)](#) montrent aussi avec les réanalyses ERA-interim que 80% des événements intenses (sur 10000 km² et 6h) sont associés à des circulations cycloniques en Méditerranée. [Raveh-Rubin and Wernli \(2015\)](#) le confirment pour les événements de plus grande échelle spatiale (diamètre de 1000 km) et temporelle (3 jours). Par exemple, [Romero et al. \(2000\)](#) montrent qu'une basse pression de surface due au dégagement de chaleur latente et la cyclogenèse induite par l'Atlas a joué un rôle clé dans le développement du cas d'étude de Gandía dans la région de Valence en Espagne en 1987. [Moscatello et al. \(2008\)](#) soulignent aussi l'importance de l'Atlas pour l'initiation d'un cyclone qui intensifie le LLJ menant à des précipitations intenses en Apulie (sud-est de l'Italie). Les cyclones peuvent être de différentes origines : système cyclonique sur l'Atlantique se propageant en Méditerranée, systèmes cycloniques nord-Africains, basses pressions thermiques en été, Medicanes (ressemblant à des cyclones tropicaux) et systèmes cycloniques orographiques.

1.2.3 Les processus de méso-échelle et échelle convective

Divers facteurs ayant une échelle de l'ordre de la dizaine de kilomètres au kilomètre sont aussi importants pour générer des cumuls importants de précipitations.

Le premier est l'orographie. La partie du flux perpendiculaire à l'orographie peut subir une ascension : l'énergie d'inhibition de la convection peut être fournie par l'ascension de parcelles d'air au-dessus de leur niveau de condensation puis de leur niveau de convection libre (lorsque leur densité devient plus faible que celle l'air ambiant). Ainsi, une grande partie des cas de précipitations intenses a lieu sur le relief, lorsque la stationnarité des conditions synoptiques permet de déclencher en permanence la convection contre le relief. L'orographie peut aussi agir en facteur d'intensification des précipitations. En effet, les précipitations peuvent être déclenchées par un front évoluant lentement, qui est alors le facteur déclenchant tandis que l'orographie amplifie localement les précipitations. Les précipitations peuvent aussi être le résultat de systèmes convectifs de mésoéchelle (MCS) ([García-Herrera et al., 2005](#); [Houze, 2004](#)), c'est-à-dire de cellules convectives qui s'organisent en un système convectif avec des zones de création de nouvelles cellules et des zones de disparition des cellules. Ils sont caractérisés sur les images satellites de température de brillance (canal infrarouge) par une structure de basses températures en V. À la pointe de ce V se créent les nouvelles cellules, alimentées par une vitesse verticale induite. Le vent en altitude, qui a souvent une direction différente de celle du vent de surface, transporte les cellules formées dans sa direction. Lorsque ce flux en haute atmosphère est diffluent, les cellules s'élargissent en aval de leur lieu de formation, ce qui crée une forme en V. Les vitesses verticales

génératrices de cellules à la pointe du V peuvent être générées par le flux de basse couche qui rencontre le relief mais aussi des poches froides⁶ ou des zones de convergence. Le système peut devenir stationnaire lorsque le taux de formation de nouvelles cellules compense l'advection des cellules anciennes. Les précipitations peuvent être déclenchées au départ sur le relief, pour ensuite migrer en amont du flux suite à la génération de poches froides. Cette situation est favorisée lorsque le vent incident dans les basses couches est relativement faible : lorsque la vitesse de progression des poches froides est égale à la vitesse du vent qui alimente le système, le système peut demeurer stationnaire au-dessus d'une zone sans relief (Ducrocq et al., 2008; Bresson et al., 2012; Ricard et al., 2012). Ce fut le cas des événements de précipitations qui ont causé les inondations du Gard en 2002 (Ducrocq et al., 2008).

Ces systèmes convectifs peuvent également se déclencher en mer en amont des côtes à la faveur d'une zone de convergence de basse couche. Celle-ci peut être reliée au relief qui bloque ou canalise le flux. En effet, on peut calculer une hauteur d'oscillation : $h_a = U/N$, où U est la vitesse horizontale du flux et N la fréquence de Brunt-Väisälä qui reflète la stratification en température de l'atmosphère⁷. Cette hauteur est l'ordre de grandeur que les oscillations verticales au sein du flux peuvent atteindre. Cette hauteur peut être comparée à la hauteur h_m d'une montagne vers laquelle le flux est dirigé. C'est le nombre de Froude : $Fr = h_a/h_m$ ⁸. S'il est inférieur à un nombre de Froude critique, aux environs de 1, le flux sera préférentiellement dévié par le relief. Inversement, pour des valeurs élevées du nombre de Froude, le flux pourra facilement s'élever au-dessus du relief. La déviation d'un flux de sud vers l'ouest par les Alpes, caractérisées par une hauteur h_m élevée peut par exemple être à l'origine d'une zone de convergence dans le Golfe du Lion, qui peut déclencher les précipitations en amont des Cévennes (Ducrocq et al., 2008). Un autre exemple de zone de convergence est une basse pression quasi-stationnaire (cas de l'Aude, 1999, Ducrocq et al. (2008)) ou un front froid générant une ligne de grain le long de la zone de convergence (une ligne de grain est l'alignement de cellules convectives) (Romero et al., 2014).

Bien entendu, toutes les combinaisons possibles de ces mécanismes augmentent la complexité de ces phénomènes. Par exemple, Romero et al. (2014) montrent qu'une advection d'air chaud et sec depuis l'Afrique au-dessus d'air plus froid et humide en Méditerranée crée une inversion, un « couvercle » qui génère une CIN élevée (LFC à 730 hPa), brisée seulement par la combinaison d'un cyclone en surface et d'ascendance synoptique.

1.3 Sensibilité des précipitations intenses à la SST

La SST influence l'atmosphère de diverses manières par la modulation des flux de température et d'humidité à la surface de la mer. Elle peut donc avoir des effets à diverses échelles sur la quantité d'humidité et la température des basses couches, sur la stabilité de la couche limite et sa dynamique. Les précipitations intenses sont donc

6. Les poches froides sont créées par l'évaporation des précipitations de la cellule convective.

7. $N^2 = g/(\theta_o)\partial\theta/\partial z$

8. Dans la suite de la thèse, on utilise une ancienne définition du nombre de Froude, qui est l'inverse de celle-ci.

potentiellement affectées par la SST à diverses échelles de temps et d'espace. On donne ici un état de l'art sur la question.

1.3.1 Origine de l'humidité

Dans un premier temps il est naturel de se demander d'où provient l'humidité à l'origine des précipitations intenses, pour savoir si la SST de zones particulières peut influencer la quantité d'humidité dans le flux d'alimentation des précipitations.

Les sources possibles d'humidité pour les précipitations en Méditerranée occidentale sont multiples : la mer Méditerranée elle-même, l'évaporation des surfaces continentales (Europe/Afrique), l'océan Atlantique ou des sources plus éloignées. [Sodemann and Zubler \(2010\)](#) montrent en utilisant des rétro-trajectoires lagrangiennes dans les réanalyses ERA-40 sur la période 1995-2001 que les précipitations dans le sud des Alpes proviennent en premier lieu de la mer Méditerranée occidentale et en second lieu de l'océan Atlantique en automne et en hiver, tandis qu'elles proviennent d'évaporation des surfaces continentales ainsi que de la Méditerranée nord-occidentale au printemps et en été.

Concernant les événements intenses en Méditerranée nord-occidentale, plusieurs études identifient aussi la mer Méditerranée et l'océan Atlantique comme les deux sources dominantes d'humidité. [Winschall et al. \(2012\)](#) examinent notamment un mécanisme intéressant concernant les événements se déroulant dans les Alpes du sud : sur un cas d'étude (le Piémont, 16 novembre 2002), ils montrent à l'aide d'une simulation de 10 jours avec un modèle régional (25 km de résolution) qu'une zone de l'Atlantique à l'ouest de l'Espagne contribue significativement (20%) à l'apport d'humidité aux précipitations intenses. Ils l'expliquent par l'évolution des conditions synoptiques : le thalweg situé sur l'Atlantique Est trois jours avant qu'il s'intensifie et entraîne les précipitations intenses sur le massif des Alpes, induit un vent du nord intense ($>10 \text{ m s}^{-1}$), froid et sec en surface sur son flanc ouest, qui engendre une très forte évaporation (chaleur latente $>250 \text{ W m}^{-2}$). Cet air est ensuite advecté le long du flanc sud et est du thalweg pour remonter vers le nord en direction des Alpes, comme illustré dans les figures 1.6a,b. Ils montrent aussi que dans ce cas, l'Atlantique contribue à environ 40% des précipitations, l'évapotranspiration des surfaces continentales à 30% et la Méditerranée à 25%. À cause de sa remontée vers le nord le long d'isentropes inclinées (par conservation de la vorticité potentielle), l'air humide Atlantique se retrouve au-dessus de l'air humide Méditerranéen (  700 hPa), comme illustré par la figure 1.6c. Si ce cas d tude est un cas extrême d vaporation au-dessus de l'Atlantique, les auteurs montrent que ce scénario se reproduit pour de nombreux autres événements, avec des intensités variables cependant. [Winschall et al. \(2014\)](#) complètent l tude par une climatologie des zones d'alimentation des HPEs sur les 50 événements journaliers les plus intenses sur l'Italie du Nord, les Alpes et le sud-est de la France dans les réanalyses ERA-interim. Ils montrent que la Méditerranée ne contribue qu'au maximum à 50% de l'apport en humidité pour les HPEs. Sa contribution est plus forte au printemps et en automne, alors qu'en hiver le transport sur de longues distances domine et en été la contribution de l vaporation des surfaces continentales est importante. L vaporation depuis l'Atlantique nord-est est une source complémentaire importante en automne et hiver. L tude illustre par ailleurs la variabilité importante des sources entre les  v -

nements, montrant des sources occasionnelles tropicales. Elle montre aussi que lorsque l'Atlantique fait partie des sources pour un événement, l'évaporation y est significativement plus élevée que la moyenne climatologique, comme l'étude de Winschall et al. (2012) le suggérait. En revanche, l'évaporation sur la Méditerranée lorsqu'il s'agit d'une source n'est pas plus élevée que la moyenne : la convergence d'humidité moyenne est suffisante pour alimenter les événements. L'étude montre aussi que l'alimentation en humidité des masses d'air se réalise surtout pendant les 2 à 3 jours précédents les événements, parfois la période peut aller jusqu'à 5 à 10 jours précédents.

Alors que les études précédentes sont valables pour des événements de grande échelle (grille de 80 km), Duffourg and Ducrocq (2011) ont aussi montré à l'aide de traceurs passifs sur 10 événements dans le sud de la France dans des modèles imbriqués à 10 et 2.5 km des contributions importantes de la Méditerranée et de l'océan Atlantique aux précipitations intenses. Duffourg and Ducrocq (2013) quantifient la contribution de l'océan Atlantique pour des situations cycloniques (resp. anticycloniques) dans les 3 à 4 jours précédents les précipitations à 45% (resp. 20%), celle de la Méditerranée à 40% (resp. 60%) et celle de l'évapotranspiration en Afrique à 15% (resp. 20%). Contrairement à Winschall et al. (2012), ils montrent que l'air humide en provenance de l'Atlantique est plutôt subsident en Méditerranée, par effet de Föhn sur les reliefs ou par subsidence anticyclonique à grande échelle. L'essentiel de l'humidité advectée est confinée dans les 1000 premiers mètres de l'atmosphère pour les cas de systèmes convectifs et dans les 3000 premiers mètres pour un cas de précipitations stratiformes. Les cas de Winschall et al. (2012) sur les Alpes du sud sont vraisemblablement des cas plus stratiformes, ce qui expliquerait la contribution plus importante d'une *warm conveyor belt*.

Pour la région de Valence, sur la côte Est de l'Espagne, Millán et al. (1995); Estrela et al. (2000) et Pastor et al. (2010) montrent que l'advection de masses d'air depuis les zones Méditerranéennes du sud-est est importante dans certains cas. Millán et al. (1995) évoque notamment la configuration du *Back-door Cold Front* : la position conjointe d'un anticyclone sur l'Europe Centrale et d'une dépression dans le golfe de Cadix ou au sud-est de l'Espagne permettent à un air continental relativement froid de se retrouver au-dessus de SST chaudes en mer Ionienne. Les flux en surface sont alors très intenses en chaleur et humidité, cette zone jouerait le rôle de recharge en humidité et de déstabilisation, de sorte qu'après la progression de la masse d'air vers le nord puis l'ouest ou le sud-ouest en mer des Baléares par interactions entre l'anticyclone européen et la dépression espagnole, l'instabilité est déclenchée sur les reliefs de l'Espagne. Ils évoquent donc la Méditerranée et particulièrement la mer Ionienne comme source principale d'humidité et d'instabilité pour ce type de situation. Pastor et al. (2015) étudient trois cas sur la région de Valence pour lesquels ils fixent la SST à 10°C sur certaines zones, pour tester quelles zones peuvent jouer le rôle de recharge, à la fois en humidité et en instabilité de l'atmosphère. En diminuant drastiquement la température de la mer, ils empêchent les flux de chaleur et d'humidité vers l'atmosphère. Ils montrent alors qu'imposer une SST de 10°C dans la région entre la côte espagnole et les îles Baléares, juste en amont des précipitations où les masses d'air passent 12 à 24h, empêche la formation de précipitations intenses dans deux cas sur trois : lorsque les masses d'air traversent la Méditerranée nord occidentale. Pour le troisième, pour lequel les masses d'air proviennent du golfe de Tunis et de la mer Ionienne, les précipitations

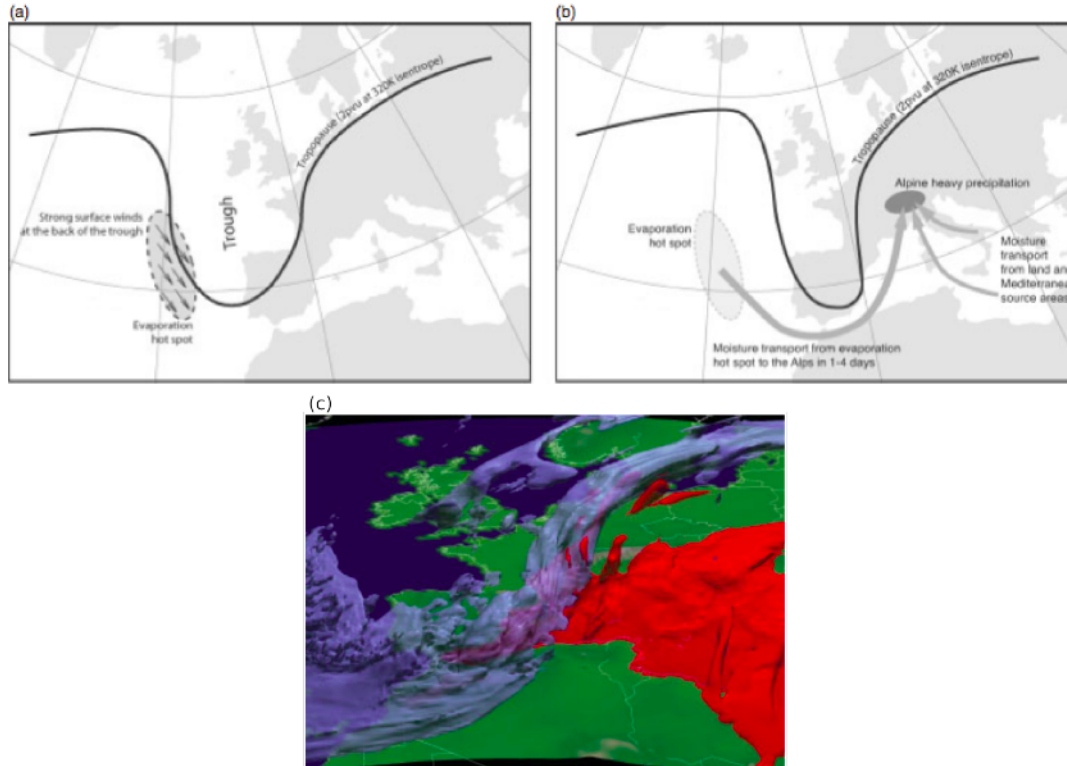


Fig. 1.6 (a), (b) Schéma illustrant la contribution en humidité d'une évaporation intense en Atlantique à un HPE dans les Alpes du sud. (a) Situation lors de l'événement d'évaporation intense en Atlantique. (b) Situation pendant l'événement de précipitations intenses (un à quatre jours plus tard). (c) Image en 3D des contours d'humidité marquée depuis l'Atlantique nord-est (bleu, contour de 0.45 g kg^{-1}) et la Méditerranée (rouge, contour de 0.16 g kg^{-1}) au début de l'événement de précipitations du 16 novembre 2002. Figures extraites de Winschall et al. (2012).

sont déplacées du relief vers la côte. Un changement de température dans le golfe de Tunis, où la SST est maximale, a très peu d'effet : la théorie de [Millán et al. \(1995\)](#) qui suppose un rôle important de cette zone dans la déstabilisation de l'atmosphère n'est donc pas valable pour ce cas, dont les conditions synoptiques s'apparentent pourtant à leur théorie. Dans les deux premiers cas, une SST de 10°C dans les zones plus amont sur la trajectoire des masses d'air en Méditerranée nord-occidentale a un effet de réduction de l'intensité des précipitations plus modéré. On peut noter que l'effet de la mer des Baléares sur les précipitations dans les deux premiers cas est identique, même si la SST dans ces deux cas était de 22 et 24°C respectivement. L'étude de [Pastor et al. \(2015\)](#) confirme qu'une SST de l'ordre de 20°C dans la mer des Baléares est nécessaire à la formation des précipitations intenses, probablement par son effet de déstabilisation de l'atmosphère. Cependant, ils montrent aussi un cas pour lequel la SST ne semble pas avoir ce rôle d'élément clef mais où elle permet de moduler le lieu des précipitations entre le relief et la côte. Dans leur étude, ils ne peuvent cependant pas distinguer les sources d'humidité directement, dont la répartition est vraisemblablement différente des cas de la côte nord (Alpes, Cévennes, Italie).

Ces études montrent l'effet primaire que la SST de l'Atlantique et de la Méditerranée joue pour les précipitations intenses : des valeurs relativement élevées, de l'ordre de 17 à 25°C, sont une des conditions aux échanges d'humidité et de chaleur qui favorisent les précipitations intenses.

1.3.2 Effets dynamiques de la SST sur l'atmosphère à mésoéchelle

La SST peut aussi influencer l'atmosphère dynamiquement sur de plus petites échelles dans la couche limite, par des effets indirects des flux de chaleur et d'humidité. [Small et al. \(2008\)](#) fait la revue des effets des fronts de température et tourbillons océaniques sur les vents de couche limite. Plusieurs études ont en effet montré que si à l'échelle du bassin océanique, sur des temps supérieurs à l'année, l'atmosphère imposait le forçage à l'océan, sur des échelles spatio-temporelles plus courtes qui sont celles des fronts et tourbillons (10 à 1000 km, quelques jours à quelques mois), la SST peut influencer les vents proches de la surface, en particulier à travers les flux de chaleur.

Plusieurs mécanismes sont illustrés par leur étude :

- Changement dans le coefficient de friction : C_D est typiquement modélisé comme dépendant de la vitesse du vent et la stabilité de la couche de surface. Pour une couche neutre, le profil du vent est logarithmique, pour une couche stable (instable), le cisaillement de vent est plus fort (faible) vers la surface. Cependant, ces changements s'avèrent de faible intensité en comparaison des autres mécanismes ci-dessous.
- Changement dans le gradient de pression pour un mécanisme proche de celui énoncé par Lindzen and Nigam (1987) pour les régions équatoriales, supposant une atmosphère à l'équilibre avec la température de l'océan (advection négligée) : un gradient de SST engendre un gradient de pression dans l'atmosphère par un gradient de température atmosphérique. Cela engendre une circulation secondaire de type brise. [Small et al. \(2008\)](#) montrent que ceci est valable aux moyennes latitudes pour des vents faibles ou des couches limites peu épaisses,

lorsque la température de l'atmosphère a le temps de s'adapter à la température de l'océan, selon l'équilibre advectif-diffusif.

- Changement dans le mélange vertical en couche limite. Il s'agit d'un mécanisme mis en lumière par [Wallace et al. \(1989\)](#). Le mélange de quantité de mouvement peut ajuster les vents de surface : au-dessus d'une surface froide, la couche limite est relativement stable et les vents au-dessus ont peu d'influence sur les vents en couche limite. En revanche, au passage d'une surface froide à une surface plus chaude (un front de SST), le mélange vertical s'intensifie par déstabilisation de la couche limite : de la quantité de mouvement est transférée des couches supérieures vers la surface et la vitesse du vent de surface augmente.

[Millán et al. \(1995\)](#) mettent aussi en lumière le rôle de la SST dans la création de zones de convergence dans une situation particulière : lors de la pénétration d'air continental relativement froid sur une SST chaude, la turbulence thermique intense en basses couches provoque de la « friction convective » dans les basses couches de la masse d'air froide, générant de la vorticité et de la convergence de basse couche. Ils supposent que plus la différence de température entre la masse d'air froid et la mer est élevée, plus la friction est importante car la turbulence thermique pénètre plus en altitude. Ils soulignent aussi l'effet potentiel d'advection de cette masse d'air instable au-dessus d'un gradient négatif de SST : une mince couche stable en surface peut se former et accélérer la progression des masses d'air instables juste au-dessus par diminution de la friction de surface.

1.3.3 Effet des interactions air-mer haute fréquence sur les HPEs

Des études ont montré l'importance des interactions air-mer sur l'évolution des cyclones extra-tropicaux, soulignant que l'absence d'interactions empêchait une chute de la SST due aux flux air-mer, au mélange vertical et à l'approfondissement de la couche de mélange océanique. Sans ces interactions, les cyclones sont plus intenses car les flux de chaleur latente restent élevés sans diminution de SST. Pour les événements méditerranéens, les quelques études traitant le sujet montrent un effet peu prononcé. [Lebeaupin et al. \(2006\)](#) utilisent une équation prognostique de la SST (modèle 0D), ne prenant en compte que l'effet des flux radiatifs, sensibles et latents sur la couche de mélange d'une hauteur issue de climatologie. Aucun effet de mélange n'est donc pris en compte. Sur les trois cas, l'évolution de la SST est relativement importante pour ce paramètre à évolution lente : des maxima spatiaux de 0.3°C sont notés, à la fois dus au cycle diurne du rayonnement, aux nuages et aux flux latents et sensibles forts. Cependant, de telles variations n'influencent pas significativement les précipitations. Sur les mêmes événements, [Lebeaupin Brossier et al. \(2009\)](#) couplent un modèle 1D d'océan avec un modèle atmosphérique à haute résolution (MESO-NH, 2.4 km)   haute fréquence (5mn). Le modèle d'océan est influencé en surface par l'évaporation, les flux de chaleur latente et sensible, les flux radiatifs et le flux de moment cinétique et possède un schéma en énergie cinétique turbulente, d'ordre de fermeture de 1.5. Il n'y a pas d'échanges entre les colonnes. Ils montrent une évolution sensible de la SST qui baisse en moyenne sur le Golfe du Lion de 0.16 à $0.35^{\circ}\text{C}/24\text{h}$ selon les événements. Dans le cas de l'Aude (nov. 1999), sous le jet qui atteint des valeurs de 30 m s^{-1} , la couche de mélange océanique s'approfondit de 20 m et la SST diminue de 0.5°C en 18 h. Le

Étude	Région	Résolution	Cas d'étude
Pastor et al. (2001)	Valence (Esp.)	RAMS 2.5 km, 8 jours	04-07/09/87 et 28/09-01/10/86
Miglietta et al. (2011)	Apulie (It. S-E)	WRF 4 km, 72h	Medicane, 26/09/06
Senatore et al. (2014)	Calabre (It. S)	WRF 2.5 km, 3 mois	cyclones d'Afrique du nord à la Sicile/Calabre 27-29/12/08 et 09/01/09
Romero et al. (2014)	Baléares (Esp.)	MM5 2.5 km	ligne de grain 29/10/13
Tous et al. (2013)	Med cent./ouest	MM5 7,5 km, 48h	9 medicanes
Lebeaupin et al. (2006)	S-E France	MESO-NH 2,4 km, 18-24h	MCS 12-13/11/99, MCS 08-09/09/02, Front 3/12/03
Katsafados et al. (2011)	Med est	WRF-NMM 12 km, 48h	deep cyclone, 22/01/04

Table 1.1

couplage océan-atmosphère a alors tendance à diminuer l'intensité des flux de chaleur latente et sensible car la SST diminue au fur et à mesure de la simulation, à cause des flux importants en surface. Le maximum de changement entre une simulation couplée et une simulation dont la SST est constante est évalué à 5 à 10 $W m^{-2}$ pour les flux latents et 1 à 2 $W m^{-2}$ pour les flux sensibles. Ces changements affectent les précipitations de manière modérée : sur des valeurs maximales de l'ordre de 240 à 330 mm, les changements sont de 5 à 24 mm. Il est à noter une modification de la progression du front quasi-stationnaire dans le cas de l'Hérault (dec. 2003).

1.3.4 Effets d'une modulation de la SST sur les précipitations intenses en Méditerranée nord-occidentale

Si les interactions air-mer le jour même de l'événement changent relativement peu l'intensité de l'événement en raison des changements de SST de l'ordre de 0.5°C, d'avantage d'études examinent les effets de changements de SST de l'ordre de quelques degrés en Méditerranée sur les précipitations intenses dans notre région d'intérêt. Toutes ces études de sensibilité à la SST utilisent des simulations jumelles dont la condition de température de surface est différente. Elles concernent la plupart du temps un ou quelques cas d'étude avec des modèles de prévision du temps imbriqués dont la résolution la plus fine est de 1.5 à 12 km. Le tableau 1.1 montre la région, le modèle, la résolution, la durée de la simulation et les cas étudiés par les articles relevés. Le tableau 1.2 résume le type de changement de SST et les effets engendrés.

La principale conclusion de ces études est que des changements de SST de quelques degrés sur la Méditerranée peuvent surtout moduler les précipitations, tant en intensité qu'en distribution spatiale. Dans deux cas seulement (Romero et al., 2014; Senatore et al., 2014), les précipitations étaient inhibées pour des raisons différentes. Dans l'étude d'une ligne de grain provoquée par un front froid se propageant vers l'est en direction des Baléares, Romero et al. (2014) montrent qu'une diminution de 1°C de la SST suffit pour inhiber la convection. Cependant, ils notent qu'ils sont dans

Étude	Type modification SST	Effet noté
Pastor et al. (2001)	3 jeux de SST, différences de l'ordre de +2°C à + 5°C	maximum de précipitations augmente de 25% à 200%
Miglietta et al. (2011)	A. >+2°C B. +2°C à -3°C C. <-3°C uniformément	A. augmente et avance le développement de la convection et l'intensification du cyclone en cyclone tropical (+100 mm pour +3°C) B. peu d'effet C. diminue et retarde le développement de la convection et l'intensification du cyclone en cyclone tropical
Senatore et al. (2014)	+/- 0.5°uniformément	changement de trajectoire des cyclones, peut empêcher les précipitations sur les reliefs
Romero et al. (2014)	A. -1, 2 ou 3°C B. +1, 2 ou 3°C uniformément	A. ligne de grain supprimée B. ligne de grain plus intense, se déplace plus rapidement, déplacée au nord
Tous et al. (2013)	flux de surface coupés	changements variables selon les medicanes de trajectoire, de vitesse et d'intensité
Lebeaupin et al. (2006)	A. Différents jeux de SST B. +3, +1.5°C C. -1.5, -3°C uniformément	A. peu d'effets B. augmentation (C. diminution) des précipitations, effets dynamiques sur les MCS et le front différents
Katsafados et al. (2011)	A. différents jeux de SST : différences locales de +/-1°C B. +3°C uniformément	A. modulation du minimum de pression par 0.1 à 0.8 hPa, peu de changements de trajectoire, modulation de la distribution spatiale des précipitations B. Diminution du minimum de pression de 1.5 hPa, peu de changements de trajectoire, modulation de la distribution spatiale des précipitations

Table 1.2

un cas où une advection d'air sec et chaud africain inhibe la convection, et les flux d'humidité et de température de surface sont déterminants pour éroder cette couche d'inversion. La température de surface de la mer est alors déterminante. [Senatore et al. \(2014\)](#) montrent, eux, dans l'étude de deux dépressions de surface prenant naissance en Afrique du Nord et se propageant vers la Calabre, que leur trajectoire est affectée par la température de surface de la mer : le jet humide de basse couche qu'elles entraînent n'interagit plus avec le relief de Calabre et les précipitations ne sont pas déclenchées. L'influence de la SST est dans ce cas dynamique. Pour les autres études, on peut distinguer celles qui se focalisent sur les cyclones et celles sur les événements intenses dans une région particulière. [Pastor et al. \(2001\)](#) montrent des augmentations significatives (25 à 200%) et des déplacements des maxima de précipitations sur deux événements intenses de plusieurs jours dans la région de Valence lorsqu'un champ de SST plus élevées (environ +2 à +5°C sur les zones en amont) est utilisé dans la modélisation de ces événements. [Lebeaupin et al. \(2006\)](#) augmentent ou diminuent la SST de 3°C sur des simulations de 18 à 24 h sur trois événements dans les Cévennes et notent une augmentation de 25% (respectivement diminution) de l'intensité des précipitations, liés aux changements d'instabilité et d'humidité en basse couche. Ils montrent aussi des répartitions différentes des précipitations à cause d'effets dynamiques. Selon les cas, les mécanismes sont différents. Pour l'événement de 2002 dans le Gard, le changement d'intensité de la convection a un impact sur la poche froide qui détermine la localisation du système, plus ou moins en amont du relief. Le jet de basse couche alimentant le système est aussi plus ou moins fort. Pour l'événement de l'Aude, résultant d'un système convectif de mésoéchelle (MCS) alimenté par une zone de convergence de basse couche et un jet très fort de basse couche, la zone de convergence se déplace plus ou moins rapidement vers l'est et le jet de basses couches est plus ou moins intense. Ces deux systèmes sont dominés par un MCS, qui devient moins stationnaire lorsque la SST augmente, et qui peut laisser place à des précipitations stratiformes lorsque la SST diminue. Pour le dernier cas étudié, résultant d'un front quasi-stationnaire, les changements dynamiques résultent à la fois de changements dans l'intensité de la convection et dans la dynamique du front elle-même, ainsi que des interactions entre les deux.

Pour les précipitations associées directement à des systèmes cycloniques, l'effet de la SST paraît, à la lumière de ces études, assez variable selon le type de système. [Miglietta et al. \(2011\)](#) notent un effet important des flux de surface sur un système cyclonique en transition vers un cyclone tropical alors que [Katsafados et al. \(2011\)](#) montrent une modulation plus modérée des précipitations sur un cyclone davantage forcé par les conditions synoptiques. [Tous et al. \(2013\)](#) montrent des effets variables de l'absence de flux de surface sur les medicanes. Les medicanes sont des cyclones d'activité profonde caractérisés par un coeur chaud en basse à moyenne troposphère, dont la structure est similaire à celle des cyclones tropicaux. L'étude montre que dans aucun cas, couper les flux de surface ne supprime les medicanes, ce qui confirme le rôle prédominant des conditions synoptiques. En revanche, dans 7 cas sur 9, ils ont noté une intensité plus faible et des modulations de la trajectoire ou de la vitesse et de la durée de vie du medican. Ils relient ces différences à des différences entre les cyclones

de potentiel de flux de surface⁹ sous leur trajectoire. Les flux de chaleur latente, en particulier, jouent un rôle important sur l'intensification du cyclone par dégagement de chaleur latente dans les ascendances du cyclone.

1.4 Positionnement de la thèse

1.4.1 Étude préliminaire

Les interactions air-mer à l'échelle journalière (dominés par des processus 1D) lors des événements de précipitations intenses génèrent des changements de précipitations faibles (Lebeaupin Brossier et al., 2009) alors que les changements de SST de l'ordre de quelques degrés peuvent moduler davantage les précipitations intenses. Des changements d'une telle amplitude peuvent avoir lieu sur des échelles de plusieurs jours lors d'épisodes de vents forts d'origine continentale, comme le mistral et la tramontane dans le sud-est de la France. Il paraît donc intéressant de creuser la question suivante : des interactions air-mer importantes se déroulant avant un événement de précipitations intenses peuvent-elles moduler ces précipitations ?

Lebeaupin Brossier et al. (2013) ont ainsi analysé la succession d'un événement de Mistral du 5 au 9 novembre 1999 (Lebeaupin Brossier and Drobinski, 2009) et d'un événement de précipitations intenses : celui de l'Aude, le 12-13 novembre 1999 (Lebeaupin et al., 2006; Lebeaupin Brossier et al., 2008, 2009). Les outils utilisés à cette fin sont deux simulations utilisant la modélisation climatique régionale. L'une couplée océan-atmosphère à 6-7 km de résolution pour l'océan et 20 km de résolution pour l'atmosphère (simulation CPL) et l'autre uniquement atmosphérique forcée par la SST de ERA-interim (CTL).

Le mistral et la tramontane sont des vents du nord et du nord-ouest canalisés par la vallée du Rhône et de l'Aude, respectivement. Ils se forment lors du passage d'un thalweg, lorsque sa partie aval se trouve sur la France. Cette situation est aussi souvent associée à de la cyclogenèse dans le golfe de Gênes. Étant donné l'extension du mistral, la force de Coriolis joue aussi un rôle pour équilibrer le gradient de pression résultant à la fois des conditions synoptiques et de l'interaction du flux avec le relief. Ce flux est par ailleurs canalisé dans les couches les plus basses par la vallée du Rhône, engendrant des vents pouvant dépasser 30 m s^{-1} . Des mécanismes tels que des ressauts hydrauliques en aval du Massif Central participent aussi à l'accélération du flux (Guénard et al., 2006; Drobinski et al., 2005). Un schéma de description tiré de Jiang et al. (2003) est présenté dans la figure 4.3.

Lors de l'épisode de mistral, les flux de chaleur sensible et latente ainsi que les flux de quantité de mouvement dans le golfe du Lion induisent un refroidissement et un approfondissement de la couche de mélange océanique. En effet, lors de l'épisode étudié, le vent de surface atteint des valeurs supérieures à 20 m s^{-1} pendant 24 h dans le modèle. La circulation océanique dans le golfe du Lion est caractérisée par le passage du courant nord-méditerranéen qui circule vers l'ouest le long de la côte. Il est alimenté

9. défini comme la différence d'enthalpie humide entre la surface de la mer et l'atmosphère à 2 m, l'enthalpie humide étant : $K = (C_{pd} + rC_l)T + rL_v$, r étant le rapport de mélange de vapeur d'eau, L_v la chaleur latente d'évaporation et C_{pd} la capacité thermique massique de l'air sec à pression constante, C_l la capacité thermique massique de l'eau liquide.

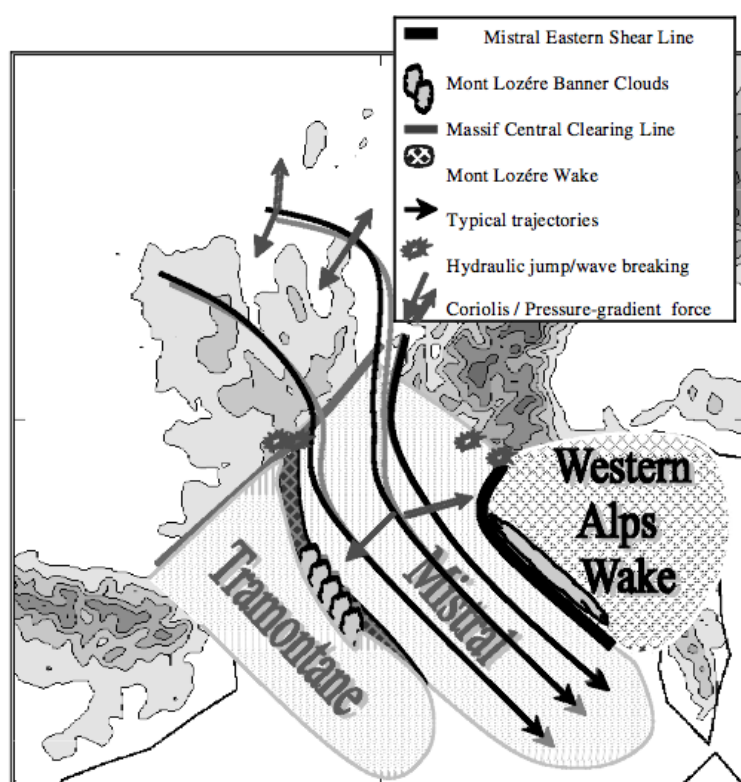


Fig. 1.7 Description du mistral par [Jiang et al. \(2003\)](#)

par deux courants de chaque côté de la Sardaigne et de la Corse et se sépare en deux branches à la sortie du golfe du Lion : l'une, cyclonique, forme une gyre dans le golfe du Lion et l'autre continue le long des côtes espagnoles (Schott et al., 1996). Cette circulation est le résultat du forçage par le vent et de la bathymétrie (Madec et al., 1996). Lors de l'épisode de mistral, avec un modèle 0D d'océan (ne comprenant que le refroidissement par les flux thermodynamiques de surface), Lebeaupin Brossier and Drobinski (2009) montrent un refroidissement en moyenne sur toute la Méditerranée nord-occidentale de $0.15^\circ\text{C}/\text{jr}$. Il est de $0.22^\circ\text{C}/\text{jr}$ pour le couplage avec un océan 3D. Localement, ce refroidissement atteint 3°C dans la gyre du golfe du Lion et sur les côtes catalanes. Le refroidissement plus important dans le modèle 3D est dû notamment à l'approfondissement de 50 m de la couche de mélange et à l'entraînement en conséquence d'eau plus froide ainsi qu'à un upwelling côtier. Lebeaupin Brossier et al. (2013) calculent plusieurs temps de persistance d'anomalies de température résultant de divers processus. Le premier correspond à une diffusion des flux de chaleurs latente et sensible en surface (modèle 0D) :

$$h^2/K_z = 4mn \quad (1.4.1)$$

h étant la profondeur de la couche de mélange (≈ 50 m en novembre) et K_z le coefficient de diffusion turbulente vertical ($10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). Il révèle que la mémoire par diffusion turbulente verticale est très faible. Un second temps caractéristique est lié à l'entraînement vertical à la base de la couche de mélange :

$$h/w_e = 12 \text{ jrs} \quad (1.4.2)$$

où $w_e = dh/dt = 5 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$, soit environ 12 m en 3 jrs. Enfin, un autre temps caractéristique est dû à la circulation horizontale spécifique à la gyre du golfe du Lion. Cette gyre s'installe et devient barotrope en septembre à la faveur de la répétition des épisodes de mistral et de la bathymétrie (Béranger et al., 2010). Dynamiquement, le vent induit un approfondissement de la surface (Béranger et al., 2010) et une élévation en dôme des isopycnes (Marshall and Schott, 1999). La stratification au sein de la gyre est donc relativement faible. L'isolement de l'eau au centre de la gyre empêche son réchauffement par mélange latéral et la répétition des épisodes de mistral favorise un affaiblissement de la stratification au centre de la gyre, qui en retour favorise l'amplification de l'anomalie froide à chaque épisode. Cette gyre est en équilibre avec sa destabilisation par l'établissement par le courant nord-méditerranéen de structures baroclines (avec un temps typique $L/U = 6 \text{ h}$ à 1 jr ($L = 10 \text{ km}$, rayon de Rossby en Méditerranée et $U = 0.1$ à 0.5 m s^{-1}) et l'effet de lissage par diffusion latérale turbulente $L^2/K_h = 19 \text{ jrs}$, où $K_h = 60 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

Les deux effets d'entraînement vertical et de circulation horizontale de la gyre permettent donc au refroidissement de SST dû au mistral de persister sur 1 à 3 semaines dans le golfe du Lion. Pour le cas de cette étude, l'épisode de mistral est suivi 3 jours plus tard par un HPE. L'anomalie de SST de l'ordre de 2°C au centre de la gyre induit alors une diminution de flux de chaleur latente de 200 W m^{-2} dans CTL à 100 W m^{-2} dans CPL. Un réchauffement de l'ordre de $0,5^\circ\text{C}$ près des côtes engendre une augmentation des flux de chaleur latente de 500 W m^{-2} dans CTL à 550 W m^{-2} dans CPL. Le vent de surface est aussi réduit au-dessus de l'anomalie et la convergence d'humidité

est affectée par ces deux phénomènes. L'étude montre alors un décalage des précipitations de 40 à 80 km vers l'est et une augmentation du maximum de précipitations de 310 à 321 mm entre CTL et CPL.

L'étude révèle ainsi un effet mémoire de l'océan dans la simulation couplée : l'anomalie froide de SST de 3°C dans le golfe du Lion provoquée par l'événement de Mistral persiste dans le temps et a un effet en retour sur les précipitations lors de l'épisode qui suit. Dans cette thèse, on cherche à savoir si cet effet mémoire, ce couplage sous-mensuel de l'atmosphère et l'océan (de l'ordre de 2 semaines) peut avoir un effet récurrent sur les précipitations intenses. Grâce à des simulations climatiques régionales sur les 25 dernières années, on pourra s'intéresser à d'autres cas que celui étudié par [Lebeaupin Brossier et al. \(2013\)](#) pour déterminer s'il s'agit d'un cas isolé ou si des situations similaires se présentent. Le but est aussi de savoir si d'autres régions en Méditerranée nord-occidentale touchées par des HPEs sont aussi sujettes à de tels effets couplés et s'ils sont systématiques.

1.4.2 Annonce du plan

Dans une première partie, les outils que sont le projet HyMeX et la modélisation climatique régionale sont décrits. La deuxième partie analyse un événement dans les Cévennes modulé par le biais en SST du modèle couplé et les mécanismes identifiés. La troisième partie est consacrée à un cas modulé cette fois-ci par un événement de mistral le précédant et à l'élaboration d'une relation statistique entre modulation de SST et modulation des précipitations sur une vingtaine d'événements dans les 20 dernières années. La partie suivante examine ces relations sur 25 ans pour les six régions les plus touchées lors de la campagne HyMeX. Enfin, la dernière partie est focalisée sur la région de Valence, où les précipitations intenses sont souvent précédées de Mistral.

Bibliographie

- Barredo, J. I., Saurí, D., and Llasat, M. C. (2012). Assessing trends in insured losses from floods in Spain 1971–2008. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(5) :1723–1729.
- Béranger, K., Drillet, Y., Houssais, M.-N., Testor, P., Bourdallé-Badie, R., Alhamoud, B., Bozec, A., Mortier, L., Bouruet-Aubertot, P., and Crépon, M. (2010). Impact of the spatial distribution of the atmospheric forcing on water mass formation in the Mediterranean sea. *J. Geophys. Res. Oceans.*, 115(C12).
- Boissier, L. (2013). *La mortalité liée aux crues torrentielles dans le sud de la France : une approche de la vulnérabilité humaine face à l'inondation*. PhD thesis, Université Paul Valéry - Montpellier III.
- Bresson, E. (2011). *Mécanismes de formation des systèmes convectifs quasi-stationnaires en Méditerranée nord-occidentale. Application au cas du 15 juin 2010 sur le Var*. PhD thesis, Université Toulouse 3 Paul Sabatier.

- Bresson, E., Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., and de Saint-Aubin, C. (2012). Idealized numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the northwestern Mediterranean complex terrain. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 138(668) :1751–1763.
- Buzzi, A., Tartaglione, N., and Malguzzi, P. (1998). Numerical simulations of the 1994 piedmont flood : Role of orography and moist processes. *Monthly Weather Review*, 126(9) :2369–2383.
- Drobinski, P., Bastin, S., Guénard, V., Caccia, J., Dabas, A. M., Delville, P., Protat, A., Reitebuch, O., and Werner, C. (2005). Summer mistral at the exit of the rhône valley. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 131 :353–375.
- Drobinski, P., Ducrocq, V., Alpert, P., Anagnostou, E., Béranger, K., Borga, M., Braud, I., Chanzy, A., Davolio, S., Delrieu, G., Estournel, C., Boubrahmi, N. F., Font, J., Grubisic, V., Gualdi, S., Homar, V., Ivancan-Picek, B., Kottmeier, C., Kotroni, V., Lagouvardos, K., Lionello, P., Llasat, M., Ludwig, W., Lutoff, C., Mariotti, A., Richard, E., Romero, R., Rotunno, R., Roussot, O., Ruin, I., Somot, S., Taupier-Letage, I., Tintore, J., Uijlenhoet, R., and Wernli, H. (2014). HyMeX, a 10-year multidisciplinary program on the Mediterranean water cycle. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 95 :1063–1082.
- Ducrocq, V., Braud, I., Davolio, S., Ferretti, R., Flamant, C., Jansà, A., Kalthoff, N., Richard, E., Taupier-Letage, I., Ayrat, P.-A., Belamari, S., Berne, A., Borga, M., Boudevillain, B., Bock, O., Boichard, J.-L., Bouin, M.-N., Bousquet, O., Bouvier, C., Chiggiato, J., Cimini, D., Corsmeier, U., Coppola, L., Cocquerez, P., Defer, E., Delanoë, J., Di Girolamo, P., Doerenbecher, A., Drobinski, P., Dufournet, Y., Fourrié, N., Gourley, J. J., Labatut, L., Lambert, D., Le Coz, J., Marzano, F. S., Molinié, 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., and Tamayo, J. (2014). HyMeX-SOP1, the field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern Mediterranean. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(7) :1083–1100.
- Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., Lebeaupin, C., and 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.
- Duffourg, F. and Ducrocq, V. (2011). Origin of the moisture feeding the heavy precipitating systems over southeastern France. *NHESS*, 11(4) :1163–1178.
- Duffourg, F. and Ducrocq, V. (2013). Assessment of the water supply to Mediterranean heavy precipitation : a method based on finely designed water budgets : Water supply to HPEs : assessment with water budgets. *Atmospheric Science Letters*, 14(3) :133–138.
- Estournel, C., Testor, P., Taupier-Letage, I., Bouin, M.-N., Coppola, L., P., D., Conan, P., Beguery, L., Belamari, S., Béranger, K., Beuvier, J., Bourras, D., Canut, G.,

- Doerenbecher, A., Drobinski, P., Ducrocq, V., Giordani, H., Hauser, D., Labatut, L., Lebeaupin Brossier, C., Nuret, M., Prieur, L., Roussot, O., and Somot, S. (2015). Hymex-sop2, the field campaign dedicated to dense water formation in the north-western mediterranean. *Oceanography*.
- Estrela, M., Peñarrocha, D., Pastor, F., and Millán, M. (2000). Torrential events on the spanish mediterranean coast (valencian region). spatial precipitation patterns and their relation to synoptic circulation. *Mediterranean Storms*. (Claps, P. and Siccardi, F., eds.), pages 97–106.
- Fernández, C., Gaertner, M. A., Gallardo, C., and Castro, M. (1995). Simulation of a long-lived meso- β scale convective system over the Mediterranean coast of Spain. Part I : Numerical predictability. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 56(3-4) :157–179.
- Fiori, E., Comellas, A., Molini, L., Rebora, N., Siccardi, F., Gochis, D., Tanelli, S., and Parodi, A. (2014). Analysis and hindcast simulations of an extreme rainfall event in the Mediterranean area : The Genoa 2011 case. *Atmospheric Research*, 138 :13–29.
- García-Herrera, R., Barriopedro, D., Hernández, E., Paredes, D., Correoso, J. F., and Prieto, L. (2005). The 2001 mesoscale convective systems over iberia and the balearic islands. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 90(3-4) :225–243.
- Giorgi, F. (2006). Climate change hot-spots. *Geophys. Res. Lett.*, 33(8).
- Guénard, V., Drobinski, P., Caccia, J., G., T., and P., C. (2006). Dynamics of the MAP IOP-15 severe mistral event : Observations and high-resolution numerical simulations. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 132 :757–778.
- Hamadache, B., Terchi, A., and Brachemi, O. (2002). Study of the meteorological situation which affected the west and the center of Algeria in general and Bab-El-Oued in particular on the 10 th November 2001. In *Mediterranean Storms : Proceedings of the 4th EGS Plinius Conference, published on CD-ROM (ISBN 84-7632-792-7)*.
- Homar, V., Ramis, C., Romero, R., Alonso, S., García-Moya, J. A., and Alarcón, M. (1999). A case of convection development over the western Mediterranean Sea : A study through numerical simulations. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 71(3-4) :169–188.
- Houze, R. A. (2004). Mesoscale convective systems. *Reviews of Geophysics*, 42(4).
- Ineson, S., Scaife, A. A., Knight, J. R., Manners, J. C., Dunstone, N. J., Gray, L. J., and Haigh, J. D. (2011). Solar forcing of winter climate variability in the Northern Hemisphere. *Nature Geoscience*, 4(11) :753–757.
- Jansà, A., Genovés, A., Picornell, M., Campins, J., Riosalido, R., and Carretero, O. (2001). Western Mediterranean cyclones and heavy rain. part 2 : Statistical approach. *Meteorological Applications*, 8(1) :43–56.

- Jiang, Q., Smith, R. B., and Doyle, J. (2003). The nature of the mistral : Observations and modelling of two MAP events. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 129(588) :857–875.
- Josey, S. A., Somot, S., and Tsimplis, M. (2011). Impacts of atmospheric modes of variability on mediterranean sea surface heat exchange. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 116(C2).
- Katsafados, P., Mavromatidis, E., Papadopoulos, A., and Pytharoulis, I. (2011). Numerical simulation of a deep Mediterranean storm and its sensitivity on sea surface temperature. *NHESS*, 11(5) :1233–1246.
- Köppen (1900). Versuch einer klassifikation der klimate, vorzugsweise nach ihren be-
ziehungen zur pflanzenwelt (attempted climate classification in relation to plant
distributions). *Geogr. Zeitschrift*, 6 :593–611, 657–679.
- Lebeaupin, C., Ducrocq, V., and Giordani, H. (2006). Sensitivity of torrential rain
events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts.
J. Geophys. Res. Atmos., 111(D12).
- Lebeaupin Brossier, C. and Drobinski, P. (2009). Numerical high-resolution air-sea
coupling over the gulf of lions during two tramontane/mistral events. *J. Geophys.
Res.*, 114(D10).
- Lebeaupin Brossier, C., Drobinski, P., Béranger, K., Bastin, S., and Orain, F. (2013).
Ocean memory effect on the dynamics of coastal heavy precipitation preceded by a
mistral event in the northwestern Mediterranean. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 139 :1583–
1897.
- Lebeaupin Brossier, C., Ducrocq, V., and Giordani, H. (2008). Sensitivity of three
Mediterranean heavy rain events to two different sea surface fluxes parameterizations
in high-resolution numerical modeling. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 113(D21).
- Lebeaupin Brossier, C., Ducrocq, V., and Giordani, H. (2009). Two-way one-
dimensional high-resolution air-sea coupled modelling applied to Mediterranean
heavy rain events. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*,
135(638) :187–204.
- Lionello, P. (2012). *The Climate of the Mediterranean Region : from the Past to the
Future*. Elsevier.
- Llasat, M. C., López, L., Barnolas, M., and Llasat-Botija, M. (2008). Flash-floods in
Catalonia : the social perception in a context of changing vulnerability. *Advances in
Geosciences*, 17 :63–70.
- Madec, G., Lott, F., Delecluse, P., and Crépon, M. (1996). Large-scale preconditioning
of deep-water formation in the northwestern mediterranean sea. *J. Phys. Oceanogr.*,
26(8) :1393–1408.
- Mariotti, A. and Dell’Aquila, A. (2011). Decadal climate variability in the Mediter-
ranean region : roles of large-scale forcings and regional processes. *Clim. Dyn.*,
38(5-6) :1129–1145.

- Mariotti, A., Pan, Y., Zeng, N., and Alessandri, A. (2015). Long-term climate change in the mediterranean region in the midst of decadal variability. *Climate Dynamics*, 44(5/6) :1437 – 1456.
- Mariotti, A., Zeng, N., and Lau, K.-M. (2002). Euro-mediterranean rainfall and enso—a seasonally varying relationship. *Geophys. Res. Lett.*, 29(12) :1621.
- Marshall, J. and Schott, F. (1999). Open-ocean convection : Observations, theory, and models. *Reviews of Geophysics*, 37(1) :1–64.
- Martínez, C., Campins, J., Jansà, A., and Genovés, A. (2008). Heavy rain events in the western Mediterranean : an atmospheric pattern classification. *Advances in Science and Research*, 2 :61–64.
- Martius, O., Schwierz, C., and Davies, H. C. (2008). Far-upstream precursors of heavy precipitation events on the Alpine south-side. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 134(631) :417–428.
- Martius, O., Zenklusen, E., Schwierz, C., and Davies, H. C. (2006). Episodes of alpine heavy precipitation with an overlying elongated stratospheric intrusion : a climatology. *International Journal of Climatology*, 26(9) :1149–1164.
- Massacand, A. C., Wernli, H., and Davies, H. C. (1998). Heavy precipitation on the alpine southside : An upper-level precursor. *Geophys. Res. Lett.*, 25(9) :1435–1438.
- Massacand, A. C., Wernli, H., and Davies, H. C. (2001). Influence of upstream diabatic heating upon an Alpine event of heavy precipitation. *Mon. Weather Rev.*, 129(11) :2822–2828.
- Miglietta, M. M., Moscatello, A., Conte, D., Mannarini, G., Lacorata, G., and Rotunno, R. (2011). Numerical analysis of a mediterranean ‘hurricane’ over south-eastern italy : sensitivity experiments to sea surface temperature. *Atmos. Res.*, 101(1) :412–426.
- Millán, M., Estrela, M. J., and Caselles, V. (1995). Torrential precipitations on the Spanish east coast : the role of the Mediterranean sea surface temperature. *Atmos. Res.*, 36(1) :1–16.
- Moscatello, A., Miglietta, M. M., and Rotunno, R. (2008). Numerical Analysis of a Mediterranean “Hurricane” over Southeastern Italy. *Mon. Weather Rev.*, 136(11) :4373–4397.
- Navarra, A. and Tubiana, L., editors (2013). *Regional Assessment of Climate Change in de Mediterranean*, volume 50 of *Advances in Global Change Research*. Springer.
- New, M., Hulme, M., and Jones, P. (2000). Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II : Development of 1901-96 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of Climate*, 13(13) :2217–2238.
- Nuissier, O., Ducrocq, V., Ricard, D., Lebeaupin, C., and 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., and 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.
- Pantillon, F., Chaboureaud, J.-P., and Richard, E. (2014). Remote impact of north atlantic hurricanes on the mediterranean during episodes of intense rainfall in autumn 2012. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*
- Pastor, F., Estrela, M. J., Peñarrocha, D., and Millán, M. M. (2001). Torrential rains on the Spanish Mediterranean coast : Modeling the effects of the sea surface temperature. *J. Appl. Meteorol.*, 40(7) :1180–1195.
- Pastor, F., Gómez, I., and Estrela, M. J. (2010). Numerical study of the October 2007 flash flood in the Valencia region (Eastern Spain) : the role of orography. *NHESS*, 10(6) :1331–1345.
- Pastor, F., Valiente, J. A., and Estrela, M. J. (2015). Sea surface temperature and torrential rains in the Valencia region : modelling the role of recharge areas. *NHESS Discussions*, 3(2) :1357–1396.
- Pfahl, S. and Wernli, H. (2012). Quantifying the relevance of cyclones for precipitation extremes. *Journal of Climate*, 25(19) :6770–6780.
- Raveh-Rubin, S. and Wernli, H. (2015). Large-scale wind and precipitation extremes in the mediterranean : a climatological analysis for 1979–2012. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*
- Reiser, H. and Kutiel, H. (2012). The dependence of the annual total on the number of rain-spells and their yield in the Mediterranean. *Geogr. Ann. A.*, 94(3) :285–299.
- Ricard, D., Ducrocq, V., and Auger, L. (2012). A climatology of the mesoscale environment associated with heavily precipitating events over a northwestern Mediterranean area. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(3) :468–488.
- Romero, R., Doswell III, C. A., and Ramis, C. (2000). Mesoscale numerical study of two cases of long-lived quasi-stationary convective systems over eastern Spain. *Monthly Weather Review*, 128(11) :3731–3751.
- Romero, R., Gayà, M., and Doswell, C. A. (2007). European climatology of severe convective storm environmental parameters : A test for significant tornado events. *Atmos. Res.*, 83(2-4) :389–404.
- Romero, R., Ramis, C., and Homar, V. (2014). On the severe convective storm of 29 October 2013 in the Balearic Islands : observational and numerical study : Balearic Severe Convective Storm of 29 October 2013. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Romero, R., Sumner, G., Ramis, C., and Genovés, A. (1999). A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area. *International Journal of Climatology*, 19(7) :765–785.

- Sanders, F. and Hoskins, B. J. (1990). An easy method for estimation of q-vectors from weather maps. *Weather and forecasting*, 5(2) :346–353.
- Schott, F., Visbeck, M., Send, U., Fischer, J., Stramma, L., and Desaubies, Y. (1996). Observations of deep convection in the gulf of lions, northern mediterranean, during the winter of 1991/92. *Journal of Physical Oceanography*, 26(4) :505–524.
- Senatore, A., Mendicino, G., Knoche, H. R., and Kunstmann, H. (2014). Sensitivity of Modeled Precipitation to Sea Surface Temperature in Regions with Complex Topography and Coastlines : A Case Study for the Mediterranean. *Journal of Hydrometeorology*, 15(6) :2370–2396.
- Sénési, S., Bougeault, P., Chèze, J.-L., Cosentino, P., and Thepenier, R.-M. (1996). The vaïson-la-romaine flash flood : Mesoscale analysis and predictability issues. *Weather and Forecasting*, 11(4) :417–442.
- Small, R., deSzoëke, S., Xie, S., O’Neill, L., Seo, H., Song, Q., Cornillon, P., Spall, M., and Minobe, S. (2008). Air-sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dynam. Atmos. Oceans*, 45(3-4) :274–319.
- Sodemann, H. and Zubler, E. (2010). Seasonal and inter-annual variability of the moisture sources for alpine precipitation during 1995–2002. *Int. J. Climatol.*, 30(7) :947–961.
- Toreti, A., Kuglitsch, F. G., Xoplaki, E., and Luterbacher, J. (2012). A Novel Approach for the Detection of Inhomogeneities Affecting Climate Time Series. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(2) :317–326.
- Toreti, A., Xoplaki, E., Maraun, D., Kuglitsch, F. G., Wanner, H., and Luterbacher, J. (2010). Characterisation of extreme winter precipitation in Mediterranean coastal sites and associated anomalous atmospheric circulation patterns. *NHESS*, 10(5) :1037–1050.
- Tous, M., Romero, R., and Ramis, C. (2013). Surface heat fluxes influence on medicane trajectories and intensification. *Atmos. Res.*, 123 :400–411.
- Vinet, F. (2007). Approche institutionnelle et contraintes locales de la gestion du risque - recherches sur le risque inondation en languedoc-roussillon. Technical report, Université Paul Valéry - Montpellier III.
- Wallace, J. M., Mitchell, T., and Deser, C. (1989). The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial pacific : Seasonal and interannual variability. *Journal of Climate*, 2(12) :1492–1499.
- Winschall, A., Pfahl, S., Sodemann, H., and Wernli, H. (2012). Impact of north atlantic evaporation hot spots on southern alpine heavy precipitation events. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 138(666) :1245–1258.
- Winschall, A., Sodemann, H., Pfahl, S., and Wernli, H. (2014). How important is intensified evaporation for Mediterranean precipitation extremes ? *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119(9) :5240–5256.

Xoplaki, E. (2002). *Climate variability over the Mediterranean*. PhD thesis, University of Bern, Switzerland.

Chapitre 2

Outils

2.1 HyMeX

Cette thèse s'inscrit au sein du projet HyMeX (HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment), qui a débuté en 2010 pour 10 ans avec le but de mieux caractériser et comprendre le cycle hydrologique de la région méditerranéenne, en particulier les phénomènes hydrométéorologiques extrêmes (Drobinski et al., 2014). Il se donne pour cela les moyens d'observer et de modéliser le système couplé atmosphère/continent/océan et sa variabilité de l'échelle de l'événement jusqu'aux échelles saisonnière et interannuelle. Une deuxième ambition est d'évaluer la vulnérabilité de la population et des territoires aux extrêmes hydrométéorologiques et leur capacité d'adaptation. Enfin, un dernier volet permettra de donner les outils aux preneurs de décisions pour faire face aux problèmes liés à l'eau dans un contexte de changement climatique. Ce projet fait suite à de nombreux autres, tels que :

- des programmes océanographiques : Eddies and Gyres Paths Tracking (EGYPT) et EGITTO
- MAP : Mesoscale Alpine Programme (Bougeault et al., 2001), qui étudiait les processus atmosphériques et hydrologiques à l'origine des précipitations orographiques dans la région Alpine
- CIRCE : Climate Change and Impact Research : The Mediterranean Environment (Navarra and Tubiana, 2013), ayant pour but l'utilisation de simulations climatiques régionales pour des études d'impact du changement climatique.

La méthodologie du projet HyMeX consiste donc à adopter une approche multi-disciplinaire : sciences de l'atmosphère, de l'océan, hydrologie et sciences sociales) et multi-échelles (de l'événement au climat) à la fois grâce aux observations et à la modélisation. Cinq thématiques sont particulièrement étudiées : les événements de précipitations intenses, les échanges air-mer intenses, le cycle continental hydrologique et le bilan d'eau de la Méditerranée ainsi que la vulnérabilité et l'adaptation aux extrêmes hydrométéorologiques. Pour les deux premières, des campagnes d'observation de quelques mois (Special Observation Periods : SOP) ont déjà été entreprises. La SOP1 a permis l'observation de 16 épisodes de précipitations intenses en Méditerranée occidentale à l'automne 2012 (sur 23 périodes intenses d'observations : IOP). Ducrocq et al. (2014) la décrivent de manière exhaustive : de nombreux moyens de mesures (3 avions, ballons, radiosondages, RADARs, LIDARs, réseaux pluviométriques, gliders, 1 bateau,...) ont été déployés ou renforcés. La deuxième SOP a visé les événements d'interactions air-mer intenses qui ont mené à la formation d'eaux profondes dans le golfe du Lion de février à mars 2013 (Estournel et al., 2015). Les plateformes d'observations mises en places comprenaient alors 1 avion, des ballons, 3 bateaux, des bouées dérivantes et des bouées Argos. De nombreuses simulations ont aussi été réalisées pendant ces deux SOPs. Elles s'inscrivent aussi dans une période d'observations de long terme (LOP) de septembre 2010 à 2020 qui vise à obtenir des séries temporelles de qualité en plusieurs sites sur toute la Méditerranée et une période d'observations renforcées (EOP) qui vise à augmenter la résolution temporelle et/ou spatiale des observations sur trois régions cibles sur quatre années. Par exemple, deux bassins versants des Cévennes ont été instrumentés pour caractériser leur réponse hydrologique aux précipitations sur une période de quatre ans de 2012 à 2015. Enfin, un intense effort de modélisation a été réalisé, à la fois avec des modèles de prévision du temps et des modèles climatiques

régionaux (projet Med-CORDEX). Une base de donnée regroupant toutes les observations existantes sur la région, celles réalisées dans le cadre des LOP, EOP et SOP et les simulations a été établie par l’Observatoire Midi-Pyrénées et l’Institut Pierre-Simon Laplace, permettant un accès commun à toute la communauté scientifique, dont cette thèse a largement profité (www.hymex.org/database). Le projet permet aussi à plus de 400 scientifiques de 20 pays différents des rives sud et nord de la Méditerranée, d’Europe et des États-Unis de collaborer et de présenter leurs résultats au cours de *workshops* annuels.

J’ai eu l’opportunité de participer au lancement des ballons du projet BAMED (Balloons over the Mediterranean) lors de la SOP2 en tant que scientifique référente dans l’équipe technique du CNES pendant une semaine. Ces plateformes d’observation quasi-lagrangiennes ont été lancées lors des épisodes intenses de Mistral depuis Candillargues, à l’est de Montpellier. Il s’agit de ballons pressurisés de couche limite, qui permettent de mesurer température, humidité et pression le long d’une trajectoire isopycne quasi-lagrangienne. Ils permettront de mieux connaître le mistral et les changements de caractéristiques de la couche limite résultants des interactions air-mer intenses.

2.2 MED-CORDEX

Les GCMs ayant pour la plupart des résolutions de l’ordre de 100 km, ne sont pas capables de reproduire les contrastes importants de la région Méditerranéenne, qu’il s’agisse de la ligne de côte complexe aux nombreux golfes et péninsules, des îles, de la topographie abrupte ou de la dynamique océanique. Actuellement, un seul GCM à haute résolution a été validé sur la région Méditerranée : celui du Meteorological Research Institute of the Japan Meteorological Agency (JMA) ([Mizuta et al., 2006](#); [Kitoh et al., 2008](#)). La solution adoptée par MED-CORDEX est donc un effort coordonné de modélisation climatique régionale à l’échelle de 50 km ou plus fine ([Ruti et al., 2015](#)).

MED-CORDEX est un projet basé sur les modèles de système climatique régional (RCSMs) couplés développés pour le projet CIRCE-EU. Il s’agit d’une contribution coordonnée à CORDEX (Coordinated Regional climate Downscaling Experiment ([Giorgi et al., 2009](#)) soutenue par les programmes internationaux HyMeX et MedCLIVAR. La particularité de ces modèles est le développement de couplages de modèles atmosphériques, de modèles de surface continentales, de réseaux hydriques et d’océan pour répondre aux spécificités du climat Méditerranéen. Un des principaux objectif est de fournir des simulations d’ensemble de telles plateformes multi-couplées pour la période ERA-interim (1989-2008, étendue à 2013) et les scénarios RCP8.5 and RCP4.5, (1950-2100). Un autre objectif est le rapprochement avec la communauté des observations (in-situ, satellites) au sein des projets HyMeX et MedCLIVAR pour la validation des modèles.

Les partenaires proviennent de nombreux pays de la région euro-Méditerranéenne : Allemagne, Espagne, France, Hongrie, Italie, Israël, Tunisie, Turquie, Serbie et en font un projet particulièrement dynamique dans lequel j’ai pu réaliser ma thèse.

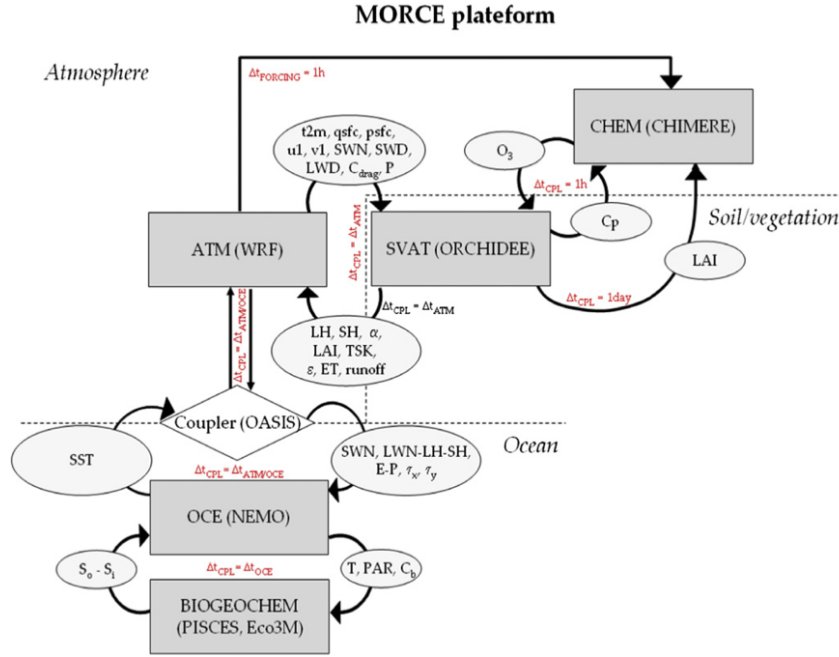


Fig. 2.1 Plan de développement du modèle MORCE

2.2.1 MORCE

Le principal outil de cette étude est la plateforme MORCE, développée dans l'équipe INTRO du LMD au sein de laquelle j'ai effectué cette thèse. Suivant les recommandations de MED-CORDEX, le plan de développement de la plateforme comprend divers couplages, illustrés dans la figure 2.1 issue de Drobinski et al. (2012).

Diverses configurations de la plateforme ont été utilisées, par exemple dans ces articles pour traiter des questions de précipitations, cycle de l'eau, climatologies d'événements extrêmes ou canicules Flaounas et al. (2012); Lebeaupin Brossier et al. (2015); Di Luca et al. (2014); Stéfanon et al. (2014). Au cours de cette thèse, nous avons utilisé les premières versions du modèle couplé atmosphère (WRF version 3.1.1, 20 km) - océan (NEMO-MED12, 6-7 km) développées et utilisées par Cindy Lebeaupin-Brossier dans l'article préliminaire à cette thèse : Lebeaupin Brossier et al. (2013). En collaboration avec Marc Stéfanon, j'ai pris en main le modèle WRF pour prolonger les simulations jusqu'à fin 2013 afin de couvrir la période HyMeX. Par la suite, en partenariat avec Thomas Arsouze, ingénieur de recherche sur le modèle NEMO-MED12, nous avons adapté le couplage réalisé par Cindy Lebeaupin Brossier à la nouvelle machine ADA de l'IDRIS, qui fournit la capacité numérique pour faire tourner les simulations. Nous avons procédé par étapes en couplant indépendamment WRF avec un *toy-model* d'océan puis NEMO-MED12 avec un modèle jouet d'atmosphère par l'intermédiaire du coupleur OASIS-3 développé au CERFACS et enfin les deux modèles ensemble. Nous avons ensuite pu prolonger les simulations couplées atmosphère-océan jusqu'en 2013, en prenant soin de s'assurer d'une erreur numérique faible.

Les configuration du modèle atmosphérique et du modèle océanique respectivement sont résumées dans le tableau 2.1 et le tableau 2.2 et rappelées dans les diverses parties

Modèle	Schéma radiatif ondes longues	Schéma radiatif ondes courtes	Convection	Couche limite et de surface	Microphysique	Surface
WRF 3.1.1 (Skamarock et al., 2008)	Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) (Mlawer et al., 1997)	(Dudhia, 1989)	Kain- Fritsch (Kain, 2004)	Yonsei University (YSU) (Noh et al., 2003) (PBL) et Monin and Obukhov (1954) (turbulent fluxes)	WRF Single- Moment 5-class mi- crophysical scheme (Hong et al., 2004)	diffusion thermique à 5 couches (tous les chapitres) OU Rapid Update Cycle (Smirnova et al., 1997) (chapitre 5)

Table 2.1 Configuration du modèle atmosphérique.

Modèle	Conditions initiales	Conditions limites Atlantique	Rivières et mer Noire	Diffusivité turbulente horizontale	Diffusivité turbulente verticale	Conservation du volume
NEMO- MED12 (Beuvier et al., 2012)	champs 3D T,S de la climatolo- gie MODB4 (Brankart and Brasseur, 1998)	11°W- 5.5°W : relaxation 3D à la cli- matologie (Levitus et al., 2005)	apports d'eau douce en surface : climatolo- gie (Beuvier et al., 2010)	traceurs : $60m^2 s^{-1}$; advection de moment : $-1.25 \cdot 10^{10} m^4 s^{-2}$	model standard d'énergie cinétique turbulente de NEMO (Blanke and Delecluse, 1993) ; pour les instabi- lités : coefficient plus élevé : $10 m^2 s^{-1}$ (Barnier et al., 2009)	rappel du niveau de la mer entre 11°W et 7.5°W vers GLORYS-1 (Ferry et al., 2010) et une simulation précédente MED12 (Beuvier et al., 2012)

Table 2.2 Configuration du modèle océanique.

de la thèse correspondant à des articles. Trois configurations de la plateforme MORCE sont comparées dans cette thèse et sont présentées dans la figure 2.2 :

- CTL : le modèle atmosphérique WRF seul, forcé par la SST des réanalyses ERA-interim journalières (Fig. 2.2a)
- CPL : le modèle atmosphérique WRF couplé au modèle océanique NEMO-MED12 avec une fréquence de 3h (Fig. 2.2b)
- SMO : le modèle atmosphérique WRF forcé par la SST du modèle océanique NEMO-MED12 lissée temporellement sur une fenêtre de un mois afin d'enlever les effets du couplage atmosphère/océan sous-mensuel. La SST est mise à jour par intervalle de 6h. (Fig. 2.2c)

Le modèle WRF (Skamarock et al., 2008) est utilisé avec une grille de résolution de 20 km (130x240 points) et 28 niveaux verticaux sigma (qui suivent le relief) sur le domaine donné dans la figure 2.3. Les conditions initiales et limites du modèle atmosphérique sont données par les réanalyses ERA-interim de résolution 0.75° . Une particularité de la configuration MORCE est l'utilisation du guidage des champs. Dans le but d'empêcher des différences trop grandes et irréalistes au sein du domaine entre les champs donnés au bord du modèle et les champs développés par le modèle régional, un rappel (*nudging*) des champs produits par le modèle régional vers ceux produits par ERA-interim est exercé suivant les préconisations de Omrani et al. (2012a,b, 2013). Tout le long de la simulation, les variables prognostiques (température, humidité, vent) sont rappelées vers les champs ERA-interim avec un temps de rappel de 6 h au-dessus de la couche limite. Cette valeur a été choisie comme un compromis entre l'effet lissant du guidage sur les petites échelles et l'éloignement de la grande échelle de ERA-interim (Salameh et al., 2010; Omrani et al., 2013).

Le modèle NEMO-MED12 (Lebeaupin Brossier et al., 2015) est utilisé sur le domaine de trait de côte bleu sur la figure 2.3 avec la grille ORCA au $1/12^\circ$ (6-7 km) sur 264 points de latitude et 567 points de longitude. Elle possède 50 niveaux verticaux de profondeur constante, leur épaisseur variant de 1 m à la surface à 400 m vers le plancher océanique, qui atteint plus de 4000 m par endroits (mer Ionienne par exemple). Aux bords latéraux, une friction totale est imposée (no-slip) et au fond, la friction prend la forme d'une fonction quadratique modulée par l'énergie moyenne 2D de marée (Beuvier et al., 2012).

Étant donné que cette thèse se focalise sur les précipitations et les interactions atmosphère/océan, les schémas atmosphériques paramétrisant la convection sous-maille et les échanges turbulents en couche limite sont détaillés ci-dessous.

2.2.2 Paramétrisation de la convection

Le schéma de Kain-Fritsch est un modèle unidimensionnel de nuage en flux de masse (Kain and Fritsch, 1990; Kain, 2004). La convection profonde ainsi que la convection peu profonde y sont paramétrisées. Il comprend cinq composantes : la fonction de déclenchement, les courants convectifs humides ascendant et descendant, la circulation compensatoire et l'hypothèse de fermeture, expliqués ci-après.

Fonction de déclenchement de la convection Des niveaux source de courant ascendants (LFS) sont déterminés par moyenne de niveaux adjacents de 50 hPa. Cette

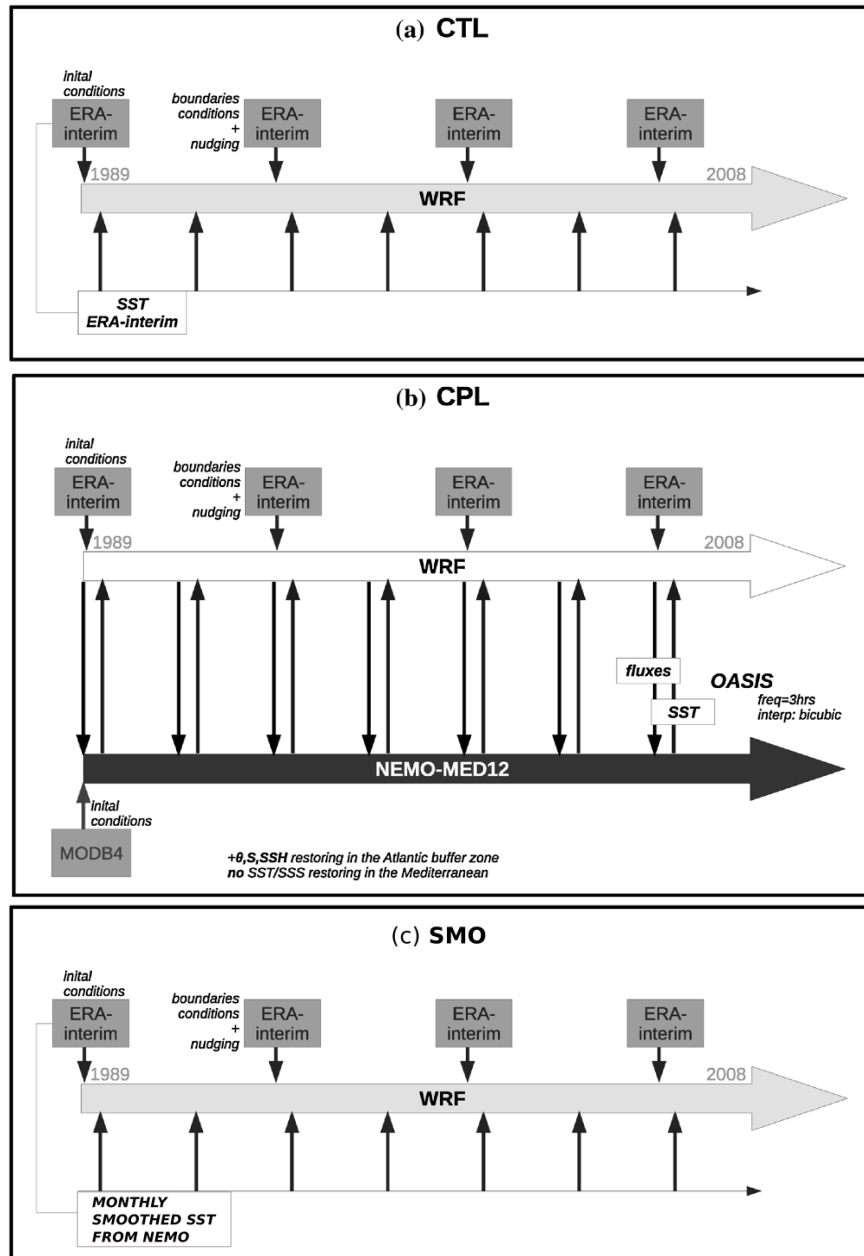


Fig. 2.2 Configurations de MORCE utilisées dans cette étude.

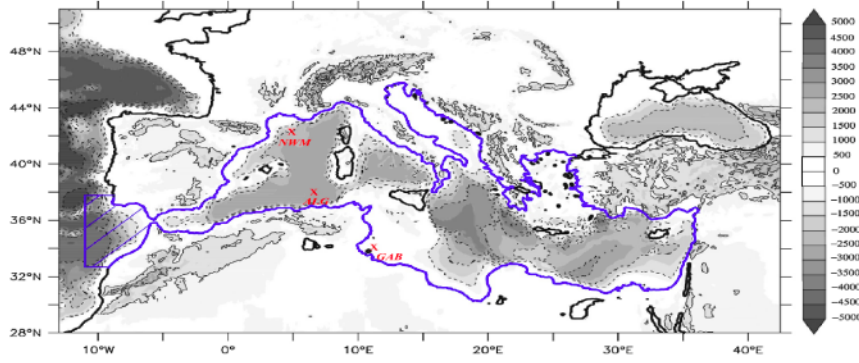


Fig. 2.3 Domaine de la plateforme MORCE : topographie en nuances de gris (m). Le trait de côte bleu délimite le domaine de NEMO-MED12, la zone hachurée est un rappel vers une climatologie. Figure tirée de [Lebeaupin Brossier et al. \(2015\)](#).

parcelle initiale est élevée à son niveau de condensation (LCL) et une perturbation de température est ajoutée (ΔT) à sa température.

$$\Delta T = (w_g - w_c)^{1/3} \quad (2.2.1)$$

où w_g est la vitesse verticale au point de grille (cm s^{-1}) et w_c un facteur correctif : $w_c = 2Z_{LCL}/2 \text{ km}$, qui empêche le déclenchement à un niveau trop élevé.

La convection s'initie selon la condition de flottabilité suivante :

$$T_{LCL} + \Delta T > T_{env} \quad (2.2.2)$$

Où T_{env} est la température de l'environnement au LCL. Si la convection n'est pas activée, la recherche continue à un niveau supérieur. Si la convection est initiée, la vitesse verticale initiale est la suivante :

$$w_{LCL} = 1 + 1,1[(Z_{LCL} - Z_{USL})\Delta T/T_{env}]^{1/2} \quad (2.2.3)$$

Si la parcelle initiale n'atteint pas une hauteur de nuage suffisante, c'est la paramétrisation de la convection peu profonde qui est activée, qui a un flux de masse et un profil de déentraînement différents, ainsi qu'une hypothèse de fermeture qui spécifie le flux de masse à la base du nuage en fonction de l'énergie cinétique turbulente sous le nuage. La hauteur minimale de nuage est comprise entre 2000 et 4000 m et est d'autant plus faible que la température au LCL est faible. Les détails du schéma de convection peu profonde sont spécifiés dans [Kain \(2004\)](#).

Courant ascendant convectif humide Une boucle calcule à chaque niveau le flux de masse du courant ascendant, les taux d'entraînement et le déentraînement de l'air environnant, les phases liquides et solides de l'eau et les précipitations générées à chaque niveau. Dans la boucle, les contenus en vapeur d'eau, eau liquide et glace sont ajustés en fonction de la sursaturation de la parcelle et sa température et la chaleur latente de changement d'état est prise en compte.

Les taux d'entraînement et de déentraînement sont ensuite calculés. Un taux d'entraînement (de déentraînement) fort est favorisé par une flottabilité élevée (faible) de la parcelle et un environnement humide (sec). Par ailleurs, le taux d'entraînement maximal dépend du rayon nuageux, qui est une fonction en escalier de la convergence sous le nuage. La dilution est d'autant plus faible que le forçage en basses couches est fort. Il existe aussi un taux d'entraînement minimal pour éviter la formation de nombreuses précipitations de faible intensité dans des environnements faiblement instables. Le flux de masse du courant ascendant (FMCA) est fonction du flux au niveau inférieur, de l'entraînement et du déentraînement.

Les précipitations générées par le courant ascendant sont calculées en fonction de la vitesse verticale du courant. La décélération par les condensats est prise en compte dans l'équation de la vitesse verticale. Si la vitesse verticale devient négative, le haut du nuage est atteint. Les précipitations sont finalement calculées comme $P = (q_{liq} + q_{sol})FMCA$.

Cette convection profonde est activée lorsque le haut du nuage atteint une certaine valeur. Sinon, un schéma de convection peu profonde basé sur une fermeture en énergie cinétique turbulente pour le flux de masse est activé.

Courant descendant convectif humide Il est issu d'une couche entre de 150 hPa à 200 hPa au-dessus de la couche d'origine des courants ascendants (USL) et le haut de cette dernière. Il s'agit d'air de l'environnement qui entraîne une quantité égale d'air de tous les niveaux de cette couche source. Le flux de masse initial (DMFi) est fonction du flux de masse ascendant initial et de l'humidité relative dans la couche source. Lorsque le courant descend au-dessous du niveau de départ de la convection, l'entraînement laisse place au déentraînement qui est une fonction linéaire de la pression entre le haut de USL et le niveau de flottabilité neutre du courant descendant. Si la température virtuelle du courant descendant devient plus importante que celle de l'environnement, le courant s'arrête, sinon il atteint la surface. Le courant est saturé en humidité au-dessus de la base du nuage et l'humidité relative diminue de $20\% km^{-1}$ au-dessous de ce niveau. L'évaporation des précipitations (E) est calculée pour chaque niveau du courant descendant au-dessous du LCL. Les précipitations à la surface sont alors : $P_{surf} = P - E$.

Cette formulation favorise les courants descendants importants de courte durée dont le flux maximum est à la base du nuage.

La circulation compensatoire Une fois les flux ascendants et descendants calculés, le schéma calcule un flux de masse compensatoire afin d'assurer un flux net vertical nul à chaque niveau. Les propriétés thermodynamiques compensatoires sont calculées à chaque niveau en conséquence.

Hypothèse de fermeture L'intensité totale de la convection (courant ascendant / descendant / entraînement) est déterminée comme la consommation de 90% de la CAPE durant l'échelle de temps de convectif définie ainsi : $\tau_c = \delta x / W_c$, où δx est la taille de grille du modèle et W_c la vitesse verticale dans le nuage. Il est au minimum de 30 mm et au maximum de 1 h. La variable d'ajustement est le flux de masse. Il s'agit de la CAPE calculée après dilution par entraînement.

2.2.3 Paramétrisation de la couche limite et de la couche de surface

La paramétrisation des flux turbulents sous-maille de la couche limite planétaire (PBL) consiste en leur expression à l'aide d'équations de diffusion verticale en fonction des variables moyennes : $C = u, v, \theta$ ou q .

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{w'c'} = \frac{\partial}{\partial z} [K_c \frac{\partial C}{\partial z}] \quad (2.2.4)$$

où K_C est la diffusivité pour la variable C .

Le schéma YSU (Noh et al., 2003) utilisé dans la configuration présente de WRF est un schéma de fermeture d'ordre 1 : il ne nécessite pas d'équation prognostique supplémentaire pour déterminer l'effet des flux turbulents sur les variables moyennes. Le coefficient de diffusivité K_C est déterminé par la méthode du « profil K » en couche limite. K_C s'écrit sous la forme :

$$K_C = A_C k w_s z \left(1 - \frac{z}{h}\right)^2 \quad (2.2.5)$$

où w_s est une vitesse d'échelle qui dépend de nombreux paramètres et notamment de la stabilité de la couche limite, k la constante de Von Kármán (0.4), h la hauteur de la couche limite et A_C un terme qui dépend de la variable considérée. En plus de l'équation de diffusion locale, l'effet du mélange non-local par des tourbillons grande-échelle (comme en situation de couche limite convective) est pris en compte par l'ajout d'un terme d'ajustement de gradient non local : γ_C . Les processus d'entraînement en sommet de PBL sont aussi traités explicitement au niveau de la couche d'inversion comme un terme de flux d'entraînement asymptotique proportionnel au flux de surface (dernier terme de droite).

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [K_c \left(\frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_C \right) - \overline{w'c'}_h \left(\frac{z}{h} \right)^3] \quad (2.2.6)$$

Couche de surface Le schéma de PBL YSU est associé au schéma de surface de MM5 cinquième génération (Zhang and Anthes, 1982). Ce schéma calcule les flux de chaleur, d'humidité et de moment à la surface de la mer (ces flux sont calculés par le schéma de sol sur terre) : l'algorithme de calcul est basé sur la théorie de similitude de Monin-Obukhov (Monin and Obukhov, 1954). L'utilisation de coefficients d'échanges turbulents permet de relier les flux turbulents à des gradients verticaux moyens de variables météorologiques entre la surface et le premier niveau du modèle. Les flux turbulents de surface comme le flux de moment cinétique τ , le flux de chaleur sensible H et le flux de chaleur latente LE , positifs vers l'atmosphère, sont définis ainsi (l'indice a dénote la couche de surface, s le sol) :

$$H = -K_s C_g (\theta_a - \theta_s) \quad (2.2.7)$$

où $K_s = \omega + K'_s u^*$ et K'_s et ω sont des constantes données dans le tableau 2.3, u^* est la vitesse de friction à la surface, définie plus loin et C_g la capacité thermique de la surface par unité de surface.

ω	$7.27 \cdot 10^{-5}$	s^{-1}
K'_s	$3 \cdot 10^{-3}$	m^{-1}
K_{qm}	$2.4 \cdot 10^{-5}$	$m^2 s^{-1}$
K_o	1	$m^2 s^{-1}$

Table 2.3 Constantes utilisées dans le schéma de surface.

$$LE = \rho L_v \overline{q'w'_s} = -A_m \rho L_v \left(\frac{ku^*}{\ln \frac{z_a}{z_o} - \psi_h(z_a/L)} + \frac{K_{qm}}{z_a - z_o} \right) (q_a - q_s) \quad (2.2.8)$$

A_m est la disponibilité en humidité du sol (valeur entre 0 et 1, 1 pour la mer), k la constante de Von Kármán, z_o est la rugosité de surface, z_a la hauteur de la couche de surface, q_a l'humidité spécifique atmosphérique et q_s et l'humidité spécifique saturante à la température et pression de surface, $\psi_h(z_a/L)$ varie en fonction de la stabilité et L est la longueur de Monin-Obukhov¹. La longueur de Monin-Obukhov est une mesure de la stabilité de la couche de surface, elle est généralement positive en conditions stables et négative en conditions instables. La stabilité de la couche de surface augmente (diminue) lorsque z_a/L devient plus positive (négative). u^* est la vitesse de friction, définie ainsi :

$$u^* = \frac{kV_a}{\ln(z_a/z_o) - \psi_m} \quad (2.2.9)$$

V_a est le module du vent dans la couche de surface, ψ_m dépend de la stabilité de la couche de surface, déterminée par la valeur du nombre *bulk* de Richardson :

$$Rb = \frac{gz_a}{\theta_a} \frac{\theta_a - \theta_s}{V_a^2} \quad (2.2.10)$$

La rugosité de surface z_o est calculée selon une formule de Charnock en fonction de la vitesse de friction : $z_o = 1.85 \cdot 10^{-2} u^{*2}/g + 1.59 \cdot 10^{-5}$. Le flux de moment cinétique est défini ainsi :

$$\tau = -\rho \overline{U'w'_s} = \rho u^{*2} \quad (2.2.11)$$

Bibliographie

Barnier, B., Madec, G., Penduff, T., Molines, J.-M., Treguier, A.-M., Le Sommer, J., Beckmann, A., Biastoch, A., Böning, C., Dengg, J., et al. (2009). Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution. *Ocean Dynamics*, 59(3) :537–537.

1. $\left(1/L = -\frac{kg\theta'_v w'_s}{C_p \rho \theta_v u^{*3}}\right)$, θ_v est la température virtuelle, C_p la capacité thermique à pression constante de l'air

- Beuvier, J., Béranger, K., Lebeaupin Brossier, C., Somot, S., Sevault, F., Drillet, Y., Bourdallé-Badie, R., Ferry, N., and Lyard, F. (2012). Spreading of the western Mediterranean deep water after winter 2005 : Time scales and deep cyclone transport. *J. Geophys. Res.*, 117.
- Beuvier, J., Sevault, F., Herrmann, M., Kontoyiannis, H., Ludwig, W., Rixen, M., Stanev, E., Béranger, K., and Somot, S. (2010). Modeling the Mediterranean sea interannual variability during 1961-2000 : Focus on the eastern Mediterranean transient. *J. Geophys. Res. Oceans.*, 115(C8).
- Blanke, B. and Delecluse, P. (1993). Variability of the tropical atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed-layer physics. *Journal of Physical Oceanography*, 23(7) :1363–1388.
- Bougeault, P., Binder, P., Buzzzi, A., Dirks, R., Kuettner, J., Houze, R., Smith, R., Steinacker, R., and Volkert, H. (2001). The map special observing period. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(3) :433–462.
- Brankart, J. and Brasseur, P. (1998). The general circulation in the Mediterranean sea : a climatological approach. *J. Marine Syst.*, 18(1-3) :41–70.
- Di Luca, A., Flaounas, E., Drobinski, P., and Brossier, C. L. (2014). The atmospheric component of the mediterranean sea water budget in a wrf multi-physics ensemble and observations. *Clim. Dyn.*, 43(9-10) :2349–2375.
- Drobinski, P., Anav, A., Lebeaupin Brossier, C., Samson, G., Stéfanon, M., Bastin, S., Baklouti, M., Béranger, K., Beuvier, J., Bourdallé-Badie, R., Coquart, L., D’Andrea, F., de Noblet-Ducoudré, N., Diaz, F., Dutay, J.-C., Ethe, C., Foujols, M.-A., Khvorostyanov, D., Madec, G., Mancip, M., Masson, S., Menut, L., Palmieri, J., Polcher, J., Turquety, S., Valcke, S., and Viovy, N. (2012). Model of the regional coupled earth system (MORCE) : application to process and climate studies in vulnerable regions. *Environ. Modell. Softw.*, 35 :1–18.
- Drobinski, P., Ducrocq, V., Alpert, P., Anagnostou, E., Béranger, K., Borga, M., Braud, I., Chanzy, A., Davolio, S., Delrieu, G., Estournel, C., Boubrahmi, N. F., Font, J., Grubisic, V., Gualdi, S., Homar, V., Ivancan-Picek, B., Kottmeier, C., Kotroni, V., Lagouvardos, K., Lionello, P., Llasat, M., Ludwig, W., Lutoff, C., Mariotti, A., Richard, E., Romero, R., Rotunno, R., Roussot, O., Ruin, I., Somot, S., Taupier-Letage, I., Tintore, J., Uijlenhoet, R., and Wernli, H. (2014). HyMeX, a 10-year multidisciplinary program on the Mediterranean water cycle. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 95 :1063–1082.
- Ducrocq, V., Braud, I., Davolio, S., Ferretti, R., Flamant, C., Jansà, A., Kalthoff, N., Richard, E., Taupier-Letage, I., Ayral, P.-A., Belamari, S., Berne, A., Borga, M., Boudevillain, B., Bock, O., Boichard, J.-L., Bouin, M.-N., Bousquet, O., Bouvier, C., Chiggiato, J., Cimini, D., Corsmeier, U., Coppola, L., Cocquerez, P., Defer, E., Delanoë, J., Di Girolamo, P., Doerenbecher, A., Drobinski, P., Dufournet, Y., Fourrié, N., Gourley, J. J., Labatut, L., Lambert, D., Le Coz, J., Marzano, F. S., Molinié, 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., and Tamayo, J. (2014). HyMeX-SOP1, the field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern Mediterranean. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(7) :1083–1100.
- Dudhia, J. (1989). Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(20) :3077–3107.
- Estournel, C., Testor, P., Taupier-Letage, I., Bouin, M.-N., Coppola, L., P., D., Conan, P., Beguery, L., Belamari, S., Béranger, K., Beuvier, J., Bourras, D., Canut, G., Doerenbecher, A., Drobinski, P., Ducrocq, V., Giordani, H., Hauser, D., Labatut, L., Lebeaupin Brossier, C., Nuret, M., Prieur, L., Roussot, O., and Somot, S. (2015). Hymex-sop2, the field campaign dedicated to dense water formation in the northwestern mediterranean. *Oceanography*.
- Ferry, N., Parent, L., Garric, G., Barnier, B., and Jourdain, N. C. (2010). Mercator global eddy permitting ocean reanalysis gloryslv1 : Description and results. *Mercator-Ocean Quarterly Newsletter*, 36 :15–27.
- Flaounas, E., Drobinski, P., Borga, M., Calvet, J.-C., Delrieu, G., Morin, E., Tartari, G., and Toffolon, R. (2012). Assessment of gridded observations used for climate model validation in the Mediterranean region : the HyMeX and MED-CORDEX framework. *Environ. Res. Lett.*, 7(2) :024017.
- Giorgi, F., Jones, C., and Asrar, G. R. (2009). Addressing climate information needs at the regional level : the CORDEX framework. *WMO Bulletin*, 58(3) :175.
- Hong, S.-Y., Dudhia, J., and Chen, S.-H. (2004). A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, 132(1) :103–120.
- Kain, J. S. (2004). The Kain–Fritsch convective parameterization : An update. *J. Appl. Meteorol.*, 43(1) :170–181.
- Kain, J. S. and Fritsch, J. M. (1990). A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(23) :2784–2802.
- Kitoh, A., Yatagai, A., and Alpert, P. (2008). First super-high-resolution model projection that the ancient "fertile crescent" will disappear in this century. *Hydrological Research Letters*, 2 :1–4.
- Lebeaupin Brossier, C., Bastin, S., Béranger, K., and Drobinski, P. (2015). Regional mesoscale air–sea coupling impacts and extreme meteorological events role on the Mediterranean Sea water budget. *Clim. Dyn.*, 44 :1029–1051.
- Lebeaupin Brossier, C., Drobinski, P., Béranger, K., Bastin, S., and Orain, F. (2013). Ocean memory effect on the dynamics of coastal heavy precipitation preceded by a mistral event in the northwestern Mediterranean. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 139 :1583–1897.

- Levitus, S., Antonov, J., and Boyer, T. (2005). Warming of the world ocean, 1955-2003. *Geophys. Res. Lett.*, 32(2).
- Mizuta, R., Oouchi, K., Yoshimura, H., NODA, A., KATAYAMA, K., YUKIMOTO, S., HOSAKA, M., KUSUNOKI, S., KAWAI, H., and NAKAGAWA, M. (2006). 20-km-mesh global climate simulations using jma-gsm model-mean climate states. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 84(1) :165–185.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, 102(D14) :16663–16682.
- Monin, A. S. and Obukhov, A. (1954). Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, 151 :163–187.
- Navarra, A. and Tubiana, L., editors (2013). *Regional Assessment of Climate Change in de Mediterranean*, volume 50 of *Advances in Global Change Research*. Springer.
- Noh, Y., Cheon, W. G., Hong, S. Y., and Raasch, S. (2003). Improvement of the k-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 107(2) :401–427.
- Omrani, H., Drobinski, P., and Dubos, T. (2012a). Investigation of indiscriminate nudging and predictability in a nested quasi-geostrophic model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 138(662) :158–169.
- Omrani, H., Drobinski, P., and Dubos, T. (2012b). Spectral nudging in regional climate modelling : how strongly should we nudge? *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 138(668) :1808–1813.
- Omrani, H., Drobinski, P., and Dubos, T. (2013). Optimal nudging strategies in regional climate modelling : investigation in a big-brother experiment over the European and Mediterranean regions. *Clim. Dyn.*, 41 :2451–2470.
- Ruti, P., Somot, S., Giorgi, F., Dubois, C., Flaounas, E., Obermann, A., Dell’Aquila, A., Pisacane, G., Harzallah, A., Lombardi, E., Ahrens, B., Akhtar, N., Alias, A., Arsouze, T., Raznar, R., Bastin, S., Bartholy, J., Béranger, K., Beuvier, J., Bouffies-Cloche, S., Brauch, J., Cabos, W., Calmanti, S., Calvet, J., Carillo, A., Conte, D., Coppola, E., Djurdjevic, V., Drobinski, P., Elizalde, A., Gaertner, M., Galan, P., Gallardo, C., Gualdi, S., Goncalves, M., Jorba, O., Jorda, G., Lheveder, B., Lebeaupin-Brossier, C., Li, L., Liguori, G., Lionello, P., Macias-Moy, D., Onol, B., Rajkovic, B., Ramage, K., Sevault, F., Sannino, G., Struglia, M., Sanna, A., Torma, C., and Vervatis, V. (2015). Med-cordex initiative for mediterranean climate studies. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*
- Salameh, T., Drobinski, P., and Dubos, T. (2010). The effect of indiscriminate nudging time on large and small scales in regional climate modelling : Application to the Mediterranean basin. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136(646) :170–182.

- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M., Huang, X.-Y., Wang, W., and Powers, J. G. (2008). A description of the advanced research WRF version 3. Technical report, DTIC Document.
- Smirnova, T. G., Brown, J. M., and Benjamin, S. G. (1997). Performance of different soil model configurations in simulating ground surface temperature and surface fluxes. *Monthly Weather Review*, 125(8) :1870–1884.
- Stéfanon, M., Drobinski, P., D’Andrea, F., Lebeaupin-Brossier, C., and Bastin, S. (2014). Soil moisture-temperature feedbacks at meso-scale during summer heat waves over Western Europe. *Clim. Dyn.*, 42(5-6) :1309–1324.
- Zhang, D. and Anthes, R. A. (1982). A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with sesame-79 data. *Journal of Applied Meteorology*, 21(11) :1594–1609.

Chapitre 3

**Cas d'étude de la sensibilité à la SST :
le 19 sept. 1996 dans les Cévennes.**

3.1 Introduction

Ce chapitre reprend l'article suivant : Berthou S, Mailler S, Drobinski P, Arsouze T, Bastin S, Béranger K, Lebeaupin-Brossier C. 2015. Sensitivity of an intense rain event between atmosphere-only and atmosphere-ocean regional coupled models : 19 september 1996. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 141 :637 258271, doi :10.1002/qj.2355.

When intense rain events occur in the Cévennes, the impinging air flows over the Gulf of Lion before reaching the orography. This marine area is often influenced by northerly and northwesterly winds channeled by the Rhône and Aude valleys, respectively called the Mistral (Guénard et al., 2005, 2006; Drobinski et al., 2005) and the Tramontane (Drobinski et al., 2001). These winds are particularly intense, dry and cold and they enhance a cooling of the sea surface (Lebeaupin Brossier and Drobinski, 2009), as well as the oceanic cyclonic circulation in the Gulf of Lion (Madec et al., 1996). Due to trapping in this cyclonic circulation generating a doming structure, a colder patch of generally 100 km by 100 km is present at the surface in the center of the Gulf of Lion around 42°N-5°E (Marshall and Schott, 1999). In autumn, this anomaly can persist during successive days under strong wind episodes (Lebeaupin Brossier et al., 2013) or be removed by oceanic upper layer restratification when the wind decreases. During winter, due to the repetition of wind episodes, the cooling and the salting of the surface water in the gyre can be progressively enhanced and can generate at interannual scale formation of Western Mediterranean Deep Water (THETIS Group : Schott et al., 1994; Artale et al., 2002; Herrmann and Somot, 2008; Béranger et al., 2010). This 100000 km² small area of cold SST cannot be well represented in the reanalyses (NCEP or ERA-interim) used to force regional climate simulation since their spatial resolution is too coarse. However, in a coupled model such as the one used in this study, finer resolution and better representation of air-sea interactions prove to be better able to reproduce such a structure of cold SST (Lebeaupin Brossier et al., 2012). This area of cold SST can in turn influence the wind or the moisture content of the air when the flow is southerly and induces precipitation on the coast. In fact, Pullen et al. (2006) showed a reduced mixing in the stabilised boundary layer over the cooler SST induced in the Adriatic Sea by a Bora event by comparing a simulation forced by an optimum interpolation of satellite SST or coupled to the COAMPS oceanic model every 6h.

Thus, coupling an atmospheric and an oceanic model can have a potentially strong impact both on the thermodynamic and dynamic fields in the Gulf of Lion, where a cold gyre is persistent, especially in autumn, a season in which intense rain events frequently occur over the Cévennes.

Lebeaupin Brossier et al. (2013) compared a simulation of an RCM forced by ERA-interim SST with an AORCM on an intense precipitation event in the Aude valley on the 12-13 November 1999. Seven days before precipitation occurred, a strong Mistral event started and lasted 5 days, decreasing the SST by 1 K on average over the Gulf of Lion in both simulations and locally by 2 K in the AORCM. This led to an eastward shift in precipitation, due to the ocean circulation which had conserved the cold anomaly resulting from the long-lasting Mistral event and from the long-term difference between both simulations.

In the following study, we used the same simulations as Lebeaupin Brossier et al. (2013) (RCM and AORCM) but added a third simulation free from the submonthly

coupling effects. This allowed us to separate the short-term from the long-term effects of coupling an atmospheric to an oceanic model on the precipitation location of one case study. In order to analyse the different processes which determine the sensitivity of intense rain events to the differences in air-sea coupling between these three simulations as precisely as possible, we focused on the rain event of 19 September 1996. This event was chosen amongst the most extreme rainfall events simulated in Autumn over the Cévennes in hindcast simulations run from 1989 to 2009.

The present study addresses the three following questions :

- What processes leading to an intense rain event are represented in a regional climate model ?
- How do the long-term and submonthly ocean evolution impact the location and intensity of a heavy precipitation event in an RCM ?
- Which processes involved in an intense rain event are sensitive to the numerical coupling with the ocean ?

To this aim, one particular intense rain event is in focus. The processes involved in this intense rain event are studied and their changes when an oceanic model is coupled to the atmospheric model are described in order to understand which processes the coupling with an oceanic model can influence. The studied case occurs in the Cévennes region, located in the south of the Massif Central between the Rhône Valley to the east and the Aude valley to the south west (Fig. 3.1 a).

Section 3.2 presents the simulated processes at play before and during the intense rain event of 19 September 1996. In section 3.2, the precipitation shift is assessed and explained in terms of dynamic shift. Section 3.3 further explains the origin of the wind change.

3.2 19 September 1996 in the RCM

3.2.1 Representation of the intense precipitation event

This case has been chosen among the 20 strongest precipitation events represented by the WRF model for the Cévennes between the 1st of September and the 30th of November over the 1989-2009 period. It shows a large difference in the precipitation pattern between the simulation coupled with an ocean model (CPL) and the simulation forced by the ERA-interim SST (CTL).

The rain maximum (~ 150 mm in 24h, Fig. 3.1) is located on the first slopes of the Cévennes on the southeastern edge of the Massif Central. The precipitation rate peaks at 09 UTC in the model (Fig. 3.2 shows the spatial average of rain in the frame presented in Fig. 3.1). The amount of rain mainly comes from explicitly resolved processes (Fig. 3.2).

The synoptic flow is characterized by a trough in the 500 mb geopotential over the west coast of France with a cut-off extension down to Spain. It shows a slow evolution during the day, allowing the synoptic wind to stay southwesterly (Fig. S1 in Annex A). At the surface, a low moves from southwestern France to the Mediterranean, and is centered on the western edge of the Gulf of Lion during this day. This, associated with the deflection flow by the Alps, produces at low level a moist south-southeasterly

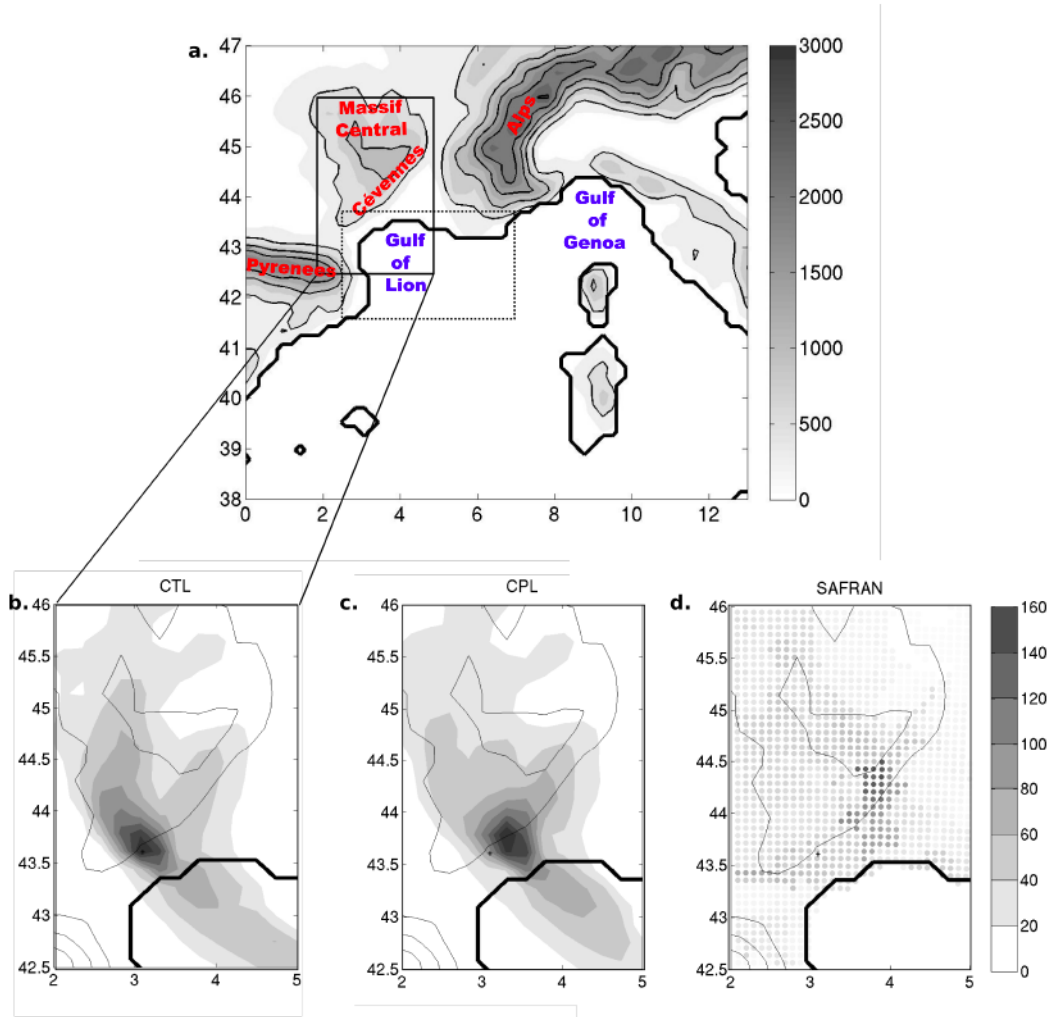


Fig. 3.1 a : The northwestern Mediterranean region as represented by WRF model at 20km resolution (topography with contours every 500 m) ; b, c, d : Daily accumulated rainfall on the 19 September 1996 (mm dy^{-1}), contour every 20 mm dy^{-1}), a. In the CTL simulation, b. In the CPL simulation, c. In SAFRAN/F analysis at 8km resolution using ground data observations

jet and a converging zone in the Gulf of Lion, which are key ingredients for intense rain (see [Bresson et al. \(2012\)](#) for another event in the same area).

In the simulation, the front produces an amount of rain greater than 40 mm dy^{-1} over the sea in the Gulf of Lion (Fig. 3.1b). The rain intensity is enhanced when the converging zone reaches the Cévennes slope at 06 UTC. The situation stays the same until 18 UTC : a total of 150 mm is recorded by the model at the end of the day. The model can be compared with SAFRAN analysis (Système d'analyse fournissant des renseignements atmosphériques à la neige) which provides 8 km gridded rain at the hourly time step using ground data observations (rain-gauges) ([Quintana-Seguí et al., 2008](#)) (Fig. 3.1d). The maximum daily amount also reaches 150 mm in SAFRAN and the raingauges registered a local maximum of 169.5 mm in Saint-Martin-de-Londres (43.79°N , 3.73°E). The model reproduces the intensity of the event with a maximum of 150 mm of precipitation, mostly explicitly resolved (Fig. 3.1b, Fig. 3.2). However, the rain location is about 50 km further northeast than in the model. The CPL simulation better reproduces the SAFRAN analysis, though the rain is still located too far to the southwest. The model error comes from many factors (synoptic conditions given by ERA-interim, surface temperature and moisture that lack good representation, parametrization schemes, discrete resolution of dynamical equations, etc.) and the representation of the SST is just one of them. For example, the blocking by the Alps may be misrepresented in the model because of insufficient resolution and uncertainties in boundary layer parametrization.

3.2.2 Ocean surface pre-conditioning

Over the month preceding the event, the CPL simulation shows two significant Mistral events, characterised by strong north-northwesterly wind (black solid line in Fig. 3.3b-c) in the Gulf of Lion at 5°E , 42.4°N . Fig. 3.3a shows that the first event cooled the SST by 1.5 K in 5 days on average in the Gulf of Lion, ending on 2 September. Six days before the rainfall event, another Mistral event started and lasted from the 12/09 to the 15/09 (Fig. 3.3b and c). It cooled the SST by 1 K. Owing to the representation of the valleys at this resolution (Fig. 3.1), these winds are well represented ([Lebeaupin Brossier et al., 2011](#)). Indeed, the CPL simulation shows similar variations of SST than the high resolution GOS-SST, which is an optimally interpolated SST with a resolution of $1/16^\circ$ obtained from the night-time satellite data of the Advanced Very High Resolution Radiometer ([Marullo et al., 2007](#)) (Gruppo di Oceanografia da Satellite - Istituto de Scienze dell'Atmosfera e del Clima, Italy). The variations of the GOS-SST are synchrone with the variations in CPL SST and are of similar amplitude : the representation of Mistral and the response of the ocean are well represented for the considered period.

Repeated high-speed wind events over the simulation such as the ones described here thus helped to produce a sea surface cold pool of less than 18°C in the center of the Gulf of Lion whereas it is around 20°C in the south and along the French Riviera coast in the CPL simulation (Fig. 3.4c). Hence, the structure of SST of the CPL model shows a similar spatial structure as the GOS reanalysis : a colder SST in the center of the Gulf of Lion with closed contours, a warmer tongue along the French riviera (Fig. 3.4a). In comparison, the SST in the CTL simulation gradually decreases from

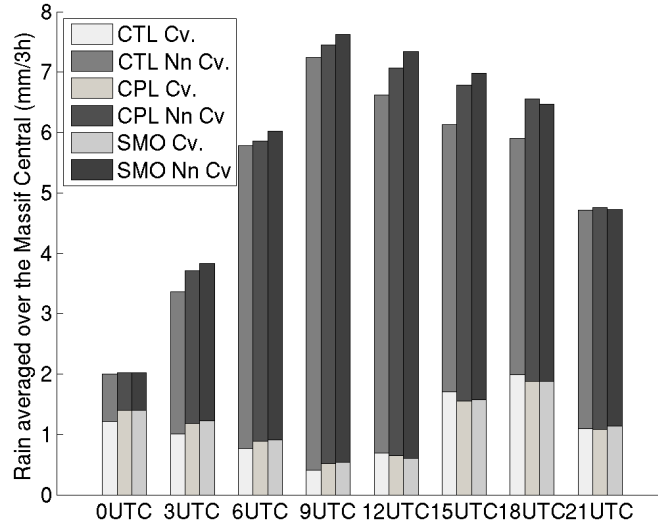


Fig. 3.2 Precipitation averaged over the box presented in Fig. 3.1 cumulated every 3h. Cv = convective rain (resulting from the parametrisation scheme), Non Cv = rain resulting from resolved processes in CTL, CPL and SMO simulations

21°C to 18°C from the south to the north of the area, not showing any cold pool (Fig. 3.4b). However, the CPL simulation shows a long-term cold bias of 1.5 K relative to GOS-SST and ERA-interim in the whole area and on average in the Gulf of Lion, as it is shown in Fig. 3.4 and Fig. 3.3. As seen before (Fig. 3.3), ERA-interim shows a smoother evolution in time than GOS-SST but the long-term signal is similar. The CPL simulation shows the same submonthly variations due to the Mistral events as GOS-SST but it has a cold bias compared to reality. Hence, comparing CPL with CTL (ERA-interim) combines the effects of a long-term cold bias of 1.5 K in CPL with those of sharper and more realistic spatial and temporal variations of the SST. To isolate the effects of the temporal smoothing of SST in the CTL simulation, the SMO simulation, which has a similar long-term behaviour as the CPL simulation but no submonthly variations was performed and reproduces similar differences than between ERA-interim and GOS-SST. Fig. 3.4d shows that the submonthly coupled effects in CPL added a cold anomaly of 0.5K in the North of the Gulf of Lion and a warmer SST by 0.25K in the south of the Gulf of Lion compared to the smoothed SST of SMO.

3.3 Northeastward shift of precipitation

Precipitation in CPL and CTL simulations reaches 150 mm dy^{-1} . However, the rain maximum in the CPL simulation is shifted towards the northeast compared to the CTL simulation (Fig. 3.1, Fig. 3.5a). The maximum in CPL is enhanced by 3mm, which is negligible compared to the decrease of 80 mm on the southwestern side of the CTL maximum and the increase of 80 mm on the northeastern side which characterize the precipitation shift. All the simulations have the same large scale forcing at their

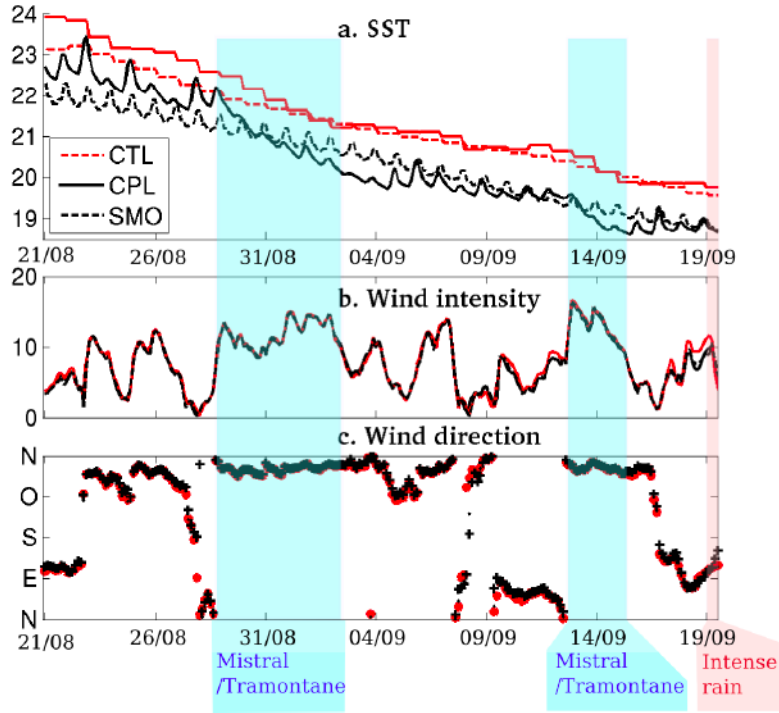


Fig. 3.3 a : Time evolution of the SST averaged over the Gulf of Lion (dotted box in Fig. 3.1) ($^{\circ}\text{C}$) red line : GOS-SST, red dashed line : CTL, black line : CPL, black dashed line : SMO ; b : wind intensity for CPL (black line) and CTL (red line) in the Gulf of Lions at $[5\text{E}-42.4\text{N}]$, c : wind direction at $[5\text{E}-42.4\text{N}]$.

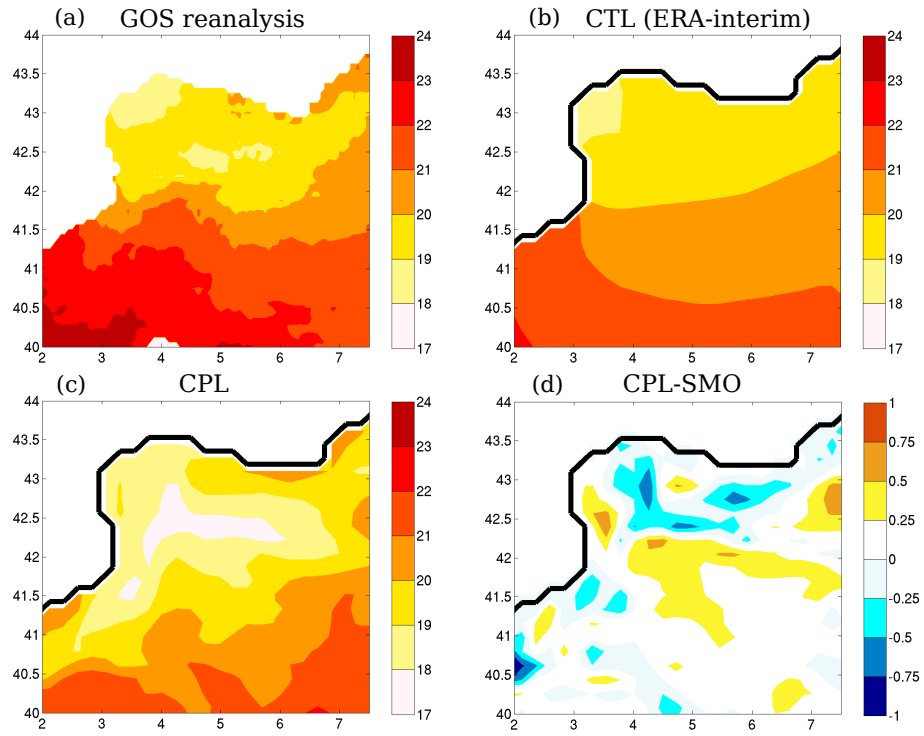


Fig. 3.4 Sea surface temperature on 19 September 1996 ($^{\circ}$ C) a. SST in GOS fine scale reanalyses; b. SST in ERA interim reanalyses used in the CTL simulation; c. SST from NEMO-MED12 in CPL simulation (daily mean); d. difference between CPL and SMO simulations (daily mean)

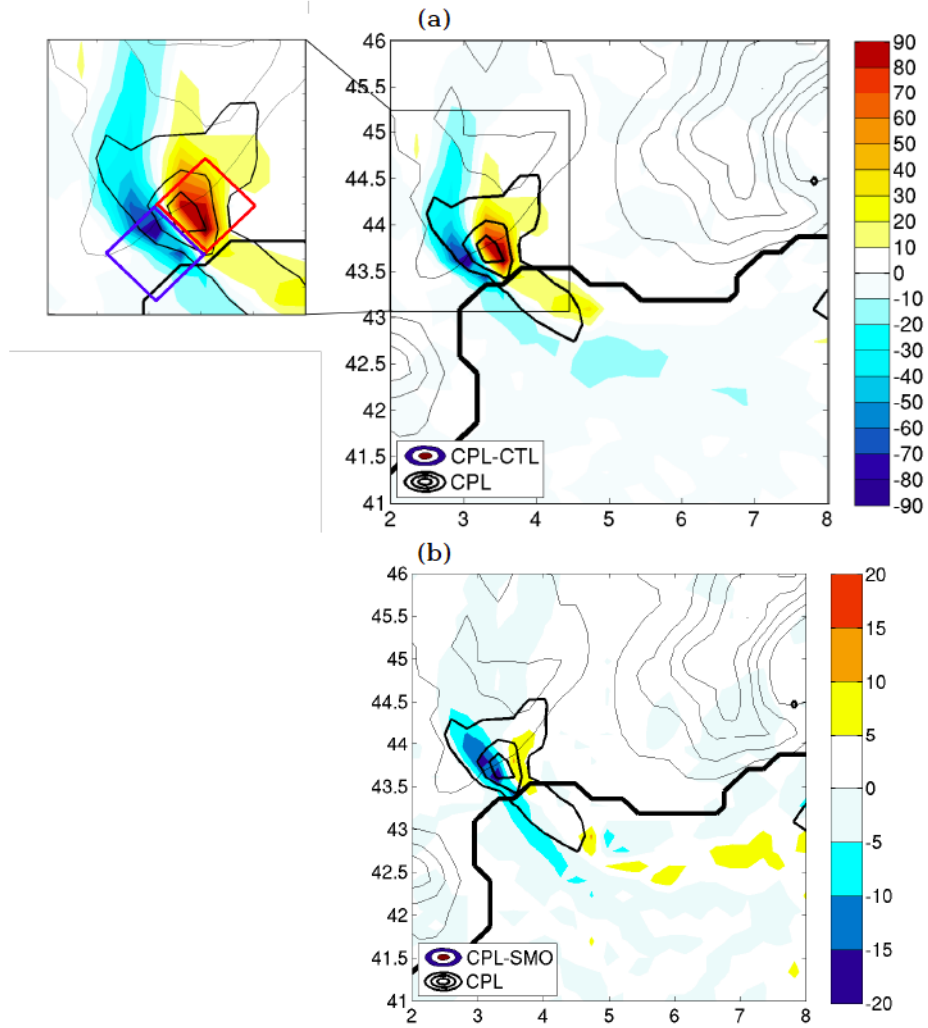


Fig. 3.5 daily precipitation on the 19 September 1996 (mm dy^{-1}): a. colours : difference between CPL and CTL; b. colours : difference between CPL and SMO; a-b. thick contours : CPL (50 mm dy^{-1}) (note the difference in colour scales)

boundaries and are nudged with ERA-interim temperature, humidity and velocity fields with a coefficient of 5.10^{-5}s^{-1} above the planetary boundary layer. This limits the large-scale variability between simulations (Omrani et al., 2013). Thus, the observed differences essentially result from the different boundary conditions at the ocean surface between the three simulations.

3.3.1 Attribution of the precipitation shift : long-term vs. submonthly SST differences

Fig. 3.5b shows the difference in precipitation between CPL and SMO, which only represents the short-term effects of the coupling. The pattern of the difference is similar to the CPL-CTL difference (Fig. 3.5a) but the intensity is weaker : -15 mm dy^{-1} of decrease west of the maximum (19 % of CPL-CTL) and 7 mm dy^{-1} of increase east of it (9 % of CPL-CTL). Thus, a smaller but significant part of the change in precipitation is induced by the submonthly air-sea coupling shown by CPL-SMO difference while the long-term difference in SST between the CPL and the CTL simulations is responsible for most of the change.

3.3.2 A shift in the wind induces the change in precipitation

The precipitation shift can result from a change in Convective Available Potential Energy (CAPE), in the Level of Free Convection (LFC), in the moisture field or in the wind field induced by the change in sea surface temperature. There are some changes in the LFC of the incoming air but it stays below 500m in both CPL and CTL simulations (Fig. S2 in Annex A) : it is not a factor which can inhibit precipitation on one side and enhance it on the other (the topography is higher than 500m in this area). The values of CAPE remain above 300 J kg^{-1} , varying by 50 J kg^{-1} between both simulations (Fig. S2 in Annex A). However, its spatial structure remains the same (same location of the maximum CAPE between both simulations). This change can thus modulate the intensity of precipitation but cannot explain such a shift either. Table 3.1 shows the budget of moisture advected into the red and blue boxes presented in Fig. 3.5a during the day. This budget is calculated as the daily mean of the inward flux of $q\mathbf{u}$ through the box boundary in the 8 first vertical levels ($\simeq 1200\text{m}$) divided by the box area in order to obtain the mean moisture convergence for 19 September 1996. The amount of moisture which enters the box through its lateral boundaries is either precipitated within the box or exits the box upward through its summit : it is thus the moisture available for rain generation. The two boxes are respectively centered on the negative and the positive difference in rain between the CPL and the CTL simulations (Fig. 3.5a).

Table 3.1 examines the relative impacts of the moisture and wind fields on moisture convergence in the two boxes shown in Fig. 3.5. In the first line of Table 3.1, the convergence was calculated for the CTL simulation. $208\text{ kg m}^{-2}\text{ dy}^{-1}$ entered the western box (blue box in Fig. 3.5a) while 40 % less entered the eastern box. On the other hand, for the CPL simulation (fourth line), the result is reversed : $220\text{ kg m}^{-2}\text{ dy}^{-1}$ of moisture converged into the eastern box while only 40 % less entered the western box. This difference could be due to changes in either the moisture field or the wind field. To

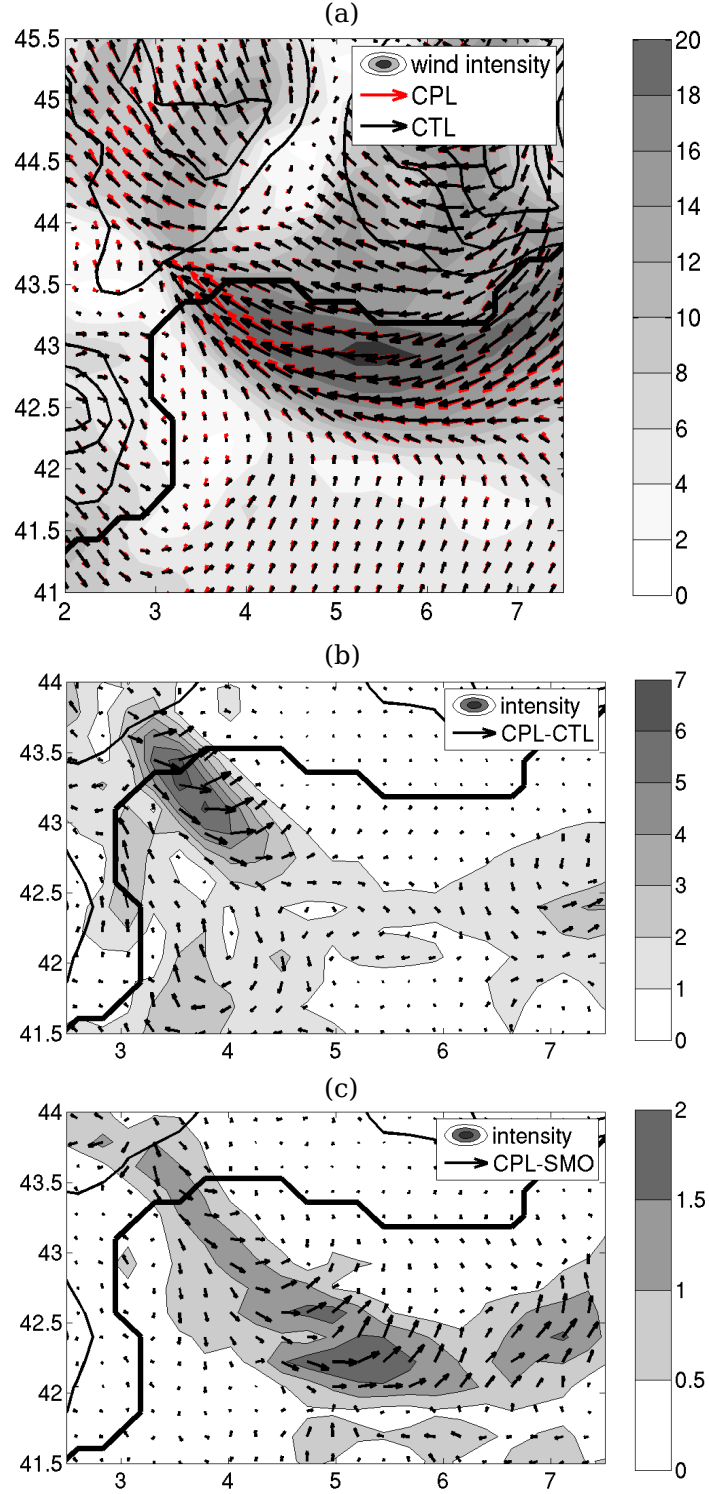


Fig. 3.6 Wind direction and intensity on the first level at 06 UTC a. black arrows : CTL, red arrows : CPL, shading : wind intensity for CTL (m s^{-1}), b. CPL-CTL wind direction and wind intensity, c. CPL-SMO wind direction and wind intensity (note the difference in colour scale), thin contours : orography height (500m)

	Western rain box (blue)	Eastern rain box (red)	Both boxes
$\sum U_{CTL} \cdot q_{CTL}$	208	122	165
$\sum U_{CTL} \cdot q_{CPL}$	208	124	166
$\sum U_{CPL} \cdot q_{CTL}$	132	220	176
$\sum U_{CPL} \cdot q_{CPL}$	130	223	177
$\sum U_{CPL} \cdot q_{SMO}$	131	223	177
$\sum U_{SMO} \cdot q_{CPL}$	144	224	184
$\sum U_{SMO} \cdot q_{SMO}$	145	224	185

Table 3.1 Daily-averaged budget of the moisture convergence on 19 September 1996 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \text{ dy}^{-1}$) over the first 8 levels for the western box (which contains CTL precipitation maximum) and for the eastern box (which contains CPL precipitation maximum), the boxes are shown on Fig. 3.5a

determine which of these effects dominates, we performed intermediate calculations. When we used the moisture field from the CPL simulation with the wind field from the CTL simulation (second line), the budget in each box was almost equal to the budget from the CTL simulation : changing the moisture field did not significantly affect the distribution of moisture convergence between the two boxes. Conversely, when the moisture field from the CTL simulation was used with the wind from the CPL simulation, the distribution of the moisture convergence between the two boxes was almost the same as in the CPL simulation (3rd and 4th lines).

Therefore, the change in moisture convergence (and consequently in precipitation) mainly results from a change in the wind field, which is shown in Fig. 3.6a. On the other hand, the impact of the incoming moisture field is much weaker. The maximum amplitude of the wind change is located in the converging zone next to the coast. It is directed towards the east and its maximal amplitude is 6 m s^{-1} (Fig. 3.6b).

The difference between CPL (fourth line) and SMO (last line) is weaker, more pronounced in the western box and also essentially results from a change in the wind field rather than in the moisture field (5th and 6th lines).

3.4 Three explanations of the wind shift

The surface winds result from a fine equilibrium between the free tropospheric forcing and the surface interaction through friction, turbulence, orography and local thermal effects. In both simulations, the free tropospheric large-scale forcing remains similar because of the nudging applied above the boundary layer. However, the air-sea interactions can influence boundary layer processes, interaction of flows with orography (through the stabilisation or destabilisation of the boundary layer) and surface pressure by local thermal effects. These three mechanisms are studied to understand the differences between the CPL, SMO and CTL simulations and thus to separate the effects of a different SST in the long-term and the submonthly air-sea coupling.

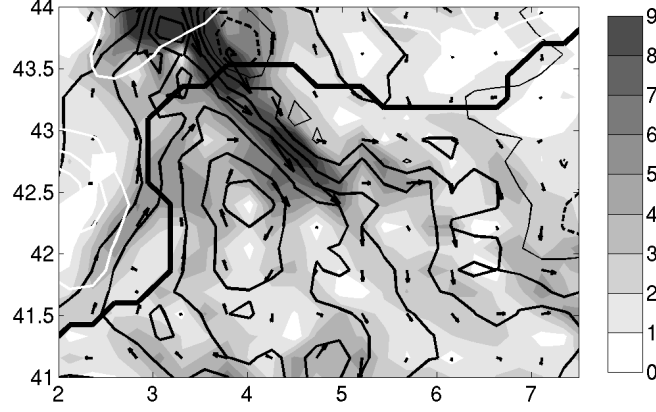


Fig. 3.7 Pressure anomaly between CPL and CTL at 06 UTC (contours : 0.1 hPa, thick solid line positive, thick dashed line : negative , thin solid line : 0 hPa) and associated geostrophic anomalous wind (arrows : direction, shading : intensity (m s^{-1})), white contours : orography (contour every 500 m)

3.4.1 A surface pressure anomaly leads to an anticyclonic shift in the wind

Fig. 3.7 displays the surface pressure anomaly between CPL and CTL. Its greatest intensity is 0.6 hPa in the Gulf of Lion. The geostrophic wind associated with this pressure anomaly is northwesterly off the coast and reaches up to 8 m s^{-1} (Fig. 3.7).

Under the hydrostatic approximation, the surface pressure can be expressed as follows :

$$P_s = P_{top} \exp \left(\int_0^{z_{top}} \frac{g}{R_{air} T} dz \right) \quad (3.4.1)$$

P_{top} is the pressure at the top of the highest level of the model, g the gravity acceleration and R_{air} the perfect gas constant divided by the dry air molar mass. T is the virtual temperature of the air. The hydrostatic surface pressure anomaly is calculated as the difference between P_s in CPL and P_s in CTL. Even though WRF was run without making the hydrostatic approximation, the pressure anomalies in our case appear to be essentially hydrostatic (Fig. 3.8). The only significant differences between both figures lay around $[3.75\text{E}, 43.6\text{N}]$ where convective rain occurs and consequently where the vertical acceleration is not negligible. In other places and especially above the sea, the pressure anomaly is directly linked to the temperature anomaly between both simulations. The evolution of the temperature anomaly of CPL relative to CTL in the lowest model layers is analysed, given by the following equation :

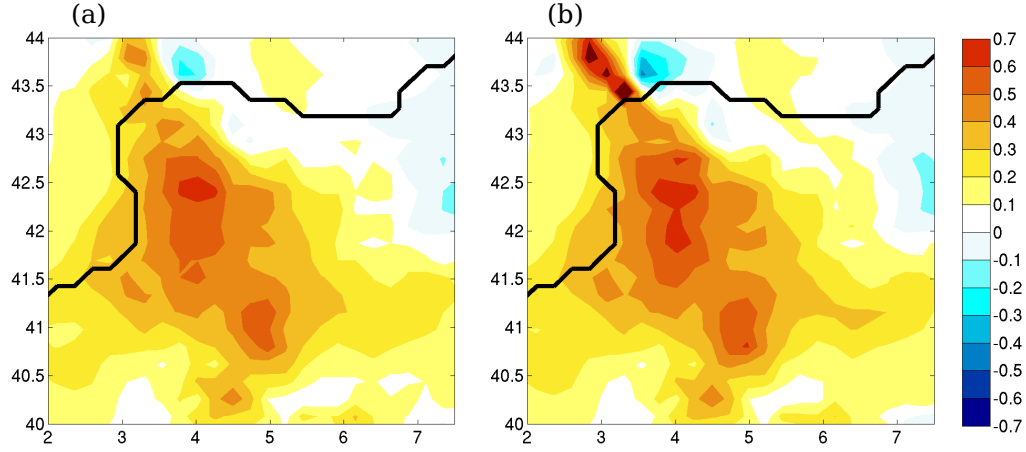


Fig. 3.8 a. Surface pressure anomaly of CPL relative to CTL; b. Hydrostatic surface pressure anomaly of CPL relative to CTL resulting from Eq. (3.4.1) on the 19 September 1996 at 06 UTC

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial T_{CPL-CTL}}{\partial t} = & - \underbrace{\mathbf{u}_{CTL} \nabla T_{CPL-CTL}}_{\text{Advection of T anomalies}} \\
 & - \underbrace{\mathbf{u}_{CPL-CTL} \nabla T_{CTL}}_{\text{Advection of T by wind anomalies}} \\
 & - \underbrace{\mathbf{u}_{CPL-CTL} \nabla T_{CPL-CTL}}_{\text{Advection of T anomalies by wind anomalies}} \\
 & + \underbrace{\frac{HF_{CPL-CTL}}{C_p}}_{\text{Turbulent heat flux anomalies}} \quad (3.4.2)
 \end{aligned}$$

The anomalous field is noted with $CPL-CTL$ index. This equation includes terms linked to the advection of the temperature anomaly by the background wind, advection of the background temperature gradient by the anomalous wind, the cross-product of both anomalies and the heat flux anomaly. The adiabatic compression term is neglected since this equation is analysed at the surface layer.

Fig. 3.9 and Fig. 3.10 show a sequence of surface pressure and temperature anomalies both on the day before the event and a few hours before it. In both figures, the last panel (f) presents the anomalous pressure field at 06 UTC on the 19 September 1996 while the first panel (a) presents this field 30 hours before the maximum of the rain event. All the other panels show the situation at intermediate times.

A day before the event at 00 UTC, the negative surface heat flux anomaly is co-located with the pressure and temperature anomalies and also with the negative SST anomaly (Fig. 3.4 a and Fig. 3.9 a). Thus, the wind blowing over the negative SST anomaly brings less heat to the atmosphere in the CPL simulation than in the CTL simulation where the SST is warmer and spatially more homogenous. This creates a

negative temperature anomaly in the boundary layer and a positive pressure anomaly at the surface (by the hydrostatic relation in Eq. (3.4.1)). At this step, the heat flux anomaly (mostly from sensible heat flux) is the dominant term for the temperature evolution (in Eq. (3.4.2)). The winds blowing over the Gulf of Lion come from the east and the north : they originate from a depression centered between Catalonia and Corsica in both simulations (Fig. 3.10 b, the green lines represent the 999 hPa isobar of the first layer pressure in CTL).

After 6 h of this situation, the wind convergence is enhanced in the lee of the depression (Fig. 3.10 a,b). The Mistral and Tramontane converge with easterly winds coming from the Gulf of Genoa. The colocation between the wind convergence and the enhanced surface anomaly shows that the temperature anomalies are advected by the winds and gather vertically in the converging zone. At that moment, both surface heat flux anomalies and advection of temperature anomalies by the prevailing wind are important in Eq. (3.4.2). This phenomenon enhances the surface pressure anomaly (Eq. (3.4.1)). Fig. 3.10 c shows that the converging zone progressively disappears after 12 h and the pressure anomaly weakens and is separated into two maxima.

At 00 UTC on the day of the event (Fig. 3.10 d), the western maximum is enhanced over the SST anomaly by cooling compared to the CTL simulation (weaker fluxes). The air cools down while it is slowly advected northeastwards over the SST anomaly by weak winds ($3\text{--}5\text{ m s}^{-1}$) (Fig. 3.9 d-f) and the pressure anomaly deepens (Fig. 3.10 d-f). Again, the heat flux anomaly dominates the right hand side of the equation. The pressure anomaly reaches 0.5 hPa when it arrives in the converging zone at 06 UTC. This generates an anomalous northeasterly geostrophic wind of about 8 m s^{-1} (Fig. 3.7). The converging zone seen in Fig. 3.10 d-f does not seem to create any pressure anomaly since the converging winds come from areas with both positive (along the eastern coast) and negative (in the Gulf of Lion) flux anomalies (Fig. 3.9 d-f).

To summarize, the pressure anomaly in the CPL simulation relative to the CTL simulation was generated consecutively by a convergence of northerly and easterly winds advecting cold temperature anomalies in the CPL simulation and the enhancement of this pressure anomaly by slow advection and simultaneous cooling of air masses.

This pressure effect is not seen in the difference between the CPL and the SMO simulations : the pressure difference stays within the intensity of the noise difference between both simulations with no proper pattern (not shown). The pressure effect thus essentially results from the long-term SST difference between CPL and CTL.

3.4.2 Enhancement of the blocking by the Alps

The surface horizontal wind field evolution is given by the following equation (Laprise, 1992) :

$$\frac{d\mathbf{u}}{dt} + f\mathbf{k} \times \mathbf{u} = -\frac{\nabla_{\eta}P}{\rho} - \nabla_{\eta}\phi + \frac{\partial\overline{\mathbf{u}'w'}}{\partial z} \quad (3.4.3)$$

and can be approximated as the result of the balance between the advection (first term in Eq. (3.4.3)), the Coriolis force (second left term), the pressure force (first and second terms on the right hand side of the equation) and the turbulent mixing (last term on the right, horizontal turbulence is considered negligible). Given that the equations are resolved on terrain following coordinates (η), the third term is composed

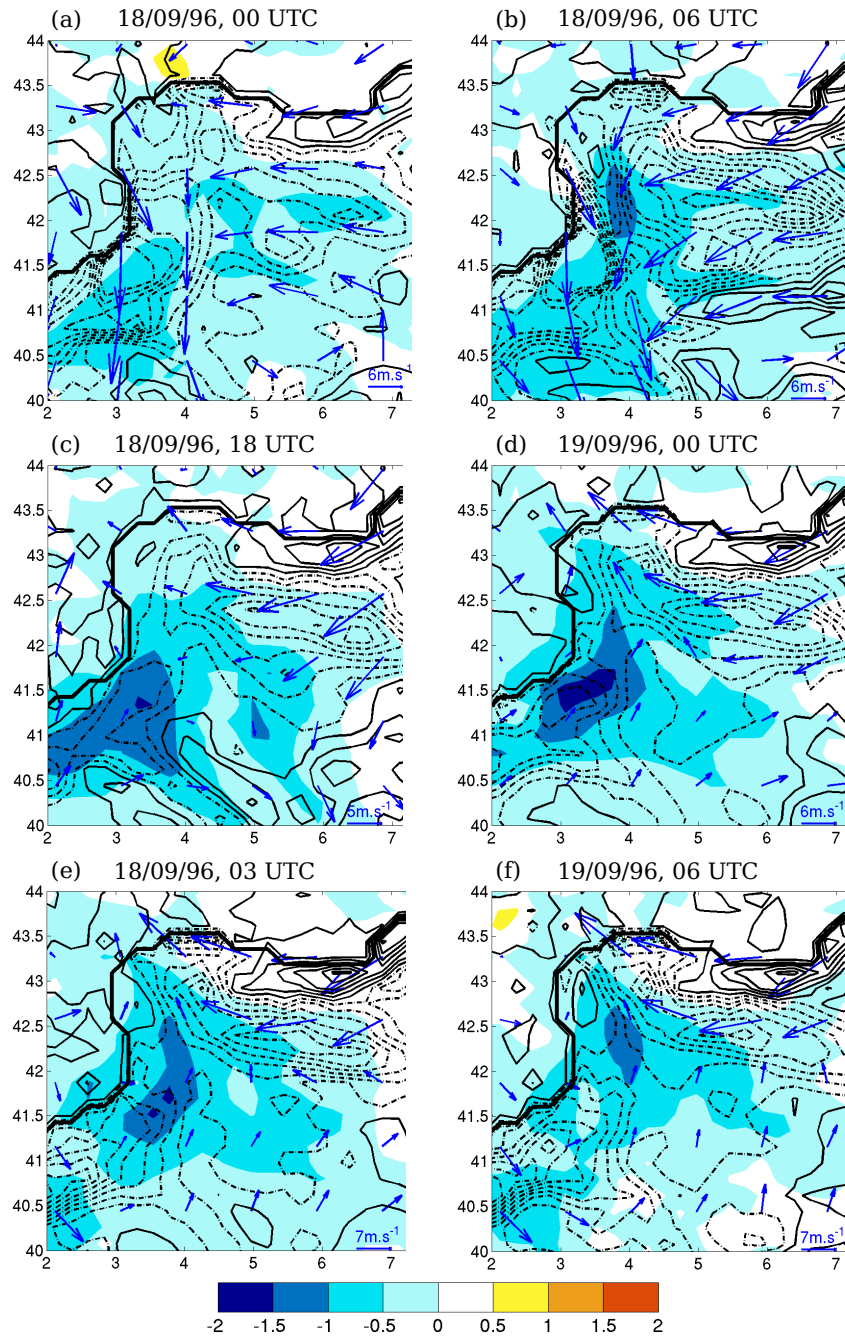


Fig. 3.9 Evolution of the temperature anomalies averaged over the first four levels of the atmosphere (380m) and the surface sensible heat flux anomalies over the day before the rain event (18 September 1996) and the day of the rain event (19 September 1996). Colours : temperature anomaly between CPL and CTL (K), black contours : surface sensible flux anomalies (every 5 W.m^{-2}) (plain line : positive, dashed-dotted line : negative), blue arrows : wind of the CTL simulation (scale indicated on each pannel)

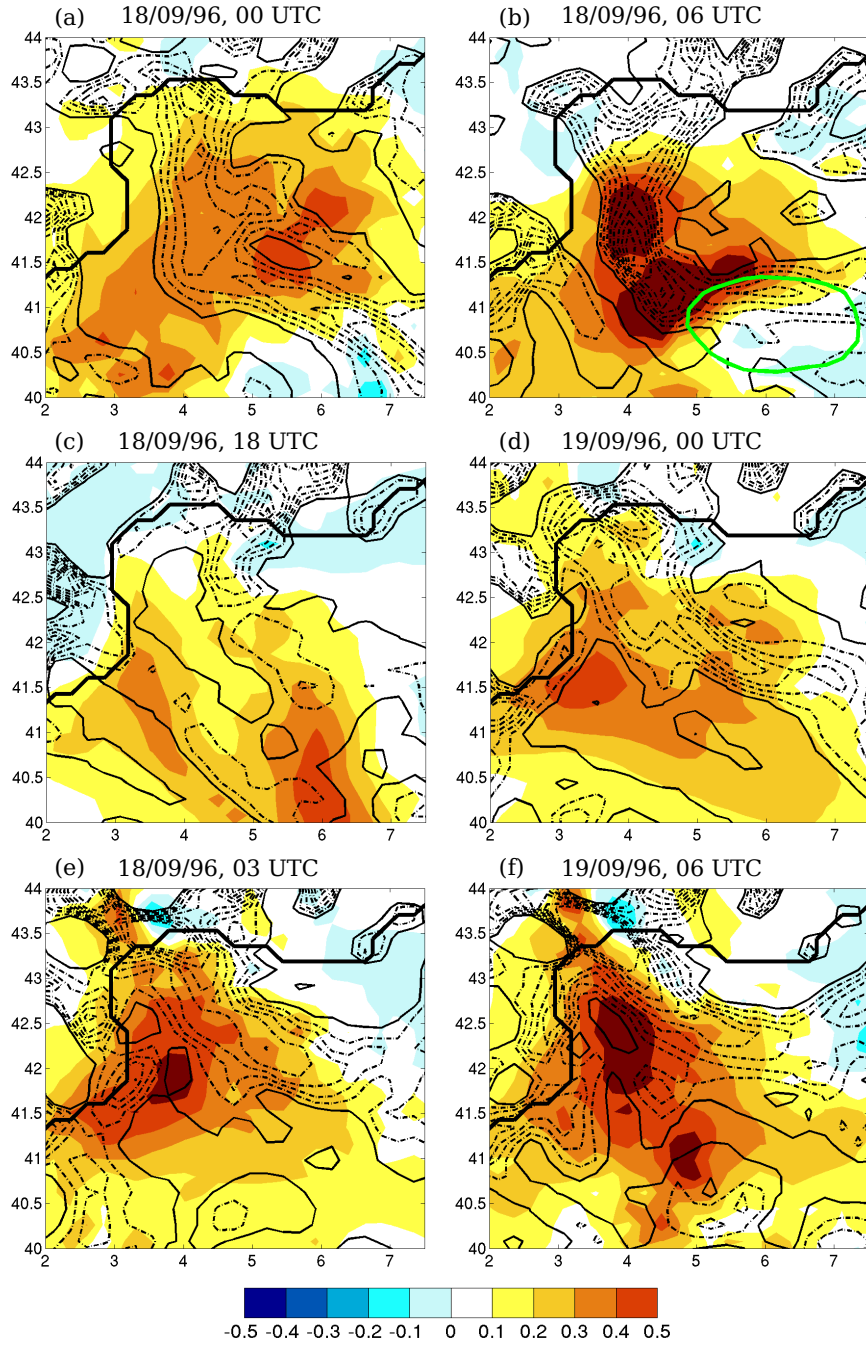


Fig. 3.10 Evolution of the pressure anomaly and of the surface wind convergence over the day before the rain event and the day of the rain event. Colours : pressure anomaly between CPL and CTL (hPa), black contours : CPL wind divergence (s^{-1}) (plain line : positive, dashed-dotted line : negative), green contour : 999 hPa of CTL pressure

of two terms : the gradient of Pressure along η coordinates added to the gradient of the geopotential along η coordinates. The geopotential gradient corresponds to the gravity acceleration multiplied by the altitude gradient along η coordinates. f is the Coriolis parameter. $\mathbf{u}$ is the horizontal projection of the wind vector, $\mathbf{u}'$ and w' are respectively the high-frequency anomalous horizontal and vertical winds compared to the time average of the wind. ρ is the density of the fluid and $\mathbf{k}$ is a vertical unity vector. This equation can be rewritten by decomposing the wind in geostrophic and ageostrophic components.

$$f\mathbf{k} \times \mathbf{u}_g = -\frac{\nabla_\eta P}{\rho} - \nabla_\eta \phi \quad (3.4.4)$$

$$f\mathbf{k} \times \mathbf{u}_{ag} = -\frac{d\mathbf{u}}{dt} + \frac{\partial \overline{\mathbf{u}'w'}}{\partial z} \quad (3.4.5)$$

The geostrophic wind $\mathbf{u}_g$ results from a balance between pressure gradient and Coriolis force (Eq. (3.4.4)). The ageostrophic wind $\mathbf{u}_{ag}$ results from a balance between the remaining terms (momentum transfer, advection, time evolution) and the Coriolis force (Eq. (3.4.5)). In practice, $\mathbf{u}_{ag}$ is calculated as $\mathbf{u} - \mathbf{u}_g$.

In the former section (3.4.1), the geostrophic anomaly between CPL and CTL resulting from the pressure anomaly was presented. Here, the ageostrophic component is shown in Fig. 3.11. An intense northerly wind of 20 m s^{-1} can be noticed on the southern edge of the Alps. This wind component offsets the southerly geostrophic wind (Fig. S3 in Annex A) : this shows a deflection effect of the Alps. The sum of both components generates an easterly wind along the Alps (Fig. 3.6a).

Fig. 3.11a and b show respectively the ageostrophic wind of the CTL and CPL simulations. Comparing them allows an appreciation the stronger ageostrophic wind intensity in the CPL simulation. In fact, the contour of 20 m s^{-1} right at the southern edge of the Alps goes further south in the CPL simulation and the wind intensity increases by 3 m s^{-1} around (5.25E, 42.8N). This could be the result of a change in the drag coefficient but the Monin-Obukov length does not undergo a great change, nor does u^* or the surface roughness (Fig S4 in Annex A). Therefore, the change in ageostrophic wind results from a change in the intensity of the blocking effect due to the Alps, in turn affecting the turbulent flux intensity since the two effects are linked to the wind shear.

To understand how the deflection by the Alps can be stronger in the CPL simulation, the results of [Pierrehumbert and Wyman \(1985\)](#) are used. They consider a 3D zonal flow with a zonal speed U crossing a mountain of height h_m extending meridionally. The fluid has a constant Brunt Väisälä frequency $N^2 = g/(\theta_o)\partial\theta/\partial z$, meaning a constant stratification (θ is the potential temperature). Non-linear Boussinesq hydrostatic equations are used. Adimensionalisation is applied with L being the mountain width. Two parameters arise from it : the Rossby number $Ro = U/fL$ and the Froude number : $Fr = Nh_m/U$, which reflects the adimensional height of the mountain. The Rossby number reveals the extent of the advective and time evolution term compared to the geostrophic terms. In the case of the Alps, $U = 20 \text{ m s}^{-1}$, $f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, $L = 200 \text{ km}$ so Ro is about 0.4. Thus, all the terms are important in the equation. [Pierrehumbert and Wyman \(1985\)](#) explain the initial upstream surge as being the result of the initial

U becoming subgeostrophic when the air reaches the mountain because the air is decelerated. Part of the meridional pressure gradient is no longer balanced by the Coriolis force and v , the meridional wind, increases with time : the flow is deflected to the left around the mountain. It is then balanced by the geostrophy in the zonal direction.

Deflection becomes more important as the Froude number increases for a constant Rossby number : the mountain becomes too high for the air to be able to rise over it. Thus, the more stratified the flow, the more deflection it undergoes. For a moist flow, the moist Brunt-Väisälä frequency is used, replacing the potential temperature by the virtual potential temperature to add the change in air density because of water vapour in the air mass. Fig. 3.12 shows the moist Brunt-Väisälä frequency averaged over the five first model layers in CTL (a) and CPL (b) simulations (up to 500m over the sea). Considering that the incoming air (like the limit conditions in [Pierrehumbert and Wyman \(1985\)](#)) is located at the southern edge of the Alps out of the deflection zone where N^2 is positive (stable zone), Fig. 3.12b shows that N is twice as large in the CPL simulation (8.10^{-3} s^{-1}) than in the CTL simulation (4.10^{-3} s^{-1}), reflecting the weaker sensible heating of the atmosphere by the sea over the colder SST in the Gulf of Lion. Thus, the Froude number varies from 1 to 2 between both simulations. In both cases, the air is deflected to the west because the Rossby number is small enough to show geostrophic effects : the deflection is not symmetrical as it would be with an infinite Rossby number. When the air then arrives over the Cévennes, the associated Froude number becomes smaller : $U=18 \text{ m s}^{-1}$, $N=3 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, $h_m=1000\text{m}$: $Fr=0.17$ and the flow goes easily over the Cévennes, as shown by [Chen and Lin \(2005\)](#). Precipitation occurs on the upslope of the Cévennes and the system remains stationary.

However, the ageostrophic wind is not only increased but also deviated towards the north in CPL compared to CTL at [4E 43.2N]. This generates a southerly anomaly of the ageostrophic wind between CPL and CTL which offsets the northerly component of the geostrophic anomaly which is a northwesterly wind of 8 m s^{-1} (Fig. 3.7). This deviation to the north is further explained in the next section.

3.4.3 Stabilisation of the cold front : northward anomaly

The converging zone associated with precipitation over the sea is a cold front. In fact, the neutral layer on the northeastern side (Fig. 3.12) with larger wind intensity encounters the more stable layer on the southwestern side of the front. This stable area is characterized by colder air near the surface (2 K cooler than in the neutral area). Its Brunt-Väisälä frequency doubles between the CTL and the CPL simulation and this zone extends towards the east (Fig. 3.12a and b). The frontal zone can thus be moved to the east because of the increase of stability of this zone. In fact, [Snyder \(1998\)](#) explains that the scaling factor between the cross-front wind component and the along-front wind component (ϵ) depends on the basic state shear and on the stability of the planetary boundary layer. In simulations of an idealised baroclinic disturbance with constant vertical wind shear (Λ) and constant horizontal gradient and stratification of potential temperature (N) the scaling factor can be set as $\epsilon = \Lambda/N$ by estimating the ageostrophic flow from the Sawyer-Eliassen equation ([Snyder et al., 1993](#)). Thus, the larger the stratification, the smaller the cross-front flow or the larger the along-front flow. In the CPL case, this may explain that the winds on the front

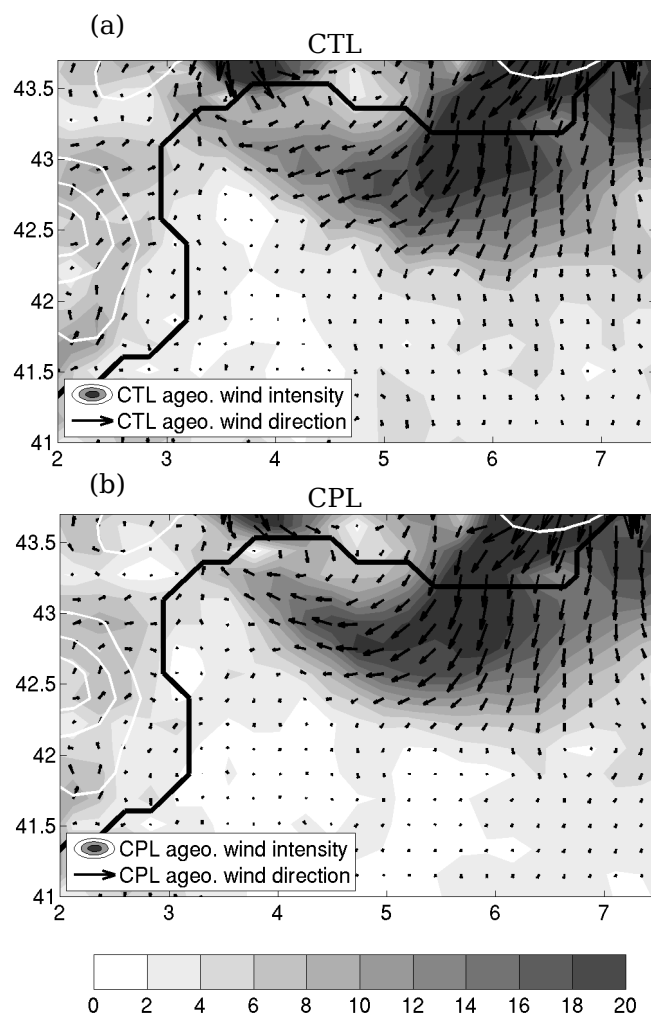


Fig. 3.11 Ageostrophic wind intensity (shading) and direction (vectors) for a. the CTL simulation and b. the CPL simulation on 19 September 1996 at 06 UTC

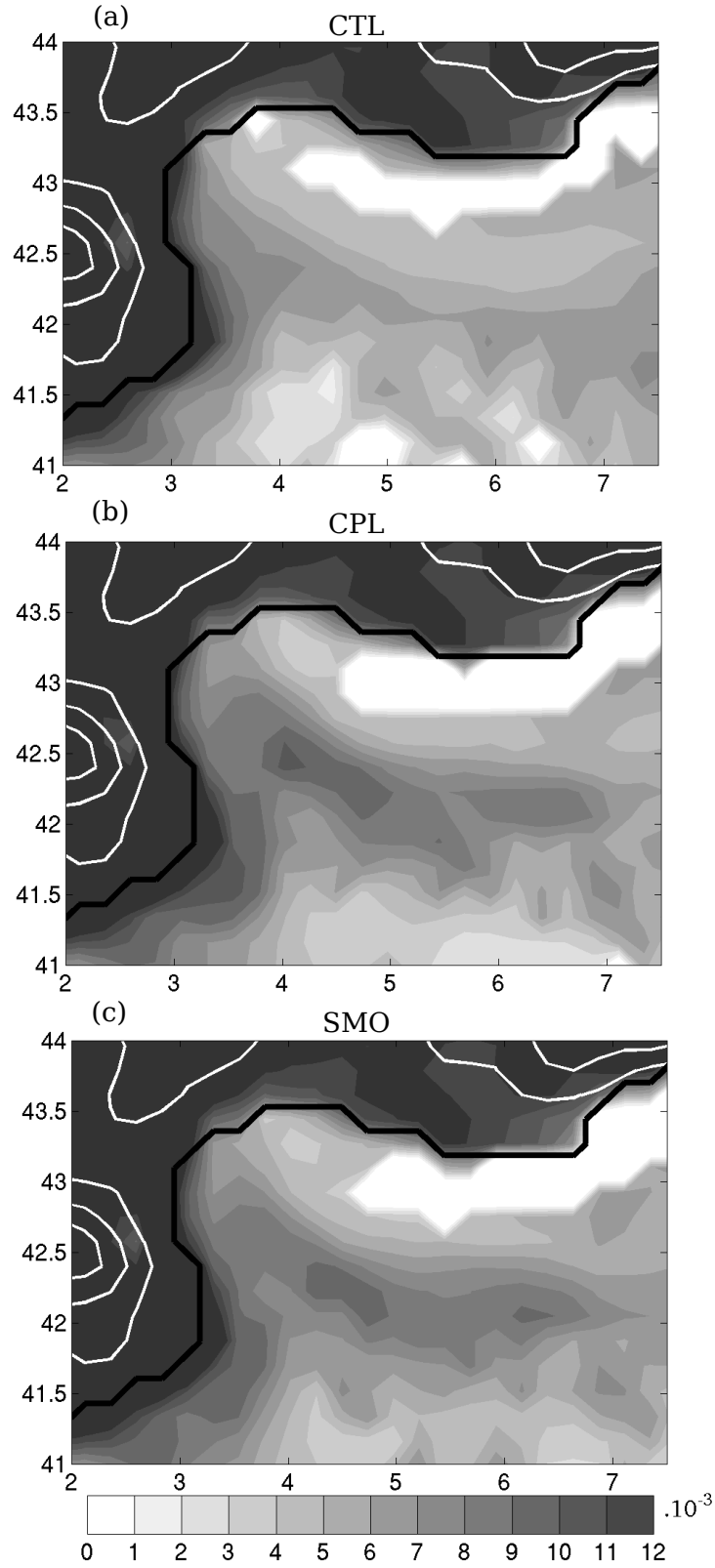


Fig. 3.12 Brunt-Väisälä frequency averaged over the first 5 levels of the model (up to 500m over the sea) for the CTL simulation (a), the CPL simulation (b) and the SMO simulation (c) on 19/06/1996 at 06 UTC

edge are deviated towards the along-front direction (Fig. 3.11). Thus, this provides a southerly component to the ageostrophic wind which offsets the northerly component of the geostrophic anomaly. The resulting wind anomaly is thus a westerly wind with 5 m s^{-1} intensity.

The impact of stability seems to be the major explanation for the difference between CPL and SMO since 0 significant pressure difference exists between SMO and CPL. In fact, the Brunt-Väisälä frequency increases by 1.10^{-3} s^{-1} around 4.25°E , 42.75°N (Fig. 3.12b and c) in the CPL simulation compared to the SMO simulation. A decrease in the intensity of the blocking by the Alps mixed with a slight eastward move of the converging zone due to the stronger stratification on the western side of the front in the CPL simulation can explain the decrease in precipitation on the western side of the front and the increase on the eastern side.

3.5 Conclusion

On 19 September 1996, up to 150mm of precipitation occurred over the day in the Cévennes region. It was reported by the raingauges network and reproduced in the regional simulations using either the atmospheric model WRF forced by ERA-interim large-scale fields and SST or the WRF model coupled with the NEMO-MED12 ocean model. Both the atmosphere-only (CTL) and the atmosphere-ocean coupled (CPL) simulations captured the intensity of the event. However, both of them give a location too far to the southwest. All the dynamic ingredients of the heavy rain event (a coastal front due to the blocking of the wind by the Alps and a depression on the northwest of the Gulf of Lion) are represented in the model, leading mostly to explicitly calculated rain, enhanced by the interaction with orography. The Mistral and Tramontane are also represented by the model a few days before the event, allowing strong air-sea interactions in the coupled simulation. Nevertheless, the model shows a southwestern shift of the location of the rain event compared to SAFRAN reanalyses. The error may come from various factors including the model resolution and approximations made by parametrization in the model.

Regarding the impact of the long-term and submonthly evolution of the ocean on an intense rain event, the CPL simulation shows a shift of the precipitation location to the northeast, slightly closer to the SAFRAN maximum location compared to the CTL simulation. This event is therefore sensitive to the coupling of an atmospheric model with an oceanic regional model. The differences between the CPL and the CTL simulations result both from the different SST climatology (mean bias of -1.5 K and different spatial structure of NEMO-MED12 in the CPL simulation compared to ERA-interim in the CTL simulation) and from the response of the ocean to rapid events such as the mistral wind burst which occurred 5 days before the precipitation event only present in the CPL simulation. In practice, ERA-interim SST values have much less submonthly variations than NEMO-MED12 SST which presents similar variations than the GOS-SST (high-resolution reanalyses of AVHRR). However, the NEMO-MED12 simulation has long-term cool bias of SST over the Gulf of Lion. To separate the effects of the submonthly variations from the ones of the different long-term SST, a third simulation (SMO) has been performed, using the NEMO-MED12 SST from the CPL

simulation but smoothing it in time in order to remove the submonthly coupled effects. Therefore the SMO simulation has the same climatological SST as the CPL simulation but without its rapid variations. The shift between SMO and CPL was significant but much smaller than the difference between CTL and CPL. In this case the location shift can be attributed mainly to the change in long-term SST (about 80% of the signal), with a smaller but significant contribution of the submonthly coupled effects arising from a Mistral event which cooled the sea by about 1 K about 5 days before the precipitation occurred. However, these proportions may change for other events, depending on the chronology between Mistral events and the intense precipitation event.

Regarding the sensitivity of the processes involved to the numerical coupling with an ocean, the location shift in the CPL simulation relative to the CTL simulation mainly results from an eastward shift of the southerly low-level wind jet, producing locally a difference in intensity up to 5 ms^{-1} . This change is caused by a positive pressure anomaly located in the Gulf of Lions which leads to an 8 ms^{-1} geostrophic northwesterly anomalous wind. The stronger stratification on the western side of the front in addition to a stronger blocking of the southerly impinging flow by the Alps counteract the northerly component of the geostrophic wind by providing a southerly anomalous ageostrophic wind. The resulting wind anomaly is thus eastward. These ingredients are specific to this case in the sense that the pressure anomaly was generated by the combination of wind convergence gathering the temperature anomalies and enhancement of it by surface fluxes in phase with advection. Moreover, the presence of a front with weak wind on its stable western side and the presence of the blocking effect of the Alps makes stratification a crucial element for the front position and the convergence intensity.

In summary, this study showed that processes such as pressure anomaly resulting from the accumulation of temperature anomalies led by a wind convergence, enhancement of pressure anomalies on weak wind areas where the anomaly moves with the air parcels, changes in the blocking of winds and changes in the dynamics of a surface front because of changes in stability can result from the use of an AORCM compared to a RCM on a several-year run. This case shows that an intense rain event can be sensitive to an evolving SST, dictated both by the long-term and short-term interactions of the oceanic and atmospheric models.

SST is only one factor responsible for the model error and we cannot conclude with a single case that the represented air-sea coupling improves the model ability to represent heavy rain events. In fact, the present study addressed one case of intense precipitation : 19 September 1996 with one atmospheric model, the WRF-ARW model and one oceanic model, the NEMO-MED12 model. Therefore, in order to strengthen and generalize these results, more studies will be performed in the same line : inter-model comparison with several ARCM / AORCM pairs of simulations performed within the MedCORDEX program with different atmospheric and oceanic models, long-term statistical studies to assess the climatological impact of air-sea coupling on the representation of intense rain events using the full duration of the available MedCORDEX simulations (1989-2008, to be continued up to present).

Bibliographie

- Artale, V., Iudicone, D., Santoleri, R., Rupolo, V., Marullo, S., and D'Ortenzio, F. (2002). Role of surface fluxes in ocean general circulation models using satellite sea surface temperature : Validation of and sensitivity to the forcing frequency of the Mediterranean thermohaline circulation. *J. Geophys. Res. Oceans.*, 107(C8) :29–1/29–24.
- Béranger, K., Drillet, Y., Houssais, M.-N., Testor, P., Bourdallé-Badie, R., Alhammoud, B., Bozec, A., Mortier, L., Bouruet-Aubertot, P., and Crépon, M. (2010). Impact of the spatial distribution of the atmospheric forcing on water mass formation in the Mediterranean sea. *J. Geophys. Res. Oceans.*, 115(C12).
- Bresson, E., Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., and de Saint-Aubin, C. (2012). Idealized numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the northwestern Mediterranean complex terrain. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 138(668) :1751–1763.
- Chen, S.-H. and Lin, Y.-L. (2005). Orographic effects on a conditionally unstable flow over an idealized three-dimensional mesoscale mountain. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 88(1-2) :1–21.
- Drobinski, P., Bastin, S., Guénard, V., Caccia, J., Dabas, A. M., Delville, P., Protat, A., Reitebuch, O., and Werner, C. (2005). Summer mistral at the exit of the rhône valley. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 131 :353–375.
- Drobinski, P., Flamant, C., Dusek, J., Flamant, P., and Pelon, J. (2001). Observational evidence and modeling of an internal hydraulic jump at the atmospheric boundary layer top during a tramontane event. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 98 :497–515.
- Guénard, V., Drobinski, P., Caccia, J., Campistron, B., and Bénech, B. (2005). An observational study of the mesoscale mistral dynamics. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 115 :263–288.
- Guénard, V., Drobinski, P., Caccia, J., G., T., and P., C. (2006). Dynamics of the MAP IOP-15 severe mistral event : Observations and high-resolution numerical simulations. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 132 :757–778.
- Herrmann, M. J. and Somot, S. (2008). Relevance of ERA40 dynamical downscaling for modeling deep convection in the Mediterranean sea. *Geophys. Res. Lett.*, 35(4).
- Laprise, R. (1992). The euler equations of motion with hydrostatic pressure as an independant variable. *Mon. Weather Rev.*, 120 :197–207.
- Lebeaupin Brossier, C., Béranger, K., Deltel, C., and Drobinski, P. (2011). The Mediterranean response to different space–time resolution atmospheric forcings using perpetual mode sensitivity simulations. *Ocean Modell.*, 36(1-2) :1–25.
- Lebeaupin Brossier, C., Béranger, K., and Drobinski, P. (2012). Sensitivity of the northwestern Mediterranean sea coastal and thermohaline circulations simulated

- by the $1/12^\circ$ -resolution ocean model NEMO-MED12 to the spatial and temporal resolution of atmospheric forcing. *Ocean Modell.*, 43-44 :94–107.
- Lebeaupin Brossier, C. and Drobinski, P. (2009). Numerical high-resolution air-sea coupling over the gulf of lions during two tramontane/mistral events. *J. Geophys. Res.*, 114(D10).
- Lebeaupin Brossier, C., Drobinski, P., Béranger, K., Bastin, S., and Orain, F. (2013). Ocean memory effect on the dynamics of coastal heavy precipitation preceded by a mistral event in the northwestern Mediterranean. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 139 :1583–1897.
- Madec, G., Lott, F., Delecluse, P., and Crépon, M. (1996). Large-scale preconditioning of deep-water formation in the northwestern mediterranean sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 26(8) :1393–1408.
- Marshall, J. and Schott, F. (1999). Open-ocean convection : Observations, theory, and models. *Reviews of Geophysics*, 37(1) :1–64.
- Marullo, S., Buongiorno Nardelli, B., Guarraçino, M., and Santoleri, R. (2007). Observing the Mediterranean sea from space : 21 years of pathfinder-AVHRR sea surface temperatures (1985 to 2005) : re-analysis and validation. *Ocean Science*, 3(2) :299–310.
- Omrani, H., Drobinski, P., and Dubos, T. (2013). Optimal nudging strategies in regional climate modelling : investigation in a big-brother experiment over the European and Mediterranean regions. *Clim. Dyn.*, 41 :2451–2470.
- Pierrehumbert, R. T. and Wyman, B. (1985). Upstream effects of mesoscale mountains. *J. Atmos. Sci.*, 42(10) :977–1003.
- Pullen, J., Doyle, J. D., and Signell, R. P. (2006). Two-way Air–Sea coupling : A study of the adriatic. *Mon. Weather Rev.*, 134(5) :1465–1483.
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., and Morel, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1) :92–107.
- Snyder, C. (1998). Approximate dynamical equations for fronts modified by the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 55(5) :777–787.
- Snyder, C., Skamarock, W. C., and Rotunno, R. (1993). Frontal dynamics near and following frontal collapse. *J. Atmos. Sci.*, 50(18) :3194–3212.
- THETIS Group : Schott, F., Send, U., Krahmann, G., Mertens, C., Rhein, M., Visbeck, M., Desaubies, F., Gaillard, F., Terre, T., Taroudakis, M., Athanassoulis, G., and Skarsoulis, E. (1994). Open-ocean deep convection explored in the Mediterranean. *Eos Trans. Amer. Geophys. Union*, 75(19) :217–221.

Chapitre 4

Construction d'une relation statistique entre différences de précipitations et de SST : cas des Cévennes

4.1 Introduction

Ce chapitre reprend les résultats publiés dans l'article suivant :

Berthou S, Mailler S, Drobinski P, Arsouze T, Bastin S, Béranger K, Lebeaupin-Brossier C. 2014. Prior history of mistral and tramontane winds modulates heavy precipitation events in southern France. *Tellus A* 66(0), doi :10.3402/tellusa.v66.24064.

[Lebeaupin Brossier et al. \(2013\)](#) compared a simulation of an RCM forced by ERA-interim SST with an AORCM on an intense precipitation event in the Aude valley on the 12-13 November 1999. Seven days before precipitation occurred, a strong Mistral event started and lasted 5 days. The event decreased the SST by 1°C on average over the Gulf of Lions (and locally by 2 deg C) while only a mean decrease was present in the ERA-interim SST field of the RCM simulation. This difference led to an eastward shift in precipitation in this AORCM compared to the RCM. However, through the direct comparison of an RCM with an AORCM, two effects could not be separated : the proper coupling effect at submonthly scales and the effect of long-term biases in the SST. Then, [Berthou et al. \(2015\)](#) used a third simulation : an RCM forced by the SST coming from the AORCM which had been smoothed over a month to remove the effect of the SST biases and keep only the submonthly air-sea coupling effects. The study focused on the HPE of 19 September 1996 that showed major changes in the precipitation distribution due to large long-term biases between the RCM and the AORCM in the Gulf of Lions. Only a minor part of the difference was due to proper air-sea coupling since no major Mistral event occurred before the precipitation event. The difference in precipitation mainly originated from differences in the wind field and not in the water vapor or Convective Available Potential Energy fields. [Small et al. \(2008\)](#) indicate in fact that in the mid-latitudes, meso-scale eddies and SST fronts can have an influence on dynamic fields through modifications of the pressure field, atmosphere stability and surface friction.

The aim of this chapter is to study the submonthly air-sea coupling impact on a heavy precipitation event. Thus, we first tackle another HPE, 22-23 September 1994 where the precipitation differences mainly come from submonthly coupled effects, to understand what mechanisms are at play in the precipitation change. In the light of this case study and of [Berthou et al. \(2015\)](#), an index is proposed to quantify when HPEs are most sensitive to submonthly air-sea coupling and to biases in SST.

Section 4.2 introduces the models and simulations that are used. In section 4.3, the HPE is described as well as the pre-conditioning of the SST. A comparison of the different simulations is performed and an explanation of the precipitation differences is given. Section 4.4 explains the construction of an index relating precipitation differences to SST differences and tests this index on the 2 most extreme precipitation events simulated by the RCM in the 1989-2009 period. The last section summarises the advances made possible by the study and discusses possible follow-ups.

4.2 Materials and methods

The model set-up is the same as in [Lebeaupin Brossier et al. \(2013\)](#) and the simulations are also used in [Berthou et al. \(2015\)](#), so the description can also be found in

these articles.

4.2.1 Experimental design

The MORCE (Model of the Regional Coupled Earth system) platform is the framework in which the regional two-way air-sea coupled system (the AORCM) used in this study was developed (Drobinski et al., 2012). It is a tool to better understand the role of coupled processes on the regional climate of particularly vulnerable areas. The MORCE system is used in the Hydrological Cycle in the Mediterranean Experiment (HyMex) (Drobinski et al., 2014) and the Coordinated Downscaling Experiment (CORDEX) of the World Climate Research Program (WCRP) (Giorgi et al., 2009).

The atmospheric model

The atmospheric model within the MORCE system is the Weather Research and Forecasting (WRF) model of the National Center for Atmospheric Research (NCAR) (Skamarock et al., 2008). The domain covers the Mediterranean basin with a horizontal resolution of 20 km. It has 28 vertical levels using sigma coordinates. The first 1000m are resolved on 8 levels. Initial and lateral conditions are taken from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA-interim reanalysis (Simmons et al., 2007) provided every 6 h with a 0.75° resolution. Moreover, indiscriminate nudging is used to constrain the fields above the planetary boundary layer with a coefficient of $5.10^{-5} s^{-1}$ for temperature, humidity and velocity components. This reduces chaos between different simulations and allows us to consider that the differences come mostly from the surface differences (Stauffer and Seaman, 1990; Salameh et al., 2010; Omrani et al., 2013). The nudging is a Newtonian-type nudging with relaxation towards ERA-interim reanalysis. The nudging coefficient was chosen following Omrani et al. (2013) so that the relaxation time is large enough to constrain the large scale more than the small scale since the large-scale evolution is slower. The boundary layer parametrization is a K-profile scheme improved by Noh et al. (2003) (YSU). The surface-layer is the Monin-Obukov scheme (Stull, 1994).

The cumulus convection scheme is the Kain-Fritsch scheme (Kain, 2004). Convection is triggered when the temperature of a 60hPa layer is higher than the environment temperature at its condensation level. A temperature deviation is added to the parcel depending on the larger scale vertical velocity in order to trigger convection in a converging environment. The updraft initial velocity depends on the buoyancy difference with the environment at the lifting condensation level. The updraft velocity is then influenced by entrainment, detraining and water loading. If the updraft reaches a minimum cloud depth, which depends on the base cloud temperature, deep convection is triggered. Otherwise, the algorithm proceeds to the same test with the 60hPa layer one level above the former one and the algorithm goes on. Convective updrafts are represented using a steady-state entraining/detraining plume model where entrainment and detraining rates are inversely proportional. Downdraft mass flux is estimated as a function of the relative humidity and stability just above cloud base. Downdraft stops when it reaches the surface or when it becomes warmer than the environment. It is then forced to detrain into the environment within and immediately above the

termination level. The convection stops when the CAPE calculated for a parcel with entrainment is consumed.

The complete set of physics parametrizations can be found in [Lebeaupin Brossier et al. \(2013\)](#).

The ocean model

The ocean model of MORCE is Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO) ([Madec and the NEMO Team, 2008](#)). It is used in a regional eddy-resolving Mediterranean configuration MED12 ([Lebeaupin Brossier et al., 2011](#); [Beuvier et al., 2012](#)) with a $1/12^\circ$ horizontal resolution, which represents about 6.5-7 km in the Gulf of Lions. In the vertical, MED12 has 50 stretched z-levels with finer resolution near the surface. The initial conditions for 3D potential temperature and salinity fields are provided by the MODB4 climatology ([Brankart and Brasseur, 1998](#)) except in the Atlantic zone between 11°W and 5.5°W , where the [Levitus et al. \(2005\)](#) climatology is applied. In this area, a 3D relaxation to this monthly climatology is used. River runoff and the Black Sea water input come from a climatology and their freshwater flux is set at the mouths of the 33 main rivers and at the Dardanelles Strait respectively. Smaller river runoffs are summed and set as a homogeneous coastal runoff around the Mediterranean Sea as in [Beuvier et al. \(2010\)](#). Further details on the ocean model parametrization can be found in [Lebeaupin Brossier et al. \(2013\)](#) and [Beuvier et al. \(2012\)](#).

Numerical experiments

The control simulation (CTL) is the downscaling of the ERA-interim reanalyses obtained with WRF alone. For this RCM simulation, the SST is thus prescribed from ERA-interim and is updated daily.

The coupled simulation (CPL) runs with two-way interactive exchanges between the two compartment-models managed by the OASIS coupler version 3 ([Valcke, 2006](#)). For this AORCM simulation, the exchanged variables are the SST and the heat, water and momentum fluxes. The coupling frequency is 3h. The coupler uses a bilinear method to interpolate the ocean grid towards the atmospheric grid and vice versa.

The smoothed simulation (SMO) is an atmosphere-only simulation with the same characteristics as the CTL simulation, except that instead of the ERA-interim SST, a new SST field has been used for the forcing of the atmospheric model. This forcing has been designed in order to retain the same climatology and diurnal cycle as the CPL SST, but without the submonthly SST variations. For that purpose, the SST value used to force the RCM at each target time step was calculated by performing a central moving average with a 31-day window, retaining only the 31 time steps in the time window that correspond to the same GMT time as the target time step. This way, the diurnal cycle (as well as its seasonal variations) is preserved, as are all the persistent spatial structures that exist in CPL. The high-frequency air-sea coupling effects (submonthly variations), however, are not present in SMO.

The three simulations run from January 1989 to December 2008. CPL starts with an ocean at rest. In this study, we only focus on the north-western Mediterranean area in September 1994. Fig. 4.1 illustrates the differences in SST between the three

4.3. CHRONOLOGY OF THE MISTRAL EVENT AND REPRESENTATION OF THE HPE81

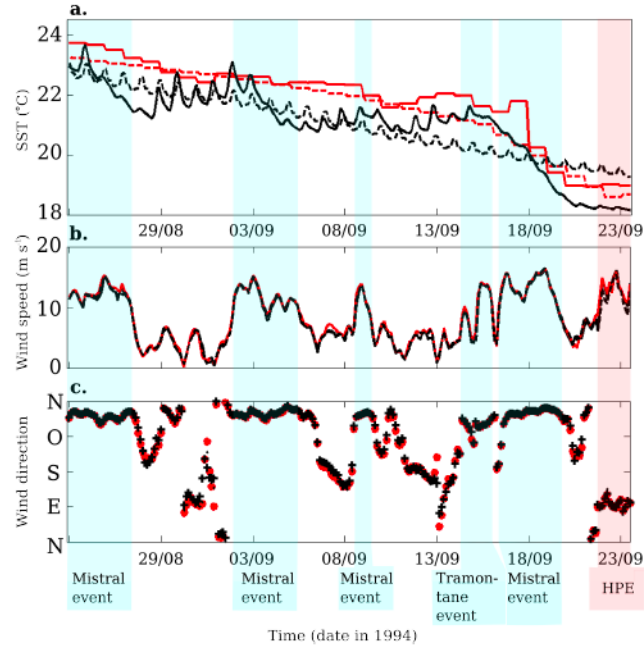


Fig. 4.1 a : Time evolution of the SST ($^{\circ}\text{C}$) averaged over the box GoL defined in Fig. 4.2). GOS-SST (red line), CTL : ERA-interim at 0.75° (red dashed line), CPL : from NEMO (black line), SMO (black dashed line); b : wind intensity and c : wind direction for CPL (black line) and CTL (red line) at $[42.4^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{E}]$.

simulations during the month preceding the precipitation event of 23 September 1994 averaged on the Gulf of Lions (Fig. 4.2). CPL SST shows a daily cycle and sudden decreases of SST on several days. The SST of SMO simulation shows a smoothed evolution over the month. The CTL SST lacks a daily cycle since it is updated daily. It also shows a smooth evolution but the large cooling of 14-19 September is represented.

4.3 Chronology of the Mistral event and representation of the HPE

4.3.1 Pre-conditioning of the SST : Mistral/Tramontane events

Over the month preceding the precipitation event, the GOS-SST, which is an optimally interpolated SST with a resolution of $1/16^{\circ}$ obtained from the night-time satellite data of the Advanced Very High Resolution Radiometer (Marullo et al., 2007), shows four periods of strong cooling (Fig. 4.1a). For each period, the CPL simulation also represents a cooling that is associated with northwesterly to northerly winds at $(42.4^{\circ}\text{N}, 5^{\circ}\text{E})$ with an intensity greater than 10 m s^{-1} : respectively the Tramontane and the Mistral (Fig. 4.1b-c). Thus, the CPL simulation is able to reproduce those strong air-sea coupling events. The last and strongest Tramontane and Mistral event started on the 14th of September. Strong westerly winds lasted two days and reached the Gulf of Genoa : the Tramontane blew from the Aude valley and the Cierzo from the Ebro val-

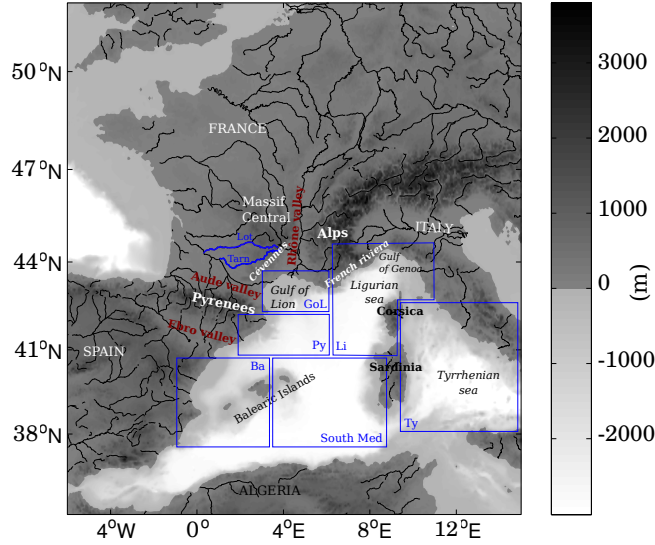


Fig. 4.2 Topography and rivers of the region including the western Mediterranean with geographical indications and definition of boxes used to calculate averaged SST differences in the IPSS calculation (see section 4.4) : GoL includes the plateau of the Gulf of Lion, Py the area offshore of the Pyrenees, Ba the area between the Balearic Islands and the Spanish coast, Li the Ligurian Sea extended down to the north of Sardinia, South Med the area between the Balearic Island and Sardinia and Ty the Tyrrhenian sea.

ley. It cooled the sea surface temperature in the Gulf of Lions and offshore the French Riviera by respectively 1.4°C and 0.6°C (Fig. 4.3a). On the 16th, the Tramontane ended and a short transition took place with weaker winds before the Mistral started at the end of the day. Northerly winds of up to 20 m s^{-1} in the model blew for 3 days until the 19th (Fig. 4.1b-c). The GOS-SST cooled down by 3°C on average in the Gulf of Lions (Fig. 4.1a) and by 2.5°C in the French riviera (Fig. 4.3b). Moreover, the Mistral affected the whole western Mediterranean basin since the SST cooled down by about 0.5°C near the Algerian coast (Fig. 4.3b). From the 20th to the 23rd, the SST did not show much evolution (Fig. 4.1a).

The CPL simulation reproduces the intensity of the cooling in the Gulf of Lions with an overestimation of 0.5°C compared to GOS-SST. The coupling of an atmospheric regional model with 20 km resolution with an ocean model of the Mediterranean Sea with 6-7 km resolution is thus successful in representing the air-sea coupling under such a strong and long-lasting wind event. Locally, it shows too strong a cooling in the Gulf of Genoa compared to GOS-SST (Fig. 4.4a-b). The SST of ERA-interim that was used in CTL simulation also shows good representation of the cooling in average in the Gulf of Lions (Fig. 4.1a). However, the preceding smaller air-sea coupling events are not represented by ERA-interim SST, as it was also noticed in Berthou et al. (2015) on the case of 16 September 1996. The CPL simulation also shows differences with the CTL simulation of about 1°C north of Corsica and -2.5°C south of the Pyrenees (Fig. 4.4c).

4.3. CHRONOLOGY OF THE MISTRAL EVENT AND REPRESENTATION OF THE HPE83

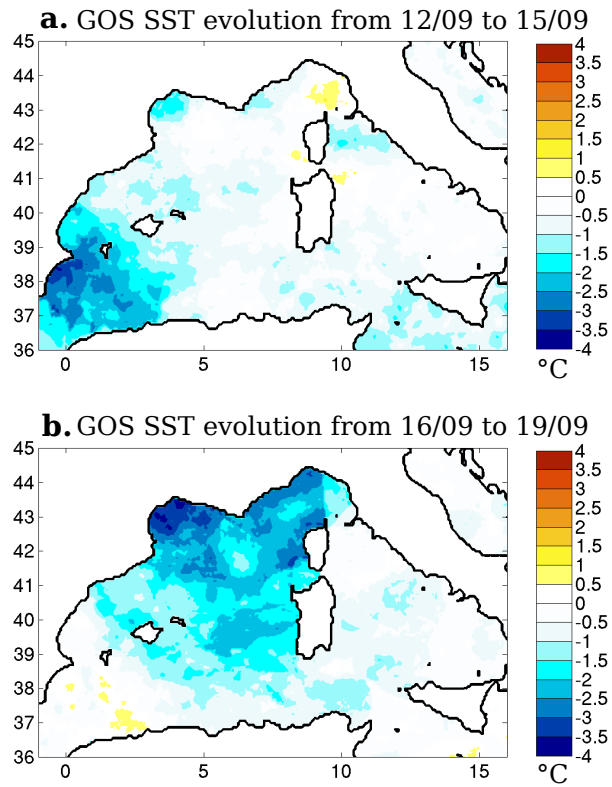


Fig. 4.3 *Effect of the successive Tramontane and Mistral events in high-resolution reanalyses GOS-SST a. SST difference between the 15 and 12 September 1994 during the Tramontane event ($^{\circ}\text{C}$); b. SST difference between the 19 and 16 September 1994 ($^{\circ}\text{C}$) during the Mistral event.*

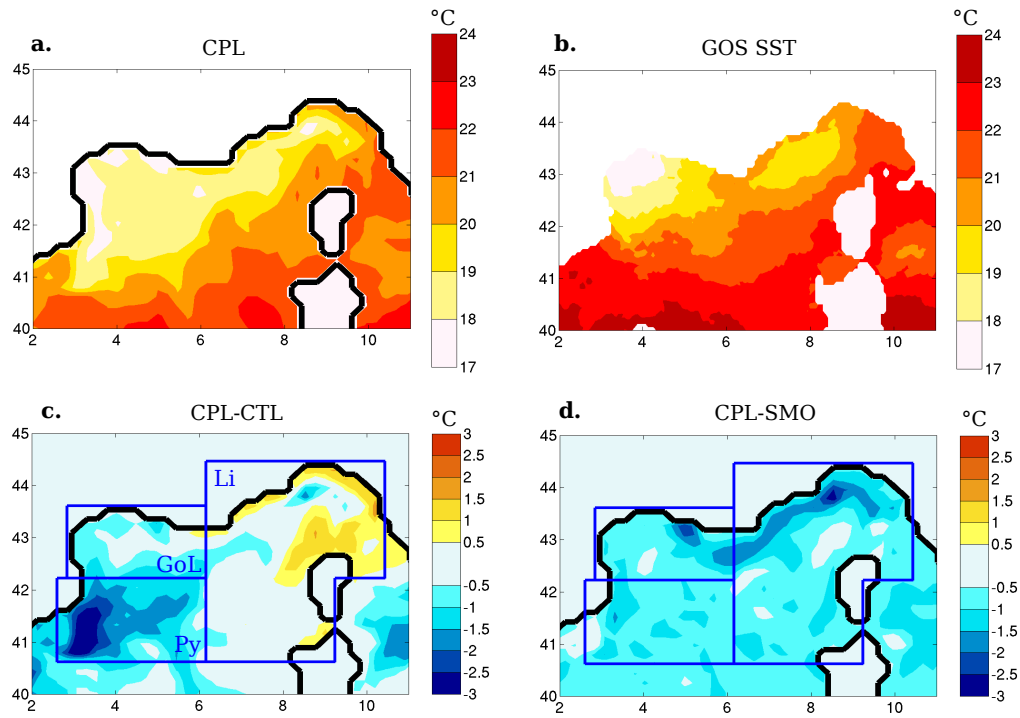


Fig. 4.4 Sea surface temperature on 23 September 1994 ($^{\circ}$ C) a. SST from NEMO-MED12 in CPL simulation (daily mean); b. SST in GOS fine scale reanalyses; c. difference between CPL and CTL simulations (daily mean); d. difference between CPL and SMO simulations (daily mean).

4.3. CHRONOLOGY OF THE MISTRAL EVENT AND REPRESENTATION OF THE HPE85

The SMO simulation shows a smoothed cooling that represents the trend of September (Fig. 4.1a). Thus, it does not show the air-sea coupling effects that are responsible for the SST cooling from the 14th to the 19th shown by CPL and CTL. Therefore, the difference between CPL and SMO shows the effect of submonthly air-sea coupling. On the 23rd, Fig. 4.4d shows that CPL is colder than SMO on the whole north-western Mediterranean by 0.6°C with a maximum cooling along the French Riviera that reaches -2°C. This is due to the strong Mistral/Tramontane event that SMO simulation does not take into account.

To sum up the differences between the three simulations, the CPL simulation shows an SST response to this Tramontane and Mistral event that SMO does not have because of its construction. CTL also reproduces the effect of the last Mistral event on the SST but shows in addition to it a long-term SST difference with CPL. When the winds change direction and blow towards the Cévennes, the SST is thus different in the three simulations and can induce differences in the atmospheric fields.

4.3.2 The heavy precipitation event of 22-23 September 1994

On 22 and 23 September 1994, a cut-off low indicated by the 500hPa geopotential height stays during the two days over Spain (not shown). A surface depression is located over Spain and evolves slowly towards the northeast. Consequently, southeasterly winds blow over the Mediterranean, bringing warm, moist and unstable air towards southern France. Thunderstorms develop in the Gulf of Lions and heavy precipitation occur on the Cévennes in the morning of the 22nd (also shown by the model in Fig. 4.5). On the 23rd, moderate rain starts in the morning and turns into heavy rain on the Gulf of Lions and the Cévennes. Cumulated rain over the two days led to major floods of the rivers Lot and Rance (tributary of the river Tarn, Fig. 4.2) with damage reported on buildings (RIC, 2012).

Fig. 4.6b shows the accumulated rainfall over the two days (22 and 23 September 1994) in the SAFRAN analysis which provides 8 km gridded rain at the hourly time step using ground data observations (rain-gauges) (Quintana-Seguí et al., 2008). The cumulated rainfall extends along the Cévennes and presents two local maxima : to the east (44.36°N, 3.75°E), raingauges report 323 mm in Le Pont-de-Montvert and to the west (43.9°N, 3.1°E), raingauges report up to 251 mm in Fondamente. In comparison to SAFRAN, the spatial extent of the rain in the CPL simulation is well reproduced on the slopes of the Cévennes along the 500m terrain-height : two local maxima are represented with 220 mm of rain just south of the two SAFRAN maxima (Fig. 4.6c). However, it lacks accuracy away from the slopes. The SMO simulation produced 40 mm more rain than the CPL simulation between the two CPL maxima. Thus, SMO shows only one maximum of 284 mm at (44°N, 3.5°E) and overestimates precipitation in the zone between the two SAFRAN maxima by more than 100 mm. Fig. 4.5 shows that this increase occurs throughout the two days and is mainly an increase in rain resulting from the cumulus convection scheme. The CTL simulation (Fig. 4.6d) shows little difference with the CPL simulation (-10 mm in 2 days).

Thus, CPL shows some improvement in the rain location compared to SMO owing to submonthly coupling of the atmospheric model to an oceanic model in CPL. The CTL simulation performs similarly to CPL. The fact that there are more differences

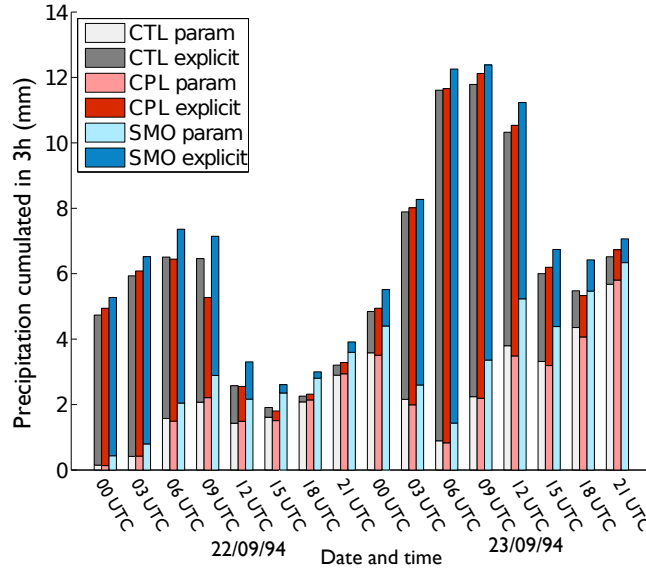


Fig. 4.5 Precipitation cumulated every 3h (RR3) averaged over the Cvn box shown in Fig. 4.6a. Cv=convective rain (resulting from the parametrization scheme), Non Cv=rain resulting from resolved processes in CTL, CPL and SMO simulations; no graupel was recorded.

in the rain field between CPL and SMO than between CPL and CTL while there are large SST differences in both cases will be discussed later in section 4.4. Focus is now on the explanation of CPL-SMO precipitation difference.

4.3.3 Rain differences induced by the submonthly coupled effects on 22, 23 september 1994

CPL simulation shows 40 mm less precipitation in the middle of the Cévennes than SMO simulation and 30 mm less in the Gulf of Lions (Fig. 4.6e). This rain difference occurs mainly during the two convergence episodes that occurred on the morning of the 22nd and of the 23rd. Both situations are illustrated in Fig. 4.7a,c and Fig. 4.8a,c. Fig. 4.7c shows a decrease in precipitation on 22 September at 03 UTC by 8 mm east of the precipitation maximum (30 mm) and an increase by 2 mm west of it. This is a similar situation to 19 September 1996 shown in Berthou et al. (2015) where a shift of the peak of precipitation was observed between CPL and CTL simulations. It corresponds to wind changes in the convergence zone, as shown in Fig. 4.7a-b. Fig. 4.7d shows a pressure anomaly higher than 0.5 hPa located at (43.5°N, 4.1°E) in a convergence zone between strong southeasterly winds blocked by the Alps (Fig. 4.7 a) and northeasterly winds coming from the Rhône valley. The pressure anomaly is hydrostatic : temperature anomalies due to SST anomalies on the wind path (Fig. 4.4d) accumulate vertically in the convergence zone, leading to this enhanced pressure anomaly. The same phenomenon can be observed at (42.4°N, 6°E) with a smaller pressure anomaly. The first pressure anomaly may be linked to the anticyclonic shift of the wind seen

4.3. CHRONOLOGY OF THE MISTRAL EVENT AND REPRESENTATION OF THE HPE87

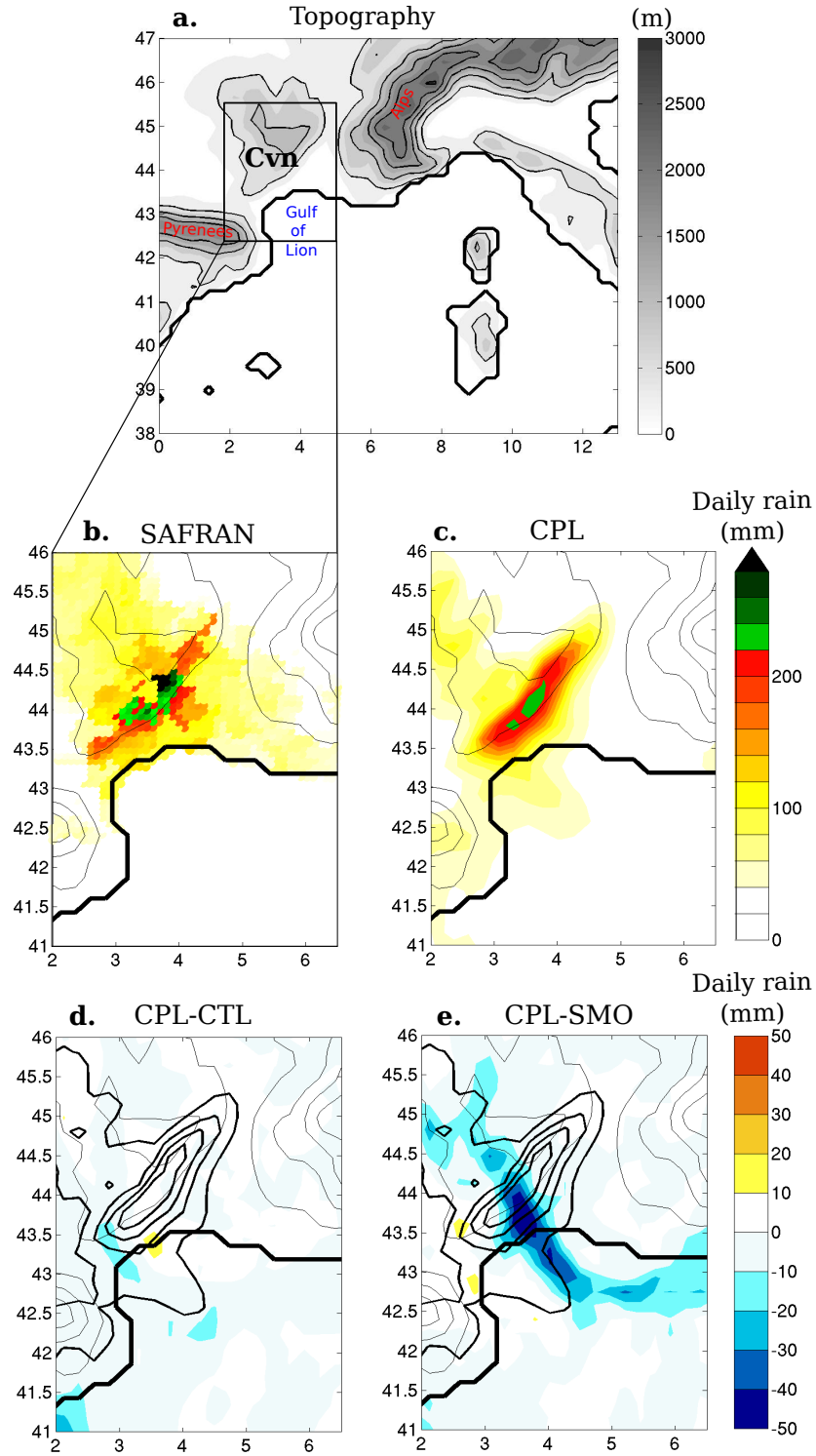


Fig. 4.6 a : The north-western Mediterranean region as represented by WRF model at 20km resolution (topography with contours every 500 m) ; b-c : Accumulated precipitation over the 22 and 23 September 1994 (mm), b. In SAFRAN/F analysis at 8km resolution using ground data observations, c. In CPL ; d, e : CPL two day-accumulated precipitation (contour every 50 mm), Colours : Rain difference cumulated over the two days between d. CPL and CTL simulations and e. CPL and SMO simulations.

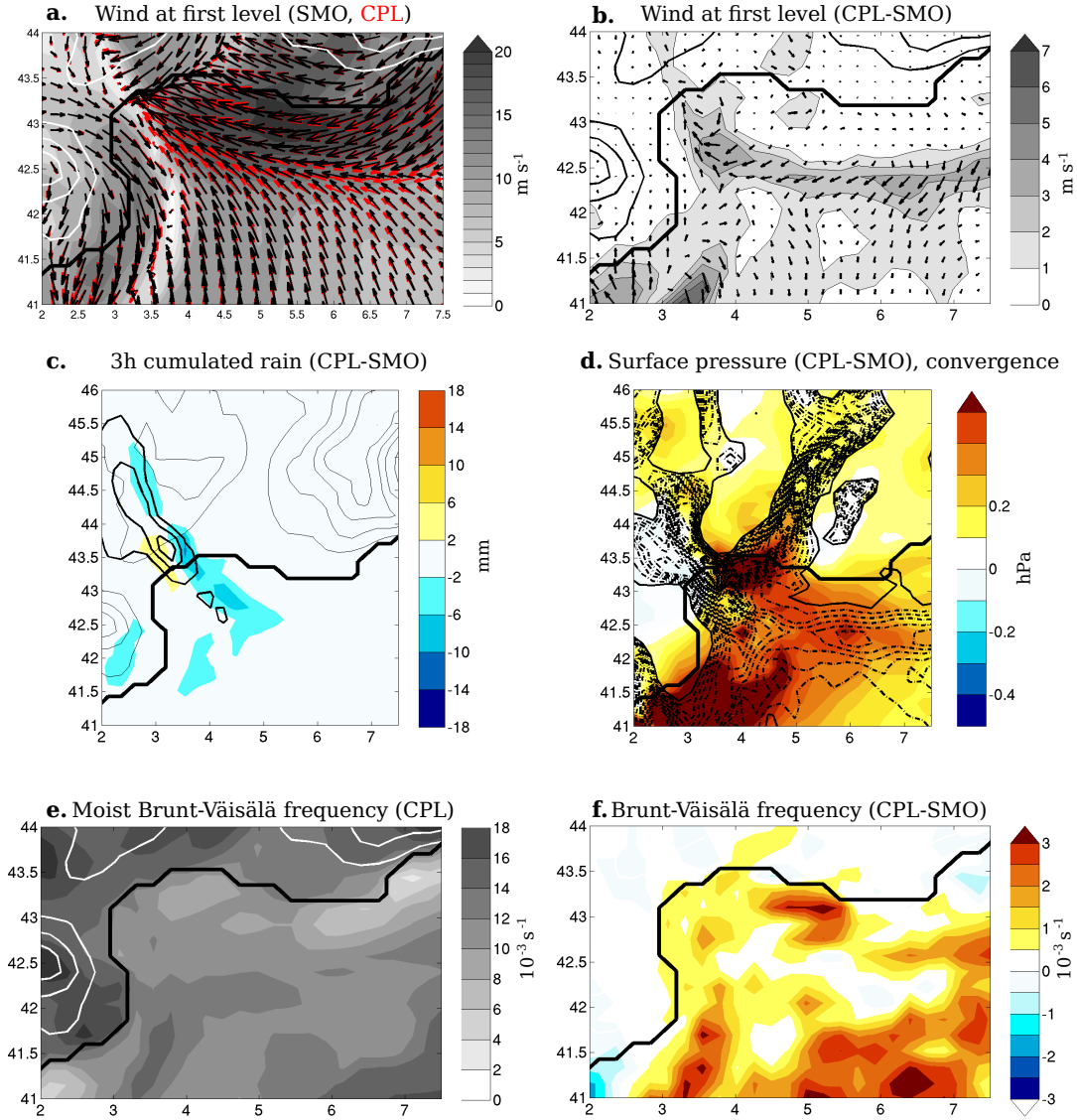


Fig. 4.7 Situation on 22 September 1994 at 03 UTC on the Gulf of Lions a. wind at first level (shading : CPL intensity, black arrow : SMO wind vector, red arrow : CPL wind vector) ; b. Difference in first level wind between CPL and SMO (shading : wind intensity, black arrow : wind direction) ; c. Colour : Rain difference between CPL and SMO cumulated from 00 to 03 UTC (mm), contour : CPL rain (every 10mm/3h) ; d. Colours : Difference in first level pressure between CPL and SMO (hPa), dashed-line : wind divergence lower than zero (every $2.5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) ; e. Moist Brunt-Väisälä frequency averaged on the first five levels of atmosphere for CPL (10^{-3} s^{-1}), f. Difference in moist Brunt-Väisälä frequency averaged on the first five levels of atmosphere between CPL and SMO (10^{-3} s^{-1}).

4.3. CHRONOLOGY OF THE MISTRAL EVENT AND REPRESENTATION OF THE HPE89

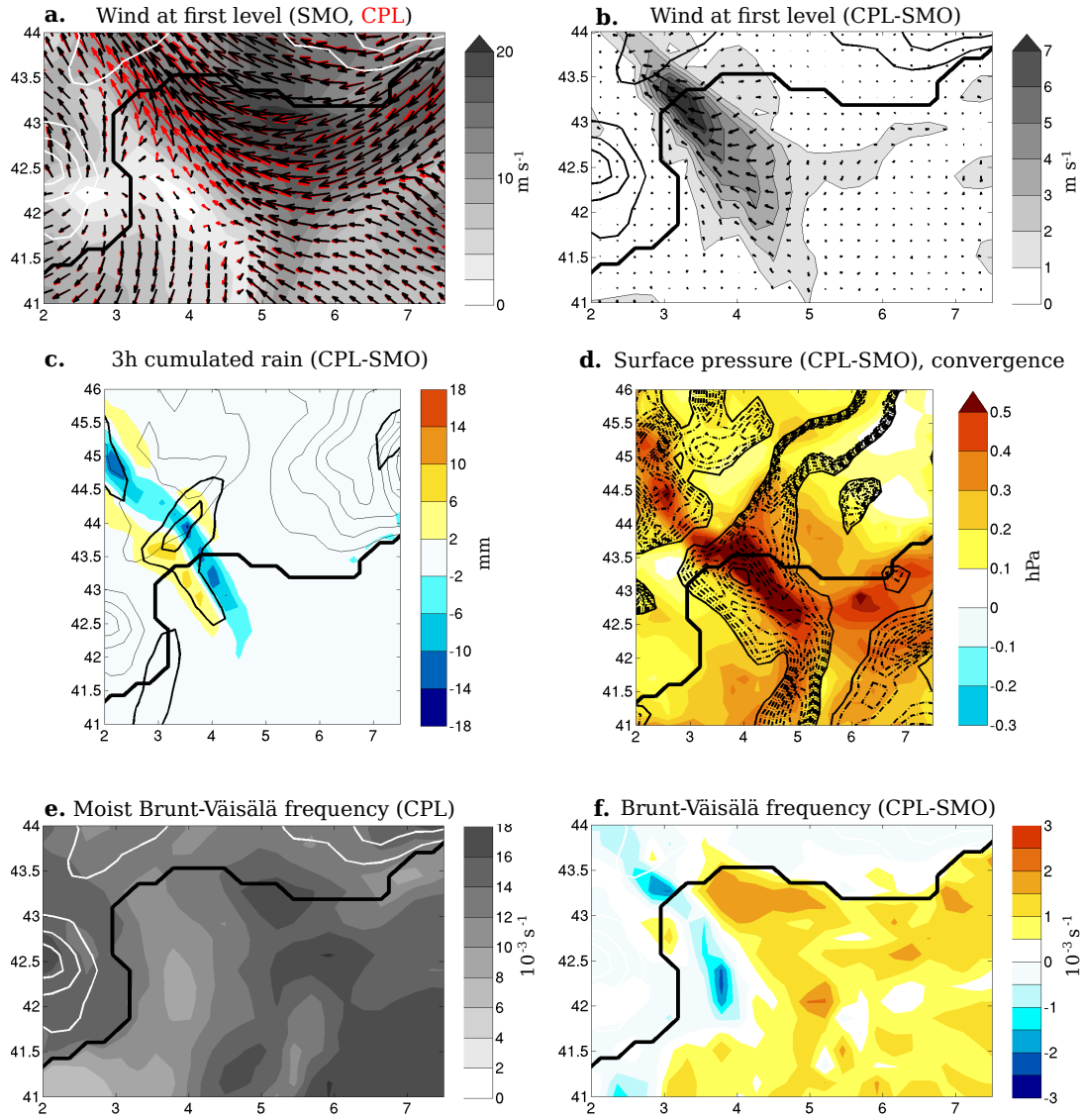


Fig. 4.8 Same figure as Fig. 4.7 on 23 September 1994 at 00 UTC.

from (42.75°N, 4°E) to (43.3°N, 3.5°E) (Fig. 4.7b). The wind on the eastern side of the convergence zone gets a stronger southeast component which leads to a westward shift of the convergence maximum, reducing the rain on the eastern side of the convergence zone and enhancing it on the western side.

The weaker convergence zone with a west-east orientation axis at 42.4°N is also affected by a wind change (Fig. 4.7a, b) : the south to south-southeasterly wind is more deviated to the west when it encounters this convergence zone in CPL than in SMO. This zone of convergence is the limit of the area where the winds are blocked by the Alps and deviated to the west in a strong easterly low-level jet. Thus, the blocking of the Alps is more efficient in CPL than in SMO. This can be linked to an increase in the temperature stratification in the area south of the blocking zone owing to cooler sea surface temperature. In the zone around (41.5°N, 6°E), the moist Brunt Väissälä frequency is $10 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ in CPL (Fig. 4.7e), this is $2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ larger than in SMO (Fig. 4.7f). In fact, this leads to an increased Froude number from 2.1 to 2.5 ($Fr = Nh_m/U$ where N is the moist Brunt-Väissälä frequency, h_m the mountain height (2500 m) and U the upstream wind speed (12 m s^{-1})). This Froude number scales the height of the mountain by the ability of the air to oscillate. Thus, the larger it is, the smaller the ability of air to go over the mountain is : the flow is more strongly blocked. The increased deviation of the winds to the west in the Gulf of Lions leads to a weaker convergence and weaker precipitation (-6 mm) in the Gulf of Lions (Fig. 4.7a).

On the 23rd at 00 UTC, another mechanism is at play (Fig. 4.8). This time, weak winds are present on the western side of the convergence zone with weak stratification. On the eastern side, south-southeasterly winds get a stronger easterly component in CPL than in SMO and the convergence zone moves to the west, where winds were weaker in SMO : rain is enhanced on the western side (+8 mm) and reduced on the eastern side (-10 mm). Again, a pressure anomaly is present in the convergence zone. However, the pressure gradient induced by it is located two grid-points further to the north-east than the observed wind anomaly (Fig. 4.8b, d). Thus, the pressure anomaly does not seem to play as large a role as on the 22nd. This time, the wind changes could be linked to changes in stratification. In fact, the convergence zone limits an area of less stratified air (below $12 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) on the west to more stratified air on the east (over $12 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) in CPL (Fig. 4.8e). This spatial difference in stratification is larger in CPL than in SMO (Fig. 4.8f). Thus, a more stratified mass of air coming from the east encounters a less stratified mass of air on the west and penetrates more into the less stratified zone, moving the convergence zone to the west. A similar mechanism had been found in the case of 19 September 1996 too (Berthou et al., 2015).

Pressure anomalies in the convergence zone, changes in stratification leading to changes in the blocking by the Alps or to a move of the convergence zone are three mechanisms that cause changes in precipitations. They all originate from the surface flux differences that occurred both in the Gulf of Lions and in the upstream zones. Therefore, they depend on the integrated flux difference under the wind trajectory in the boundary layer (also shown in Lebeaupin et al. (2006)). Since the low-level jet has a similar intensity in both simulations except very locally in the convergence zones, the averaged flux differences on the wind path mainly depend on the SST differences of the different simulations.

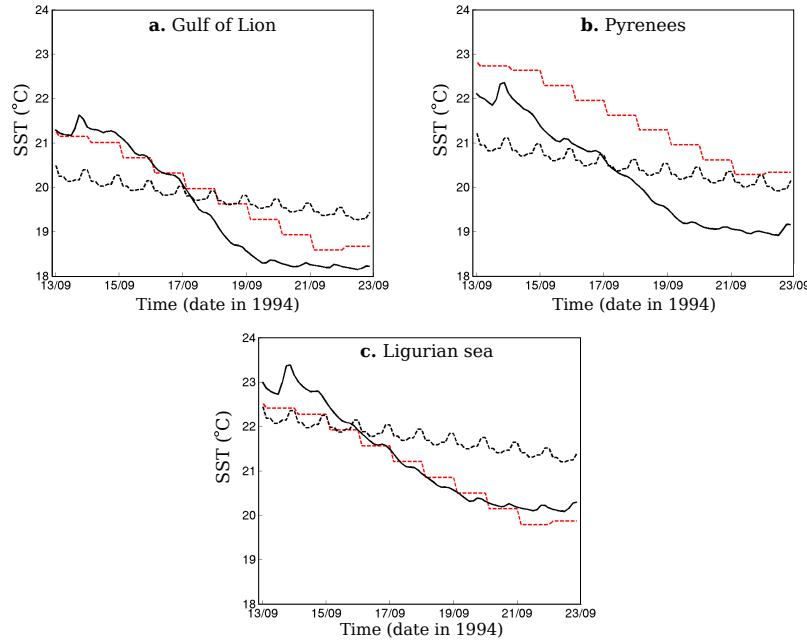


Fig. 4.9 SST ($^{\circ}\text{C}$) averaged over the boxes presented in Fig. 4.4c : a. box (GoL); b. box (Py); c. box (Li). CPL (black plain line), SMO (black dashed line), CTL (red dashed line).

4.4 Rain sensitivity to the SST

4.4.1 Constructing an index

The presence of a convergence zone makes the precipitation events sensitive to anomalies in the SST field. However, this is not enough to build an index that could relate precipitation differences to SST differences. In fact, CPL-CTL also shows SST anomalies but very similar precipitation amounts. Fig. 4.9b shows the SST evolution of the three simulations before the HPE on average in the three zones defined in Fig. 4.4c. The CPL simulation is colder than the SMO simulation in all the boxes during the 22-23 September event. Thus, the whole region upstream of the convergence zone is subject to weaker fluxes in CPL compared to SMO due to the smoothing of the Mistral event in SMO (Fig. 4.9c). In another way, the main anomaly between CPL and CTL simulations is located in the Pyrenees region (Fig. 4.4c). Fig. 4.9b shows that the zone underwent a similar cooling in CTL as in CPL but with a persistent bias in SST which is not due to the last Tramontane/Mistral event. The atmospheric situation during the two days persists so that no air is advected from this zone to the convergence zone as shown in Fig. 4.7a and Fig. 4.8a. Therefore, no temperature anomaly is advected towards the convergence zone and the SST anomaly has no influence on it. Thus, the presence of precipitation anomalies depends on the position of SST anomalies that have to be on the trajectory of the air flowing towards the convergence zone. In this case, the upstream zones are thus the Gulf of Lions and the northeastern zones of the western Mediterranean basin.

An index that takes into account both the intensity of the SST anomalies on the main wind trajectory and the presence of convergence can thus be developed to link precipitation differences to SST differences. Named IPSS for Index of Precipitation Sensitivity to the SST, it can be expressed as follows :

$$IPSS = \frac{\mathcal{A}_{conv}^{GoL}}{\mathcal{A}_{tot}^{GoL}} \times \sqrt{\delta SST^2}^{Reg} \quad (4.4.1)$$

where the first factor is the ratio between the surface area of the convergence zone ($\mathcal{A}_{conv}^{GoL}$) where $\vec{\nabla} \cdot \vec{v}_h < 0$ and the total surface ($\mathcal{A}_{tot}^{GoL}$), only considering the Gulf of Lions sub-domain (Fig. 4.4c). It shows whether there is a convergence zone before the air flows up onto the Cévennes and how spread it is. The second factor of the index is a spatial average of the squared SST anomalies ($\delta SST_{CPL-CTL}$ or $\delta SST_{CPL-SMO}$) over one or any combination of the regions (Reg) defined in Fig. 4.2 :

- the Gulf of Lions (GoL),
- the zone offshore of the Pyrenees (Py),
- the Ligurian Sea extended down to North Sardinia (Li)
- a zone between the Balearic Islands and Sardinia (South Med)
- a zone between the Spanish coast and the Balearic Islands (Ba)
- the Tyrrhenian Sea (Ty)

Those zones are potential upstream zones for HPEs and can thus be important for the impact of SST changes on precipitation. The choice of the zones will be discussed later.

This index is calculated at every time step (3 hours) and averaged over the day when the HPE was reported. It is expected that the higher the index, the larger the precipitation difference in HPEs between two simulations with different SST. This index can be applied to investigate both the effects of the submonthly coupling (CPL vs SMO) or the effects of a different SST (CPL vs CTL).

4.4.2 Test of the IPSS on the 22 most extreme HPE between 1989 and 2009

The IPSS was compiled on the 22 most extreme precipitation events in the Cévennes that occurred in the simulations run from 1989 to 2009. Those events were chosen for their daily accumulated precipitation amount larger than 110 mm in at least one grid point in CTL simulation in the Cvn box (Fig. 4.6a). 25 days came out of this selection. However, 3 events lasted two days so we selected the most extreme of the two days to preserve the statistical independence of the selected events. They are presented in Table .1 in Annex B. All the events are recorded as HPE by raingauge networks (Colin (2012), annex D; Ricard et al. (2012)) except 1993-11-24 and 1991-10-27. If we also take the 22 most extreme events in the rain analysis SAFRAN, we have to use a threshold of 190mm and we get a hit rate for the model of 40% (as defined in Federico et al. (2008)). In conclusion, 90% of the events of the simulation are heavy rain events recorded in the literature and 40% of them are among the most extreme events in reality. The event that occurred on 12-13 November 1999 studied by Lebeaupin Brossier et al. (2013) is also represented in this sample. An index showing

the amount of precipitation difference between two simulations (I_{rain}) is calculated in the following way :

$$I_{rain} = \sqrt{\delta Rain^2 C_{vn}} \quad (4.4.2)$$

Fig. 4.10 shows the results for CPL vs CTL index and CPL vs SMO index with the average in SST anomalies taken in GoL and Li only since they were the upstream regions for our case study. The two sets of data share the extent of the convergence but show different intensities of SST differences. Thus, their IPSS is different. For example, in the case of 23 September 1994, the IPSS is 0.56°C for the difference CPL-SMO with an index of precipitation difference of 13.3 mm (Fig. 4.10 and Table .1 in Annex B). For CPL-CTL, the IPSS is 0.38°C and the index of precipitation difference is 6.2 mm. The index shows a good relation between SST differences and the intensity of the precipitation difference for this case, where the upstream regions were Li and GoL. The case studied in Berthou et al. (2015) (19 September 1996) shows weaker precipitation differences for CPL-SMO for weaker IPSS and larger precipitation differences for CPL-CTL for a larger IPSS (Fig. 4.10 and Table .1). This is in accordance with the hypothesis that precipitation differences are larger when the IPSS is larger. However, the case of 1996 shows very large precipitation differences for a moderate IPSS. This may be due to the particular sequence of that case that led to the build up of an intense pressure anomaly located next to the convergence : this is a different mechanism than the simple vertical accumulation of temperature anomalies (Berthou et al., 2015). The case studied by Lebeaupin Brossier et al. (2013) (12-13 November 1999) shows precipitation differences mainly due to biases (for CPL-CTL, I_{rain} is 14.3 mm and IPSS is 0.74°C for the 12th) since submonthly coupling effects shown by CPL-SMO are weaker (I_{rain} is 6.4 mm and IPSS is 0.27°C , Fig. 4.10 and Table .1).

The coefficient of correlation between I_{rain} , the index of precipitation difference and the IPSS is 0.56 for the CPL-SMO points and 0.66 for the CPL-CTL cloud of points. If all the points are taken into account, the coefficient of correlation is 0.76. These results show that I_{rain} and IPSS are well correlated independently from the time-scale of the SST differences (long-term biases or submonthly coupling). All these coefficients of correlation are significant above 99.5 % using the Student-t test for the Pearson coefficient. This index is thus successful in showing how much change in precipitation can be generated by either biases in the SST (CPL-CTL) or by submonthly air-sea coupling during a HPE (CPL-SMO). It is interesting to note that SST differences are generally more important between CPL and CTL and lead to larger precipitation differences than those only due to submonthly coupling. This is why the coefficient of correlation using both sets is improved compared to only one set of data.

To test the sensitivity of the calculation of the IPSS to the definition of the zones, it was compiled with SST averages on different zones and the obtained coefficients of correlation are shown in Table 4.1. The first one (IPSS GoL+Li) corresponds to the one discussed above and shown on Fig. 4.10. Adding the Pyrenees to the area or taking the Gulf of Lions alone do not change much the index. Thus, the index is robust when the box definition within the north-western Mediterranean is changed. If the IPSS is calculated either with the Ty, Ba or South Med (see Fig. 4.2), the coefficient of correlation gets worse (Table 4.1). Thus, the SST of remote zones shows less influence

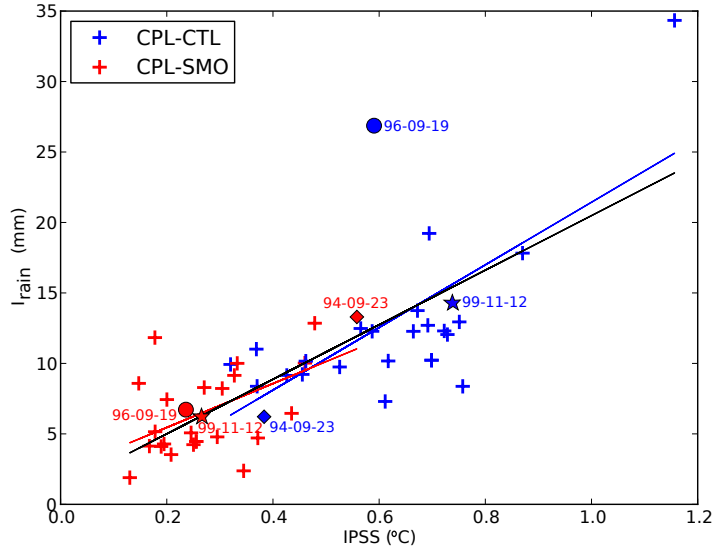


Fig. 4.10 Index of the precipitation difference (I_{rain}) (mm) as a function of the coupling index IPSS ($^{\circ}\text{C}$) for the 22 strongest events represented by the model in the Cevennes area. Each event is represented by one red and one blue crosses : red crosses represent the calculation of I_{rain} and IPSS for CPL-SMO and blue crosses for CPL-CTL. Moreover, 3 cases among the 22 are highlighted : squares show the case of 23 September 1994, discs the case of 19 September 1996 and stars the case of 12 November 1999.

on the precipitation event : this confirms the analysis of the case studies. Finally, if the IPSS is computed without the factor of convergence, the regression coefficient does not change much. In fact, convergence is always present at some stage during the day in these heavy precipitation events reproduced by the model : it does not discriminate between those events. However, it may be useful for comparison of the effect on precipitations that are less intense and involve less convergence.

Therefore, the coefficient of correlation between I_{rain} and IPSS is quite robust to variations in its definition which makes it reliable. Moreover, the fact that the coefficient of correlation is higher with areas closer to the precipitation event makes us confident in the analyses of the case studies of 23 September 1994 and of [Berthou et al. \(2015\)](#) which showed atmospheric mechanisms that linked SST anomalies just upstream of the precipitation event with precipitation anomalies. Heavy rain events are subject to modulation of their rain amount that is proportional to the IPSS, which mainly reflects the mean SST differences from the Pyrenees to Corsica.

The IPSS calculated for CPL-SMO can be compared with the IPSS calculated between GOS-SST and GOS-SST smoothed over a month (with the convergence calculated using CPL simulation). This can show how good the representation of submonthly coupled effects is in CPL. For the case study of 23 September 1994, the $\text{IPSS}_{\text{CPL-SMO}}$ is equal to 0.56°C when the $\text{IPSS}_{\text{GOS-GOSsmo}}$ is 0.41°C . For the 19 September 1996, they are respectively 0.24°C and 0.26°C and for 12 November 1999 they are 0.27°C and 0.42°C . The mean value of the difference between the two IPSS over the 22 events is -0.03°C with a mean absolute error of 0.08°C and the coefficient of correlation between

	R value for						
	IPSS GoL+Li	IPSS GoL+Co+Py	IPSS GoL	IPSS South Med	IPSS Ty	IPSS Ba	IPSS GoL+Li, no conv
CPL-CTL	0.66	0.64	0.60	0.51	-0.09	0.33	0.63
CPL-SMO	0.56	0.52	0.54	0.41	0.52	0.48	0.62
both	0.76	0.75	0.73	0.65	0.43	0.61	0.74

Table 4.1 Coefficient of correlation calculated between I_{rain} and IPSS ($^{\circ}C$) with IPSS calculated on different regions indicated on the third line of the table and defined in Fig. 4.2. Statistically significant coefficients of correlation above 99% are indicated with bold font.

both indexes is 0.65. This shows that the CPL simulation represents quite well the sub-monthly coupled effects over this set of events. Thus, our conclusion that submonthly air-sea coupling can modulate heavy rain events (for strong IPSS) is strengthened by the good value of the IPSS in the model. If the relation between I_{rain} and IPSS is verified in other models, the IPSS calculated between GOS-SST and a smoothed GOS-SST could be used to assess the impact of coupled processes on the intensity of precipitation in real cases thanks to the calculated regression.

4.5 Conclusion

This case study completes previous studies from [Lebeaupin Brossier et al. \(2013\)](#) and [Berthou et al. \(2015\)](#) that showed precipitation differences linked with changes in sea surface temperature. In fact, [Lebeaupin Brossier et al. \(2013\)](#) investigated the difference between CPL and CTL simulations but could not separate the precipitation differences coming from submonthly coupling effects such as the Mistral event that occurred 4 days before the event from the climatological differences between ERA-interim SST (CTL) and the SST calculated by the ocean model NEMO coupled to the atmospheric model WRF (CPL) in simulations running from 1989 to 2009. In [Berthou et al. \(2015\)](#), both effects were analysed separately and submonthly coupled effects were weaker than effects from the biases on the case study of 19 September 1996. However, the study highlighted atmospheric mechanisms that link SST anomalies to precipitation anomalies.

The present study shows that these mechanisms are also at play in the case of 22-23 September 1994, when SST differences originate from an intense Tramontane and Mistral event that started 10 days before the event and lasted 6 days. This event cooled the SST of the whole north-western Mediterranean by about $2^{\circ}C$ with a larger impact on the French Riviera. In the SMO simulation, the decrease in SST is about half of this intensity since the SST gradually decreases with the monthly trend. Representing the sharp decrease of SST caused by the Mistral event thus brings a large temperature anomaly that leads to a precipitation decrease of 40 mm on a total of 220 mm in two days. The change in wind induced by SST differences is the main explanation for such a decrease with changes in stratification that cause a larger blocking and weaker convergence, to stratification changes that lead to a shift of the convergence zone and

to pressure anomalies that are generated in the convergence zones.

Based on these findings, the Index of Precipitation Sensitivity to the SST (IPSS) was built to link SST differences to precipitation differences. It takes into account the extent of the convergence just upstream of the Cévennes in the Gulf of Lions and the extent of SST differences in the northwestern Mediterranean. It shows strong statistical significance when it is tested on the most extreme precipitation events that occurred between 1989 and 2009 : the larger the IPSS, the larger the precipitation differences. The index is robust when different upstream regions are tested. Although the IPSS is computed with information about convergence, this factor is common to all HPEs reported by those simulations and is thus not a discriminating factor among them. The strong correlation between rain differences and IPSS shows that the SST in the zone from the Pyrenees to Corsica through the Gulf of Lion is one of the factors influencing the location and intensity of HPE located in the Cévennes through the influence of SST on the location of the convergence of low level moisture. Moreover, the effect of submonthly variations of SST on HPE is lower than the effect of climatological biases between CPL and CTL but is still present : 5 events out of 22 reach rain differences higher than 9 mm averaged on the Cévennes (Fig. 4.10). Representing the submonthly variations of SST due to air-sea coupling has an impact on rain that is all the more important because the SST variations caused by the mistral/tramontane are large. In fact, in this region and for this season, submonthly coupled effects are mostly linked to Mistral/Tramontane events that lead to strong air-sea interactions. Submonthly variations of SST in the coupled simulations seem realistic compared with high resolution reanalyses. This validates the IPSS calculated with the CPL and SMO simulations.

The index developed in this study can further be used to assess the impact of submonthly coupled effects on heavy precipitation events in a coupled simulation that has no equivalent of our SMO simulation. Indeed, the IPSS can be calculated by smoothing the SST of the ocean model and using the obtained regression. The index could also be tested on other regions where convergence initiates HPEs.

This study uses only one configuration of RCM and AORCM and the intensity of the response of the model to SST differences may be different owing to model differences. Thus, future work will use this index and compute the precipitation differences with similar twin simulations run within the Med-CORDEX program by different groups using different regional models to investigate the relation between SST changes and precipitation changes. If the relation is verified in other models, the index will also be useful for assessing the influence of submonthly coupled effect on precipitation events using high-resolution SST reanalyses and HyMeX data.

Bibliographie

- Berthou, S., Mailler, S., Drobinski, P., Arsouze, T., Bastin, S., Béranger, K., and Lebeaupin-Brossier, C. (2015). Sensitivity of an intense rain event between atmosphere-only and atmosphere-ocean regional coupled models : 19 september 1996. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 141 :258–271.
- Beuvier, J., Béranger, K., Lebeaupin Brossier, C., Somot, S., Sevault, F., Drillet, Y.,

- Bourdallé-Badie, R., Ferry, N., and Lyard, F. (2012). Spreading of the western Mediterranean deep water after winter 2005 : Time scales and deep cyclone transport. *J. Geophys. Res.*, 117.
- Beuvier, J., Sevault, F., Herrmann, M., Kontoyiannis, H., Ludwig, W., Rixen, M., Stanev, E., Béranger, K., and Somot, S. (2010). Modeling the Mediterranean sea interannual variability during 1961-2000 : Focus on the eastern Mediterranean transient. *J. Geophys. Res. Oceans.*, 115(C8).
- Brankart, J. and Brasseur, P. (1998). The general circulation in the Mediterranean sea : a climatological approach. *J. Marine Syst.*, 18(1-3) :41–70.
- Colin, J. (2012). *Étude des événements précipitants intenses en Méditerranée : approche par la modélisation climatique régionale*. PhD thesis, CNRM-GAME, Météo France.
- Drobinski, P., Anav, A., Lebeaupin Brossier, C., Samson, G., Stéfanon, M., Bastin, S., Baklouti, M., Béranger, K., Beuvier, J., Bourdallé-Badie, R., Coquart, L., D'Andrea, F., de Noblet-Ducoudré, N., Diaz, F., Dutay, J.-C., Ethe, C., Foujols, M.-A., Khvorostyanov, D., Madec, G., Mancip, M., Masson, S., Menut, L., Palmieri, J., Polcher, J., Turquety, S., Valcke, S., and Viovy, N. (2012). Model of the regional coupled earth system (MORCE) : application to process and climate studies in vulnerable regions. *Environ. Modell. Softw.*, 35 :1–18.
- Drobinski, P., Ducrocq, V., Alpert, P., Anagnostou, E., Béranger, K., Borga, M., Braud, I., Chanzy, A., Davolio, S., Delrieu, G., Estournel, C., Boubrahmi, N. F., Font, J., Grubisic, V., Gualdi, S., Homar, V., Ivancan-Picek, B., Kottmeier, C., Kotroni, V., Lagouvardos, K., Lionello, P., Llasat, M., Ludwig, W., Lutoff, C., Mariotti, A., Richard, E., Romero, R., Rotunno, R., Roussot, O., Ruin, I., Somot, S., Taupier-Letage, I., Tintore, J., Uijlenhoet, R., and Wernli, H. (2014). HyMeX, a 10-year multidisciplinary program on the Mediterranean water cycle. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 95 :1063–1082.
- Federico, S., Avolio, E., Bellecci, C., Lavagnini, A., Colacino, M., and Walko, R. (2008). Numerical analysis of an intense rainstorm occurred in southern Italy. *NHESS*, 8 :19–35.
- Giorgi, F., Jones, C., and Asrar, G. R. (2009). Addressing climate information needs at the regional level : the CORDEX framework. *WMO Bulletin*, 58(3) :175.
- Kain, J. S. (2004). The Kain–Fritsch convective parameterization : An update. *J. Appl. Meteorol.*, 43(1) :170–181.
- Lebeaupin, C., Ducrocq, V., and Giordani, H. (2006). Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 111(D12).
- Lebeaupin Brossier, C., Béranger, K., Deltel, C., and Drobinski, P. (2011). The Mediterranean response to different space–time resolution atmospheric forcings using perpetual mode sensitivity simulations. *Ocean Modell.*, 36(1-2) :1–25.

- Lebeaupin Brossier, C., Drobinski, P., Béranger, K., Bastin, S., and Orain, F. (2013). Ocean memory effect on the dynamics of coastal heavy precipitation preceded by a mistral event in the northwestern Mediterranean. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 139 :1583–1897.
- Levitus, S., Antonov, J., and Boyer, T. (2005). Warming of the world ocean, 1955-2003. *Geophys. Res. Lett.*, 32(2).
- Madec, G. and the NEMO Team (2008). Nemo ocean engine. Technical report.
- Marullo, S., Buongiorno Nardelli, B., Guarracino, M., and Santoleri, R. (2007). Observing the Mediterranean sea from space : 21 years of pathfinder-AVHRR sea surface temperatures (1985 to 2005) : re-analysis and validation. *Ocean Science*, 3(2) :299–310.
- Noh, Y., Cheon, W. G., Hong, S. Y., and Raasch, S. (2003). Improvement of the k-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 107(2) :401–427.
- Omrani, H., Drobinski, P., and Dubos, T. (2013). Optimal nudging strategies in regional climate modelling : investigation in a big-brother experiment over the European and Mediterranean regions. *Clim. Dyn.*, 41 :2451–2470.
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., and Morel, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1) :92–107.
- RIC (2012). L'évaluation préliminaire des risques d'inondation 2011 bassin Adour-Garonne - sous bassin du Lot. Technical report, Direction régionale de l'Environnement, l'Aménagement et du Logement.
- Ricard, D., Ducrocq, V., and Auger, L. (2012). A climatology of the mesoscale environment associated with heavily precipitating events over a northwestern Mediterranean area. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(3) :468–488.
- Salameh, T., Drobinski, P., and Dubos, T. (2010). The effect of indiscriminate nudging time on large and small scales in regional climate modelling : Application to the Mediterranean basin. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136(646) :170–182.
- Simmons, A., Uppala, S., Dee, D., and Kobayashi, S. (2007). New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. volume 110, pages 25–35.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M., Huang, X.-Y., Wang, W., and Powers, J. G. (2008). A description of the advanced research WRF version 3. Technical report, DTIC Document.
- Small, R., deSzoeke, S., Xie, S., O'Neill, L., Seo, H., Song, Q., Cornillon, P., Spall, M., and Minobe, S. (2008). Air-sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dynam. Atmos. Oceans*, 45(3-4) :274–319.

- Stauffer, D. R. and Seaman, N. L. (1990). Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model. part i : Experiments with synoptic-scale data. *Mon. Weather Rev.*, 118(6) :1250–1277.
- Stull, R. B. (1994). *An introduction to boundary Layer meteorology*. Kluwer, London, Royaume-Uni.
- Valcke, S. (2006). OASIS3 user guide (prism_2-5). *CERFACS PRISM Support Initiative Rep*, 3 :60.

Chapitre 5

Comparaison de la sensibilité des précipitations intenses à la SST dans différentes régions de Méditerranée nord-occidentale.

Ce chapitre reprend les résultats de l'article suivant, accepté dans la Special Issue HyMeX du QJRMS : Berthou S, Mailler S, Drobinski P, Arsouze T, Bastin S, Béranger K, Flaounas E, Lebeaupin Brossier C, Somot S and Stéfanon M. Influence of submonthly air-sea coupling on heavy precipitation events in the Western Mediterranean basin. Q. J. R. Meteorol. Soc. accepted.

5.1 Introduction

The configuration of the Western Mediterranean basin is an arc of mountains, from west to east : the Iberian and Betic chains in Spain, the Pyrenees, the Massif Central in France, the Alps, the Apennines in Italy and the Dinaric Alps in the Balkan peninsula (Fig. 5.1a) surrounding the Western Mediterranean Sea. The Meseta, the Massif Central and the Apennines are lower mountains with summits around 2000m whereas the Alps and the Pyrenees reach around 3000m on the Mediterranean side. When synoptic and lower-level conditions are favourable, this setting makes the whole region often subject to heavy precipitation events (HPEs) happening at local scales. Such events are characterized by large amounts of precipitation over a short period of time (typically more than 100mm in 24h), sometimes leading to flash-floods with damage and casualties. Such HPEs provide approximately 60% of the total seasonal precipitation (October to March) in the northern Mediterranean coastal area (Toreti et al., 2010).

They are linked with the large temperature contrast between the sea and the continent that favour instability in this season together with the transition from a subtropical regime in summer to the mid-latitude weather perturbation systems in winter. This also favours Mediterranean cyclones that were assessed to be linked with about 90% of the precipitation events with amounts larger than 60 mm per day in the Western Mediterranean basin by Jansà et al. (2001). Cyclones, interactions with topography and self organisation of convection are typical mechanisms that can localize precipitation systems fed by low-level moist jets and induce very high precipitation amounts (García-Herrera et al., 2005; Houze, 2004; Ducrocq et al., 2008; Bresson et al., 2012; Ricard et al., 2012). This also most often involves a slow evolving large-scale trough that can become a cut-off low. Depending on the location of the trough, precipitation occurs in eastern Spain (Romero et al., 1999; Martínez et al., 2008; Riesco Martín et al., 2014), in Southern France (Nuissier et al., 2008; Toreti et al., 2010; Nuissier et al., 2011), in the Alps (Martius et al., 2008; Hoinka et al., 2006) or in Italy (Rudari et al., 2005).

Another aspect of the Mediterranean area is the interaction between the orography and the large-scale flow that can generate strong winds (over 20 m s^{-1}) in the lower levels of the atmosphere (Chronis et al., 2011) through channeling and/or mountain wave overturning and eventual breaking. Local names have been given to these phenomena (Fig. 5.1c) : in Spain the Cierzo (westerly wind in the Ebro valley), in France the Tramontane (westerly wind in the Aude valley, Drobinski et al. (2001)), the Mistral (northerly wind in the Rhône valley, Guénard et al. (2005, 2006); Drobinski et al. (2005)), in the Balkans the Bora (north-easterly wind across the Dinaric Alps, Grisogono and Belušić (2009)) or the Vandeales in the Alboran sea. Other intense eas-

terly or southeasterly winds occur during intense cyclonic circulation with less strong orographic interaction (Sirocco, Libeccio, Chili) blowing from Africa on Fig. 5.1c. All these intense winds blow intermittently and generate intense air-sea fluxes. They are mainly responsible for the large submonthly variability in the sea surface temperature of the Mediterranean together with the ocean circulation, the cloud cover and other mechanisms. This article therefore addresses the question of whether or not these SST submonthly variations can influence HPEs.

Several studies investigated the sensitivity of HPEs to changes in the sea surface temperature (SST) thanks to numerical mesoscale simulations. In the region of Valencia in Spain, Pastor et al. (2001) used different SST fields to force simulations of two cases. They show that an increase of SST upstream of the Valencia region (by 2 to 5°C) could lead to an increase (by a factor of 2) and a displacement of the precipitation maximum of a HPE. Pastor et al. (2015) further showed that for three HPEs in this same region, the SST area with the greatest influence on model precipitation results was the one situated between the Valencia coast and the Balearic Islands. It was shown that if intense heat/moisture air-sea exchanges were shut off by decreasing the SST to 10°C in this region, precipitation in Valencia were significantly affected. Other remote regions also played a moderate role.

Millán et al. (1995) give a wider impact of the SST on precipitation. They infer that changes in SST have an impact on the convergence zone through the influence on the convective drag that occurs when colder continental air is advected over warmer SST (theory of the Back Door Front).

Lebeaupin et al. (2006) showed with the help of high resolution numerical weather forecast simulations that a change in the mean spatial SST of 3°C had a strong influence on the intensity of rain events through changes in surface heat fluxes in three case studies over the Cévennes area. They also showed that the average upstream changes had more effect than changes in the very fine spatial structure of the SST. The mechanisms involved in the precipitation changes depend on the type of precipitation : for mesoscale convective systems, the SST impacts on the intensity and location of convection whereas for quasi-stationary frontal systems, the response to the SST includes interaction between deep convection and frontal dynamics. Lebeaupin Brossier et al. (2013) used two regional climate twin simulations, one coupled to an ocean model and the other forced by low-resolution analyses. The SST differences between them were arising from both air-sea coupling and from long-term biases of the oceanic model. These SST differences produced important modifications of precipitation during a HPE over the Cévennes. Using 20-year regional climate simulations, Berthou et al. (2014) were able to separate this long-term bias of the oceanic model from the submonthly air-sea coupling. They showed that statistically, at least for the HPEs represented by the model, a significant correlation exists between submonthly SST variations and modulation of the precipitation amount and location. Precipitation was more strongly impacted when the SST changes due to coupling effects were large. To explain dipole-like differences in the precipitation field, Berthou et al. (2015) explained the impact of SST changes on the low-level dynamics in regional climate simulations through i) impact on the blocking effect of the flow by the orography through changes in the low-level atmospheric stability ; ii) impact on surface pressure through the convergence of temperature anomalies ; iii) direct impact on convergence

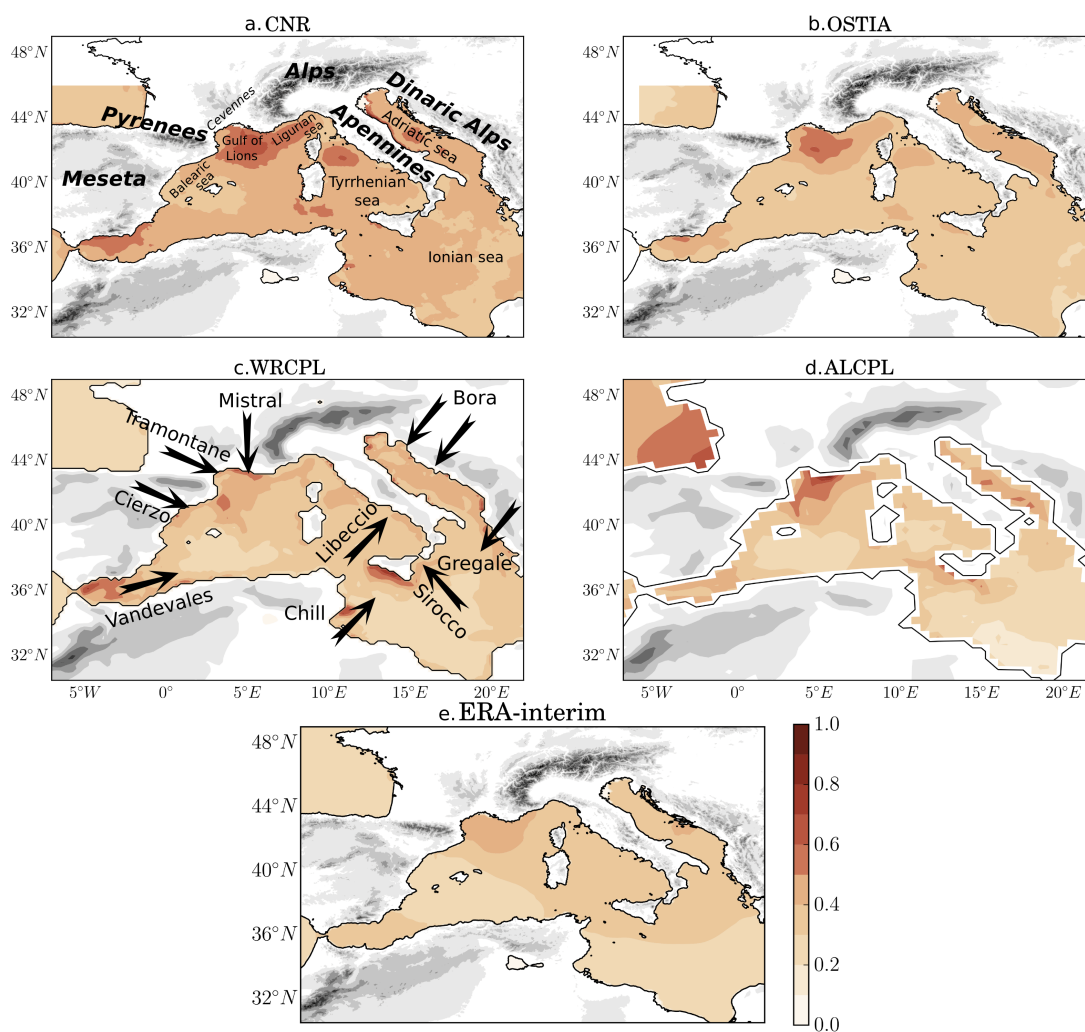


Fig. 5.1 Root mean square of the submonthly variability (calculated as CPL-SMO SST differences) for September to December, for the period 1989 to 2012 and for various datasets or simulations.

zone dynamics by changes in the low-level atmospheric stability.

[Katsafados et al. \(2011\)](#) studied the effects of different SST forcings on a deep low-pressure system over the Eastern Mediterranean. Their results indicate that surface fluxes have a limited impact on the intensity and the location of this storm, mainly controlled by the upper air atmospheric conditions. However, they note the existence of spatiotemporal deviations on the distribution of precipitation. The displacement of the rainbands appearing in the various experiments can possibly be associated with the simulated surface heat fluxes that induce stronger vertical momentum mixing responsible for mesoscale features in the surface wind convergence field.

Overall, these studies show that typical changes by a few degrees in the SST can modulate HPEs rather than act as a causal factor in their occurrence over the Mediterranean. This can be explained by the fact that the contribution of the Mediterranean to moisture feeding occurs over a few days before events occurring in Southern France ([Duffourg and Ducrocq, 2011](#)). Therefore, a change of a few degrees in the SST may not significantly change the moisture and stability of the atmosphere : the preconditions mostly stay similar.

Regional Climate Models (RCMs) have proved to have some ability in representing mesoscale patterns of observed precipitation extremes that are constrained by the orography ([Frei et al., 2006](#); [Herrera et al., 2010](#); [Colin and Déqué, 2012](#)). In fact, [Sánchez et al. \(2004\)](#); [Kysely et al. \(2012\)](#); [Rajczak et al. \(2013\)](#) among others investigated the representation of extreme rain events and their projection into the future with RCMs. Moreover, coupled atmosphere-ocean RCMs (AORCMs) show good ability to reproduce strong wind episodes ([Herrmann et al., 2011](#)) and submonthly variations of SST ([The PROTHEUS Group et al., 2009](#); [Sevault et al., 2014](#)). In this study, two AORCMs are used with different sets of simulations running over 24 years.

The HyMeX program which aims at better understanding the water cycle in the Mediterranean ([Drobinski et al., 2014](#)) had a special focus on heavy precipitation events in autumn 2012 (from September 5 to November 4) with a measurement campaign (1st special observation period SOP1) described in [Ducrocq et al. \(2014\)](#). Six coastal regions of the Western Mediterranean basin were hit by at least one event of more than 100 mm as shown by the maximum precipitation recorded by the rain gauges (Fig. 5.2). This study will focus on these six regions :

- The region south of Valencia in Spain (Val)
- The foothills of the Massif Central in France called the Cévennes (Cvn)
- Liguria in Italy between Genoa and Florence (Li)
- Central Italy from Rome to Naples (CeIt)
- Calabria (Cal)
- Northeastern Italy around Trieste and Udine (NEI)

In the line of [Berthou et al. \(2014\)](#) who use regional climate simulations and study statistically the link between changes in SST and changes in HPE in the Cévennes area, this study inquires if other regions show heavy precipitation events that are sensitive to SST changes. Moreover, this study also aims to give an index based on observed SST that could provide information on how strongly a HPE has been affected by sub-monthly variations of SST due to local strong wind regimes within a month of the event. In section 5.2, models, simulations and gridded products based on observations are described. Section 5.3 examines the ability of the two regional climate models to

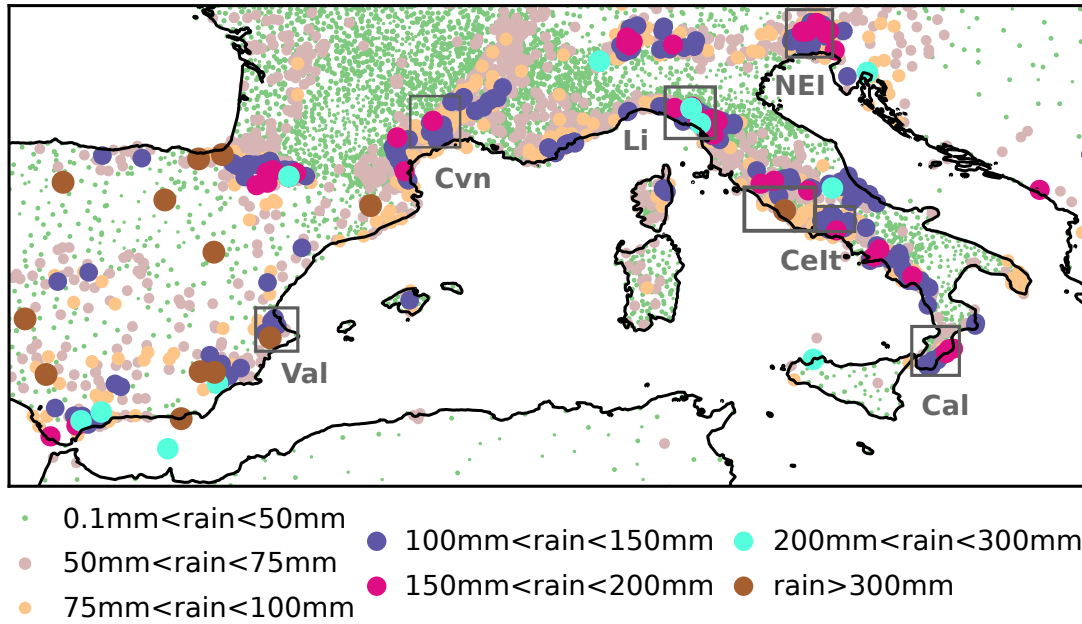


Fig. 5.2 Rain maximum for every raingauge during HyMeX SOP1. Grey boxes indicate the regions selected for the study. Figure similar to Fig. 6 in [Ducrocq et al. \(2014\)](#).

represent the intensity and the chronology of HPEs as well as submonthly SST variations. This allows section 5.4 to statistically assess the response of HPE to variations in SST and section 5.5 to compare the index based on the variations of the modeled SST to the ones based on the observed SST. Finally, we identified HyMeX HPEs that were potentially influenced by submonthly air-sea coupling thanks to this index and the relationship build in section 5.4.

5.2 Data and methods

5.2.1 Models

MORCE platform

The MORCE (Model of the Regional Coupled Earth system) platform is the first two-way air-sea coupled system (AORCM) used in this study ([Drobinski et al., 2012](#)). The MORCE system is used in the Hydrological Cycle in the Mediterranean Experiment (HyMex) ([Drobinski et al., 2014](#)) and the Coordinated Downscaling Experiment (CORDEX) of the World Climate Research Program (WCRP) ([Giorgi et al., 2009](#)) in the Mediterranean area (Med-CORDEX, [Ruti et al. \(2015\)](#)).

The atmospheric model within the MORCE system is the non-hydrostatic Weather Research and Forecasting (WRF) model version 3.1.1 of the National Center for Atmospheric Research (NCAR) ([Skamarock et al., 2008](#)). The domain covers the Mediterranean basin in line with CORDEX requirements with a horizontal resolution of 20 km. It has 28 vertical levels from the surface to 50 hPa using sigma coordinates.

The first 1000m are resolved on 8 levels.

The boundary layer parametrization is a K-profile scheme improved by [Noh et al. \(2003\)](#) (YSU). The surface-layer is the Monin-Obukov scheme ([Stull, 1994](#)). The cumulus convection scheme is the Kain-Fritsch scheme ([Kain, 2004](#)). It is a mass flux parametrization scheme with a closure assumption based on CAPE. Convection is triggered when the temperature of a 60hPa layer is higher than the environment temperature at its condensation level. A temperature deviation is added to the parcel depending on the larger scale vertical velocity in order to trigger convection in a sub-cloud converging environment.

Two land surface models (LSM) have been used in this study, namely the Rapid Update Cycle (RUC) LSM and the thermal diffusion (DIFF) LSM. The RUC LSM ([Smirnova et al. 1997](#)) resolves heat and moisture transfer in 6 layers from 0 to 3 m. This scheme accounts for the different phases of soil surface water, vegetation effects (evaporation from leaf stomata, solar radiation absorption, heat fluxes etc.) and canopy water. The DIFF LSM is based on a 5-layer simple scheme where the energy budget includes radiation, sensible and latent heat. The last layer is only at 16 cm depth, under which the temperature is fixed at a deep-layer average. Vegetation effects are not taken into account. During the simulation, an empirical coefficient, called soil moisture availability is applied for latent heat flux calculation. It has been set to its wintertime values, therefore not permitting the simulation of soil moisture deficit situations. The complete set of physical parametrizations can be found in [Lebeaupin Brossier et al. \(2015\)](#) and [Stéfanon et al. \(2014\)](#).

The ocean model of MORCE is Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO) ([Madec and the NEMO Team, 2008](#)). It is used in a regional eddy-resolving Mediterranean configuration MED12 ([Lebeaupin Brossier et al., 2011](#); [Beuvier et al., 2012](#)) with a $1/12^\circ$ horizontal resolution, which represents about 6.5-7 km in the Gulf of Lions. In the vertical, MED12 has 50 stretched z-levels with a resolution of 1m for the surface layer. The initial conditions for 3D potential temperature and salinity fields are provided by the MODB4 climatology ([Brankart and Brasseur, 1998](#)) except in the Atlantic zone between 11°W and 5.5°W , where the [Levitus et al. \(2005\)](#) climatology is applied. In this area, a three dimensional relaxation toward this monthly climatology is used. River runoff and the Black Sea water input come from a climatology ([Beuvier et al., 2012](#)) and their freshwater flux is set at the mouths of the 33 main rivers and at the Dardanelles Strait respectively. Smaller river runoffs are summed and set as a homogeneous coastal runoff around the Mediterranean Sea as in [Beuvier et al. \(2012\)](#). Further details on the ocean model parametrization can be found in [Beuvier et al. \(2012\)](#) and [Lebeaupin Brossier et al. \(2013\)](#).

The CNRM regional climate system model : CNRM-RCSM4

The coupled regional climate system model developed at CNRM ([Nabat et al., 2015](#); [Sevault et al., 2014](#)) includes the regional climate atmospheric model ALADIN Climate version 5 ([Colin et al., 2010](#); [Herrmann et al., 2011](#)), the land-surface model ISBA ([Noilhan and Mahfouf, 1996](#)), the river routing scheme TRIP ([Decharme et al., 2010](#)) and the regional ocean model NEMO-MED8 ([Beuvier et al., 2010](#)).

The ALADIN-Climate model is a bi-spectral regional climate model (RCM) with

a semi-implicit semi-Lagrangian advection scheme. A 2-D bi-Fourier decomposition is used (Haugen and Machenhauer, 1993). The convection scheme is a mass-flux scheme with convergence of humidity closure based on Bougeault (1985). The triggering function for convection is based on CAPE and moisture convergence. The cloud scheme is based on the Ricard and Royer (1993) statistical scheme and on the large-scale precipitation described by Smith (1990). The radiative scheme is derived from Morcrette (1989) and from the IFS model of the ECMWF. The planetary boundary layer turbulence physics including the computation of the turbulent air/sea fluxes is based on Louis (1979), and the interpolation of the wind speed from the first layer of the model (about 30 m) to the 10 m height follows Geleyn (1988). The domain has a Lambert conformal projection at a horizontal resolution of 50 km centered at 14.8 E, 43.8 N with 128 longitude grid-points and 90 latitude grid-points including the biperiodisation (11 grid-points) and the relaxation zones (2×8 grid-points). The ISBA model is the land-surface scheme interfaced with the atmospheric model. This version of the model has 31 vertical levels. The time step used is 1800 s.

The ocean model NEMO-MED8 (Beuvier et al., 2010) is a regional version of the NEMO-V2.3 ocean model (Madec and the NEMO Team, 2008). NEMO-MED8 covers the Mediterranean Sea (without the Black Sea) plus a buffer zone including the adjacent part of the near Atlantic Ocean, where a three-dimensional damping is performed towards temperature and salinity (monthly data, NEMOVAR-COMBINE, Balmaseda et al. (2010)), so that the circulation through the strait is simulated with realistic Atlantic waters. A sea level relaxation is also applied on this Atlantic part of the domain towards the same reanalysis. This version has a horizontal resolution between 9 and 12 km, and 43 vertical levels, with layer thickness increasing from 6 m to 200 m. The partial steps definition of the bottom layer is used, and the surface is parameterized with the free surface configuration, filtered formulation.

The TRIP river routing model is used to convert the simulated runoff by the ISBA land surface scheme into river discharge using a river channel network at 0.5° resolution (Decharme et al., 2010). Coupling between all the different components is achieved by the OASIS3 coupler (Valcke, 2013) at a one day frequency.

Configuration of the two models and simulations

For both atmospheric models, initial and lateral conditions are taken from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA-interim reanalysis (Simmons et al., 2007) provided every 6 h with a 0.75° resolution.

Nudging above the boundary layer is used by both models in order to avoid a large-scale that would diverge from the observed large-scale structures inside the limited area (Stauffer and Seaman, 1990; Salameh et al., 2010; Omrani et al., 2013). The main disadvantage of this technique is to dampen the response of the free troposphere to surface changes. However, the major advantage is that the large-scale still respects the ERA interim one and the chronology of events is similar between two simulations that have different surface boundary conditions (Herrmann et al., 2011). In MORCE, indiscriminate nudging (Newtonian-type nudging) is used to constrain the fields above the planetary boundary layer with a coefficient of $5.10^{-5} s^{-1}$ (about 5.5 h) for temperature, humidity and velocity components. The nudging coefficient was chosen following

Omrani et al. (2013) so that the relaxation time is large enough to constrain the large scale without prohibiting small-scale evolution. CNRM-RCSM4 uses a spectral nudging technique (Herrmann et al., 2011; Sevault et al., 2014). Temperature, specific humidity, wind vorticity, wind divergence and the logarithm of the surface pressure are nudged with a respective maximum e-folding time of 24h, 24h, 6h, 48h and 24h. The maximum e-folding time is reached above 700hPa and for larger scales of 1280km. The nudging linearly decreases between 700 and 850hPa in altitude and 1280 and 640km in horizontal scales. Therefore, the scales smaller than ERA-interim scales are not nudged.

In the MORCE model, the ocean starts from 3D potential temperature and salinity fields provided by the MODB4 climatology (Brankart and Brasseur, 1998) in 1989 while a 21 year spin-up is performed in CNRM-RCSM4 using the 1980-1986 period in a three-time loop period (Sevault et al., 2014) before starting in 1979.

A set of three simulations was run for each model and for the two versions of WRF. In fact, these two versions of WRF show strong differences in the 2m temperature, especially in summer where the simulations using DIFF LSM show weaker temperatures by 5-6°C over continental surfaces compared to those using RUC LSM (Flaounas et al., 2013) : this potentially has an impact on the atmospheric stability. Moreover, the latent heat flux plays a larger part in the heat exchanges in DIFF than in RUC (as shown during heat waves by Stéfanon et al. (2014)) and soil moisture is available on the whole continent throughout the year in DIFF at its winter time value. The two WRF configurations result in very different land surface conditions and add a member in the analysis of the response of precipitation to SST changes. For each model, one atmosphere-ocean fully coupled simulation and one atmosphere-only simulation forced by ERA-interim SST are run. We call them respectively CPL and CTL simulations in the rest of the study. In the atmosphere only simulations, SST from ERA-interim is updated every day in WRF and every month in ALADIN (Table 5.1). Thus, the daily difference between the SST of NEMO in the coupled simulations and ERA-interim in the atmosphere-only simulations can be much larger for CNRM-RCSM4 than for MORCE (see Fig. 5.3). A third simulation called SMO (for monthly-smoothed SST) was run with MORCE. SMO is an atmosphere-only simulation with the same characteristics as the CTL simulation, except that instead of the ERA-interim SST, a new SST field has been used for the forcing of the atmospheric model. This forcing has been designed in order to retain the same climatology and diurnal cycle as the CPL SST, but without the submonthly SST variations. For that purpose, the SST value used to force the RCM at each target time step was calculated by performing a central moving average with a 31-day window, retaining only the 31 time steps in the time window that correspond to the same GMT time as the target time step. This way, the diurnal cycle (as well as its seasonal variations) is preserved, as are all the persistent spatial structures that exist in CPL. The high-frequency air-sea coupling effects (submonthly variations), however, are not present in SMO (Fig. 5.3).

The comparison between CPL and CTL at the daily scale will thus mainly indicate the impact of a different SST on the atmospheric field. This different SST comes from both coupling effects and long-term biases in the model (Sevault et al., 2014; Lebeaupin Brossier et al., 2015), in addition to the monthly SST update in ALADIN. As illustrated by Fig. 5.3, WDCPL and WRCPL show quite different biases and are

Name	Simulation	Atmosphere	SST	SST update	surface	time span
ALADIN	ALCTL	ALADIN (50km)	ERA-interim (80km)	monthly	ISBA	1989-2012
	ALCPL	ALADIN (50km)	NEMO-MED8 (9-12km)	daily	ISBA	1989-2012
WD	WDCTL	WRF (20km)	ERA-interim (80km)	daily	DIFF	1989-2008
	WDCPL	WRF (20km)	NEMO-MED12 (6-9km)	3 hourly	DIFF	1989-2008
	WDSMO	WRF (20km)	monthly smoo- thed CPL SST	6 hourly	DIFF	1989-2008
WR	WRCTL	WRF (20km)	ERA-interim (80km)	daily	RUC	1989-2012
	WRCPL	WRF (20km)	NEMO-MED12 (6-9km)	3 hourly	RUC	1989-2012
	WRSMO	WRF (20km)	monthly smoo- thed CPL SST	6 hourly	RUC	1989-2012

Table 5.1 *Summary of the different simulations used in the study and their configurations.*

therefore interesting to compare in the rest of the study. The comparison of CPL with SMO for MORCE will permit a more physical interpretation since differences arise only from coupling at the submonthly scale (e.g. strong wind bursts cooling the SST).

CNRM-RCSM4 simulations run from 1979 to 2012 but the period used in this study is 1989-2012. We will call them ALCPL for the coupled version and ALCTL for the version forced with the ERA-interim SST. MORCE is used with two soil schemes : RUC and DIFF. Each version of the model is run 3 times in CPL, CTL and SMO configurations. WRCPL, WRCTL and WRSMO are the versions with the RUC surface scheme from 1989 to 2012 and WDCPL, WDCTL and WDSMO are the versions with the DIFF surface scheme from 1989 to 2008. Table 5.1 sums up all the simulations used.

5.2.2 Gridded rain datasets

In order to evaluate the models in terms of extreme precipitation events in the 6 regions selected for this study (in section 5.3.1), different regional gridded datasets based on rain gauges were used and are presented hereafter. Table 5.2 shows which dataset was used for each region ;

SAFRAN (France)

SAFRAN is a precipitation analysis for continental France that uses an optimal interpolation method. One of the main features of SAFRAN is that the analyses are

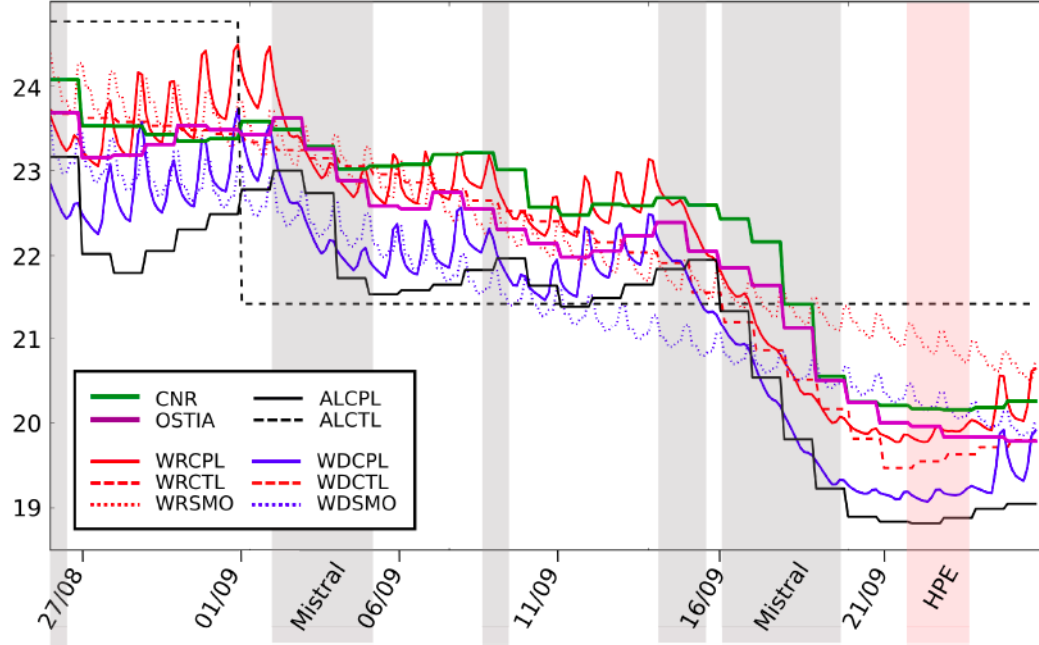


Fig. 5.3 Averaged SST over the upstream region of the Cévennes which encompasses the Gulf of Lions and extends to the north of Sardinia for the year 1994 and the month preceding the heavy precipitation event (HPE) studied by [Berthou et al. \(2014\)](#). Periods of strong northerly (Mistral) and westerly (Tramontane) wind events are highlighted in grey, the HPE period is highlighted in red.

Region	Gridded dataset used	Resolution	Period of interest covered
Valencia	Spain02	25 km	01/01-1989 to 31/12/2010
Cévennes	SAFRAN	8 km	01/01/1989 to 31/07/2010
Liguria	Alps dataset	5 km	01/01-1989 to 31/12/2008
Central Italy	E-OBS	25 km	01/01-1989 to 31/12/2012
Calabria	E-OBS	25 km	01/01-1989 to 31/12/2012
Northeastern Italy	Alps dataset	5 km	01/01-1989 to 31/12/2008

Table 5.2 Summary of the different gridded rain datasets used in the study.

performed over climatically homogeneous zones, which are areas of irregular shape covering a surface usually smaller than 1000 km² and where the horizontal climatic gradients (especially for precipitation) are weak. SAFRAN estimates one value of each parameter for each zone at several altitude levels. Within the zone, analyzed parameters depend only on elevation and aspect. First, SAFRAN performs a quality control of the observations. This is an iterative procedure based on the comparison between observed and analyzed quantities at the observation location. There were 3675 measurement stations for 2004/05. The precipitation analysis is performed daily at 0600 UTC, to include in the analysis the numerous rain gauges that measure precipitation on a daily basis (in particular in the climatological and snow networks). The first guess is a very simple and constant field. An hourly separation is then performed but in this study we use the daily precipitation amount. Further description can be found in [Quintana-Seguí et al. \(2008\)](#).

Alps dataset

The Alpine rain gauge dataset typically comprises 5500 observations on any day of the period 1971-2008. The analysis is based on a first guess for a day that is the long-term mean precipitation (period 1971-1990) of the relevant calendar month. The precipitation-elevation relationship is calculated locally and taken into account in this first guess. Then, an anomaly is computed for every grid point using the stations located within a radius that depends on the station density. It can be up to 60 km from the grid point. The dataset has a 5 km resolution but its effective resolution is closer to 10-15 km. The dataset is provided by the Federal Office of Meteorology and Climatology MeteoSwiss. Further description can be found in [Isotta et al. \(2014\)](#).

Spain02

Spain02 is a high-resolution (0.2°) daily precipitation gridded dataset developed for peninsular Spain and the Balearic islands using 2756 quality-controlled stations over the time period from 1971 to 2010 ([Herrera et al., 2012](#)). The grid was produced applying the kriging method in a two-step process. First, the occurrence was interpolated using a binary kriging and, in a second step, the amounts were interpolated by applying ordinary kriging to the occurrence outcomes. The elevation is not explicitly included in the development of the dataset because the available dense gauge network appropriately represents the orography corresponding to the 0.2° grid. Explicit comparison with E-OBS dataset shows the better performance in terms of amount and spatial distribution of Spain02 to capture extreme events, especially in the region of Valencia ([Herrera et al., 2012](#)).

E-OBS

The ECA&D project called E-OBS integrates data for 62 countries at 4823 meteorological stations throughout Europe and the Mediterranean area. The gridded dataset is produced with a horizontal resolution of 0.25° by 0.25°. [Haylock et al. \(2008\)](#) describe the method used to compute the gridded product : it is a three-step process of interpolation. First the monthly precipitation totals are interpolated using three-dimensional

thin-plate splines, then the daily anomalies are interpolated using indicator and universal kriging and finally the monthly and daily estimates are combined.

This dataset covers the whole of Europe but uses a coarser spatial density of stations than the gridded products presented before. It is therefore used for the two regions in Italy which are not covered by the other datasets : Calabria and Central Italy. Only 2 stations are located in Calabria at the eastern edge of the region and 5 stations are used for Central Italy.

5.2.3 SST datasets

These SST products are built with satellite and in-situ observations and are used for comparison with the SST produced by the coupled models, with a focus on submonthly variations of SST (section 5.3.2 and section 5.5).

CNR SST

The first dataset covering the whole period 1989-2012 in SST of the Western Mediterranean basin is the one computed by the CNR-ISAC-GOS (Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Scienze dell'Atmosfera e del Clima - Gruppo di Oceanografia da Satellite, Italy) (CNR-ISAC-GOS REP L4, described in [Buongiorno Nardelli et al. \(2014\)](#)). We will name it CNR SST. The data corresponds to daily (night-time) gridded optimally interpolated satellite estimates of the foundation SST over the Mediterranean, based on AVHRR Pathfinder Version 5.2 (PFV52). The interpolation is done on the original Pathfinder grid (at 4 km x 4 km spatial resolution). The SST analysis is then obtained as a linear combination of the observations, weighted directly with their correlation to the interpolation point and inversely with their cross-correlation and measurement error. The chosen scheme uses a daily decadal climatology as first guess (built from the entire PFV52 dataset), and a covariance model that assumes spatially varying parameters. The input data is selected only within a limited sub-domain (within a space-time influential radius), namely within a temporal window of ten days and a spatial influential radius ranging between 300 and 900 km.

OSTIA SST

The OSTIA global Sea Surface Temperature Reanalysis product provides daily gap-free maps of foundation sea surface temperature at $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ horizontal resolution, using in-situ and satellite data from infra-red radiometers. Satellite data are provided by the Pathfinder AVHRR project and reprocessed (A)ATSR data from 1985 to 2007, together with MetOp satellites, SEVIRI, GOES-East, TMI, IASI after 2007. In-situ observations come from the ICOADS data-set (drifters, ships, moored buoy). These observations may not be very numerous in the Mediterranean. Moreover, a bias correction on the observations is performed using ATSR-2/AATSR data as a key component. To provide the final SST analysis, a multi-scale optimal interpolation (OI) is performed using the previous analysis as the basis for a first guess field for the reanalyses before 2007 and using the previous analysis with a slight relaxation to climatology after. It is run daily at 06 UTC using data from a 36-h period using two error correlation scales, 10 and 100 km, which vary depending on the region and the input data. When compared

to in situ observations in the Mediterranean, mean difference is 0.11°C and standard deviation is 0.89°C which is the worst score for all the OSTIA regions covered. Further information is provided by [Roberts-Jones et al. \(2012\)](#); [Donlon et al. \(2011\)](#).

ERA-interim

ERA-Interim SST is not homogeneous in time : from January 1989 to June 2001, NCEP 2D-Var sea surface temperature (NCEP 2D-Var) is used. From July 2001 to December 2001, NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature v2 (NCEP OISST v2) is used. From January 2002 to January 2009 NCEP Real-Time Global sea surface temperature (NCEP RTG) is used. Finally, OSTIA is used from 2009 to 2012 ([Dee et al., 2011](#)).

5.3 Evaluation of the models

Since this study focuses on the effects of submonthly variations of SST on HPEs, it is necessary to first give an evaluation of the representation of both phenomena in the RCMs compared to the available gridded datasets.

5.3.1 Selection and representation of heavy precipitation events

Six regions were selected for the study (Fig. 5.2) and we therefore chose a simple way to give an evaluation of the models. A more thorough analysis is provided for the south of France in [Colin and Déqué \(2012\)](#) for ALCTL. Time series of the spatial maximum of daily precipitation (from 0600 UTC to 0600 UTC) within each region were first computed. A threshold was then defined in the temporal series of spatial maxima to get the largest daily precipitation events that occurred in every simulation for the time period from 01/01/1989 to the end of the simulation. For the events exceeding the precipitation threshold for a number of consecutive days, only the day with the maximum precipitation was selected. 30 events were selected for ALCPL and WRCPL simulations which end on 12/31/2012 and 25 for WDCPL which ends on 12/31/2008 so that the number of events is 1.25 per year. The gridded datasets described in section 5.2.2 were regridded on each model grid by bilinear interpolation. Table 5.3 shows the thresholds that were chosen for the simulated precipitation and the gridded precipitation datasets. One threshold was chosen for every set of simulations so that the CPL simulation contains 30 events.

The main conclusion is that for the regions where the model is compared with gridded products based on a high density network of rain gauges, i.e. Valencia, Cévennes, Northeastern Italy and Liguria, both models underestimate extreme precipitation even when the gridded precipitation has been regridded at the model resolution. This shows that many small-scale processes enhancing precipitation during heavy rain events are missing in regional climate models, probably due to a lack of resolution of topography and a lack of representation of small-scale effects ([Déqué and Somot, 2008](#); [Prein et al., 2013](#); [Harader et al., 2015](#)) such as convective cold pools ([Ducrocq et al., 2008](#)). The amount of rain in Valencia is better represented with an underestimation of 30% for ALCPL and an overestimation by 15% by WRCPL. On the contrary, Northeastern

	Cévennes	Valencia	Calabria	Central Italy	NE Italy	Liguria
ALCPL	62	40	54	47	66	57
dataset 50km	117	56	26	36	119	91
WRCPL	114	90	100	81	103	90
dataset 20km	138	78	31	42	175	147

Table 5.3 *Threshold (mm day^{-1}) used in simulations and in the gridded precipitation dataset to select the extreme rain events.*

Italy shows the largest differences, with the model thresholds being respectively 55% and 58% of the dataset thresholds. Small-scale processes seem to have a greater impact on precipitation in this region, maybe because of its steeper orography, smoothed by the model. Regarding Calabria and Central Italy, the E-OBS dataset is based on a few rain gauges and unlike in the other regions, the threshold in the dataset is lower than in both models. [Flaounas et al. \(2012\)](#) showed that E-OBS underestimates station rainfall extremes by 20 to 60 mm in coastal stations located in southern France. It is highly possible that this is also what is observed here.

A great advantage of nudged simulations is that the chronology of ERA-interim is well respected and the downscaled HPEs can be dated. Table 5.4 shows the hit rates (HR) of the different simulations. The hit rate is calculated as the ratio of the number of events represented by the model and recorded in the reference dataset to the total number of events in the reference dataset. The target value of the hit rate is 1, meaning that all the observed events are captured by the model.

The simulations show a hit rate larger than 0.4 for every region except Liguria for the comparison with high quality datasets. The events that were not captured by the models might be the ones with local triggering mechanisms such as triggering in a convective boundary layer, that can happen rather randomly or may be the events maintained by local mechanisms such as cold pools smaller than the grid point or local complex topography that are not represented in the models. The poor performance of the models in Liguria suggests that this kind of event may be dominant in this region, however we did not investigate this further. Again in Calabria (HR around 0.3) and even more in Central Italy (HR around 0.2), the scores are low but it is hard to attribute these deficiencies to the models or to the dataset since the dataset shows a lower threshold than the model and may not capture all the extreme events happening in these regions due to a low density of rain gauges. [Flaounas et al. \(2012\)](#) also show that the rainy days are not the same between E-OBS and independent rain gauges, which suggests low reliability in the selection of extreme events in these regions using E-OBS.

Moreover, it is also worth knowing whether or not the events that are identified as extreme in the models but not in the dataset are still HPEs. Table 5.5 shows the percentage of events represented by the model that are among the 100 largest events in the reference dataset. The scores larger than 70% and up to 88% show that most

	Cévennes	Valencia	Calabria	Central Italy	NE Italy	Liguria
WRCPL	0.48	0.46	0.23	0.25	0.44	0.18
WRCTL	0.44	0.48	0.20	0.30	0.44	0.18
ALCPL	0.41	0.41	0.27	0.30	0.48	0.24
ALCTL	0.47	0.42	0.23	0.36	0.41	0.20

Table 5.4 *Hit rate for every simulation between the 30 heaviest precipitation events in the simulation and the 30 heaviest precipitation events in the precipitation dataset regridded at each model resolution.*

	Cévennes	Valencia	Calabria	Central Italy	NE Italy	Liguria
WRCPL	88	81	47	41	87	41
WRCTL	88	77	43	45	82	45
ALCPL	85	70	39	53	71	39
ALCTL	81	69	52	41	70	34

Table 5.5 *Ratio of events represented by the model that are among the 100 largest events in the reference dataset*

of the events that the models represent are actually events when intense precipitation occurred. In these regions, we can consider that regional climate models are good enough for the study of heavy rain events. Liguria is the only region where the models do not seem to be able to represent extreme rain events correctly. Calabria and Central Italy also show weak results but it is not clear whether the errors comes from the models or from the dataset. Therefore, Calabria and Central Italy will be retained but Liguria will not be considered for the rest of the study.

5.3.2 Representation of the submonthly variations of SST

In the previous section, the heavy precipitation events were selected throughout the year. However, in the dataset, 78% of the selected events occur from September to December. In the models, this figure is 71% in WRCPL, 74% in WDCPL and 70% in ALCPL. Therefore, the submonthly variations of SST are shown for this period. However, it is important to keep in mind that even though intense wind events are more frequent in winter ([Chronis et al., 2011](#)), submonthly variations of SST are stronger when the thermocline in the ocean is stronger and closer to the surface in summer and weaker when the thermocline is weaker and deeper in winter. In Fig. 5.1, the root mean square (RMS) of the submonthly variations of SST is shown for each simulation or dataset. It is the RMS of the difference of the daily time series of SST and a monthly smoothed time series during the period 1989-2012. All the panels show that the Mistral and Tramontane bring the strongest submonthly variability in the Mediterranean, with mean submonthly variations up to 0.5-0.6°C in the Gulf of Lions and the French

Riviera. Such winds also influence the Tyrrhenian sea east of the strait of Bonifacio, where an intermittent cyclonic eddy is present. Oceanic circulation along the Iberian Peninsula coast together with Mistral effects can bring waters from the Gulf of Lions southward to the Balearic sea (Milot, 1999), leading to submonthly variability in this area. The Adriatic sea also shows mean variations as large as 0.4°C linked with the Bora wind. All other regions show submonthly variations of 0.3 to 0.4°C . To get an idea of the seasonal cycle, the submonthly variations of SST in the Gulf of Lions range from 1° in summer to 0.4° in winter (not shown).

The CNR dataset in Fig. 5.1a, which is a product especially designed for the Mediterranean sea, shows the strongest amplitude of submonthly variations among all the datasets (CNR, OSTIA and ERA-interim). It is stronger by 0.1°C compared to OSTIA (Fig. 5.1b) in all the considered regions and shows a thinner spatial structure than OSTIA, though the global pattern is similar. ERA-interim (Fig. 5.1e), used in all CTL simulations fails to capture the fine scale structure and the amplitude of the submonthly variations.

The two CPL simulations WRCPL (Fig. 5.1c) and ALCPL (Fig. 5.1d) show coherent spatial structures with OSTIA and CNR with the effect of Mistral/Tramontane, the Bora and Vandevoles. However, their intensity is closer to OSTIA than to CNR. They both seem to underestimate submonthly variations in the southern part of the Mediterranean, notably in the Ionian sea by 0.1 to 0.2°C . ALCPL shows better ability to reproduce the submonthly variations in the Gulf of Lions than WRCPL in this season.

Overall, the models perform reasonably well in representing both HPEs and submonthly variations of SST, and are a valuable tool to study the impact of submonthly variations of SST on heavy rain events.

5.4 Response of HPE to variations in SST

The approach used to identify whether or not the heaviest rain events in the simulations were sensitive to changes in the SST is to compare the different simulations that were run for each model. In fact, the nudging technique applied to the model allows the large scale fields above the boundary layer to respect the ERA-interim fields so that simulations with different surface conditions still have the same large scale fields but differ from the boundary layer response. Tables 5.4 and 5.5 confirm these results with similar hit rates between CTL and CPL simulations. In order to get synthetic indexes of SST and rain differences, the methodology developed in Berthou et al. (2014) is adopted. A zone of precipitation differences of 60000 to 65000 km^2 is defined around the zone where extreme events were selected for each region (blue boxes in Fig. 5.4). It corresponds to the zone encompassing most intense precipitation that occurred among the selected events as shown by the occurrences of precipitation greater than 50 mm (blue contours in Fig. 5.4).

Eq. (5.4.1) shows the calculation to define the I_{rain} index that measures precipitation difference between two simulations in the box previously defined. It is the spatial RMSE between two simulations in a certain zone and allows dipoles of precipitation differences not to each other cancel out.

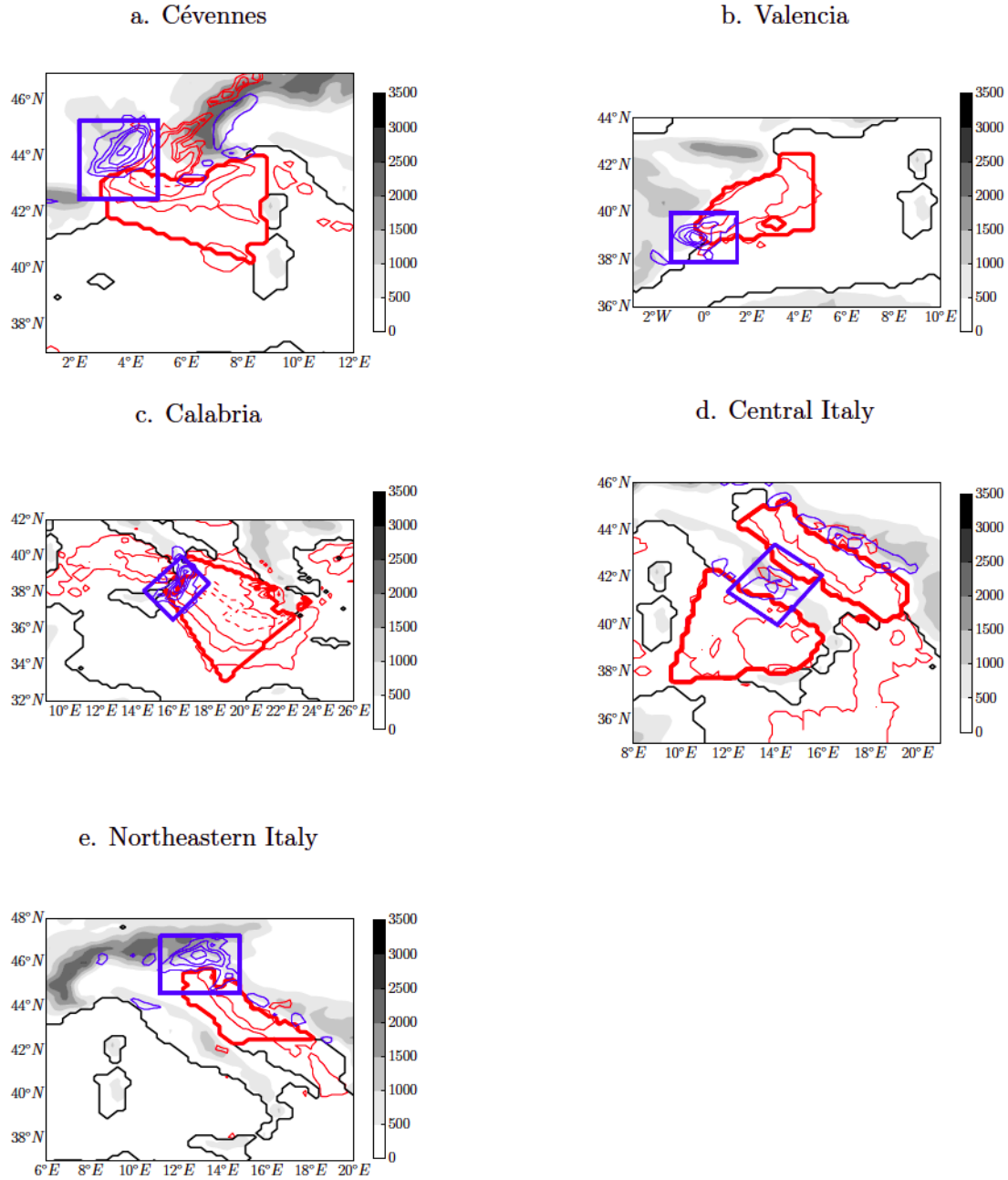


Fig. 5.4 Grey shading : orography (m). Blue contours : occurrences of daily rain greater than 50 mm among the selected events, contour every 5 occurrence. Red contours (resp. dashed red contours) : occurrences of mean surface wind larger than 10 m s^{-1} (resp. 15 m s^{-1}) among the selected events, contour every 5 occurrence, first contour for 15 occurrences. Total number of events is around 30 (selected with the thresholds presented in Table 5.3). The box in thick blue lines shows the zone selected for calculating the rain differences between simulations (I_{rain}) and the box in thick red lines shows the zone selected for calculating the SST differences between simulations ($IPSS$). Results are shown for WRCPL.

	Cévennes	Valencia	Calabria	Central Italy	NE Italy
WDCPL-WDSMO	0.89	0.79	0.67	0.16	0.51
WDCPL-WDCTL	0.60	0.69	0.71	0.26	0.11
ALCPL-ALCTL	0.71	0.61	0.82	0.16	0.10
WRCPL-WRSMO	0.62	0.68	0.41	0.38	0.31
WRCPL-WRFCTL	0.45	0.44	0.28	0.13	0.02

Table 5.6 Pearson correlation coefficients R calculated between relative i_{rain} and $IPSS$ ($^{\circ}C$) with $IPSS$ calculated on the different regions defined in Fig. 5.2. Statistically significant coefficients of correlation above 99% using a Student- t test are indicated with bold font.

$$I_{rain} = \sqrt{\delta P^2 Reg_{Precip}} \quad (5.4.1)$$

where δP represents the daily precipitation difference between two simulations (CPL-CTL or CPL-SMO) and Reg_{Precip} names the zone on which the spatial average is performed, i.e. the zone defined in blue in Fig. 5.4.

The same method is used for the SST in an area upstream of the precipitation event, defined as a function of the upstream low-level jets for each zone. The zones are shown in Fig. 5.4 with a thick red line. They are defined as the zones where most occurrences of winds larger than 10 m s^{-1} are located, i.e. where most low-level jets feeding the events are located. The longest dimensions of these zones are between 550 km and 800 km, which means a residence time in the zone of the order of 15 to 22 h with a low-level wind speed of 10 m s^{-1} . Flux differences between simulations can therefore be large and last for half a day under this low-level jet. Thus, the hypothesis based on the work of Berthou et al. (2014) is that these zones influence the low-level jet dynamics through the generation of pressure anomalies and stratification changes arising from changes in surface fluxes colocalised with SST changes. For Central Italy, either the zone in the Adriatic sea or in the Tyrrhenian sea (Fig. 5.4) is used depending on the direction of the incoming flow (in ALCPL about 60% and in WRCPL about 50% of the events come from the Adriatic sea).

In last section (Berthou et al., 2014), we showed the efficiency of taking a SST difference index as defined in Eq. (5.4.2). In fact, we showed that removing the convergence criteria did not reduce the correlation significativity as shown by Table 4.1.

$$IPSS = \sqrt{\delta SST^2 Reg_{SST}} \quad (5.4.2)$$

where δSST represents the mean daily SST differences on the day of the HPE between two simulations (CPL-CTL or CPL-SMO) and Reg_{SST} is the zone on which the average is performed, i.e. the zone outlined in red in Fig. 5.4.

Since these indexes are sensitive to the model resolution, the precipitation and SST fields of WRF at 20 km resolution were regridded on ALADIN grid at 50 km resolution before the calculations.

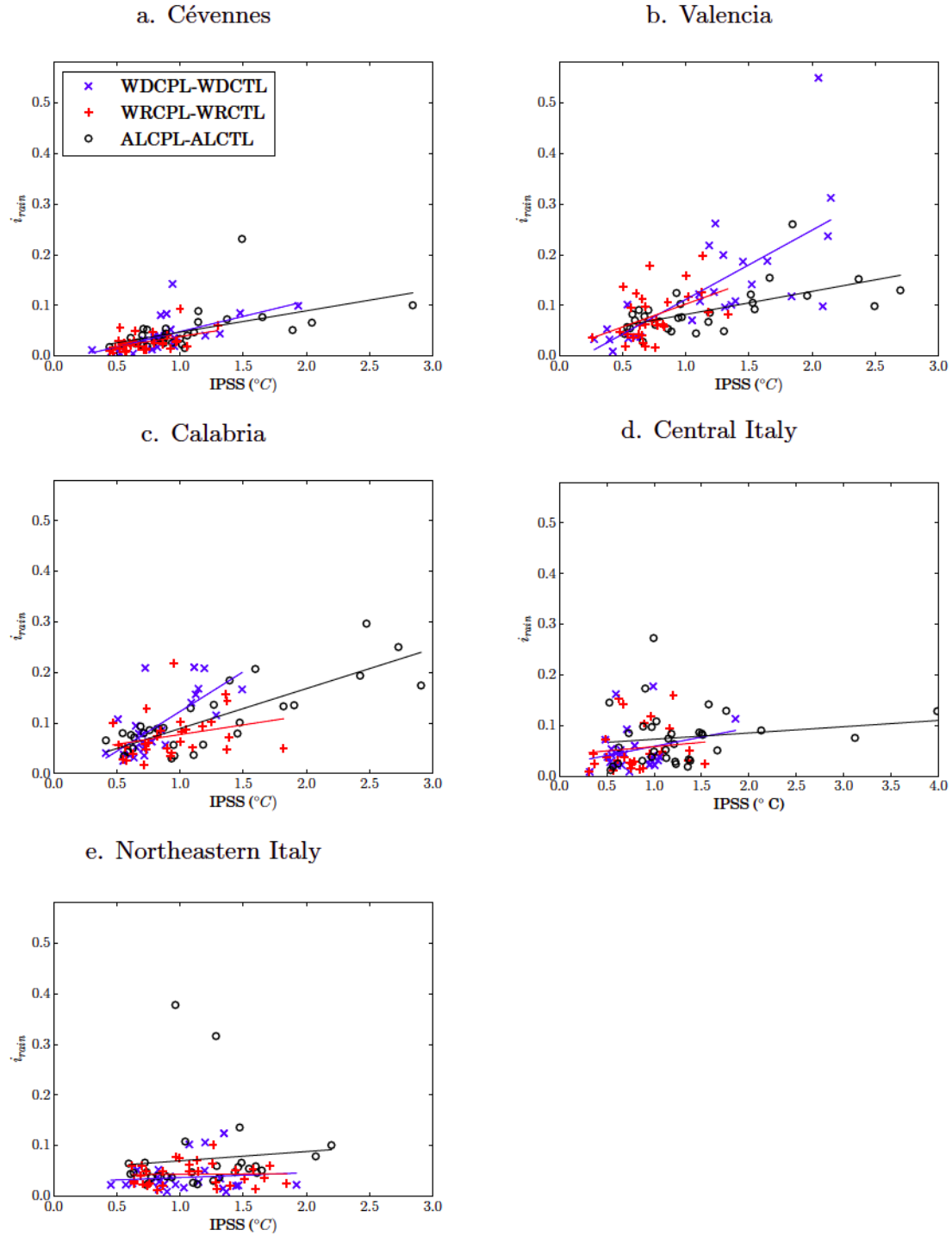


Fig. 5.5 Relative i_{rain} calculated for every event in the zone named above each panel and plotted against the index of SST differences in the corresponding SST zone for WDCPL-WDCTL (blue x crosses), WRCPL-WRCTL (red + crosses), ALCPL-ALCTL (black circles). Each cross is one event as selected in Table 5.3.

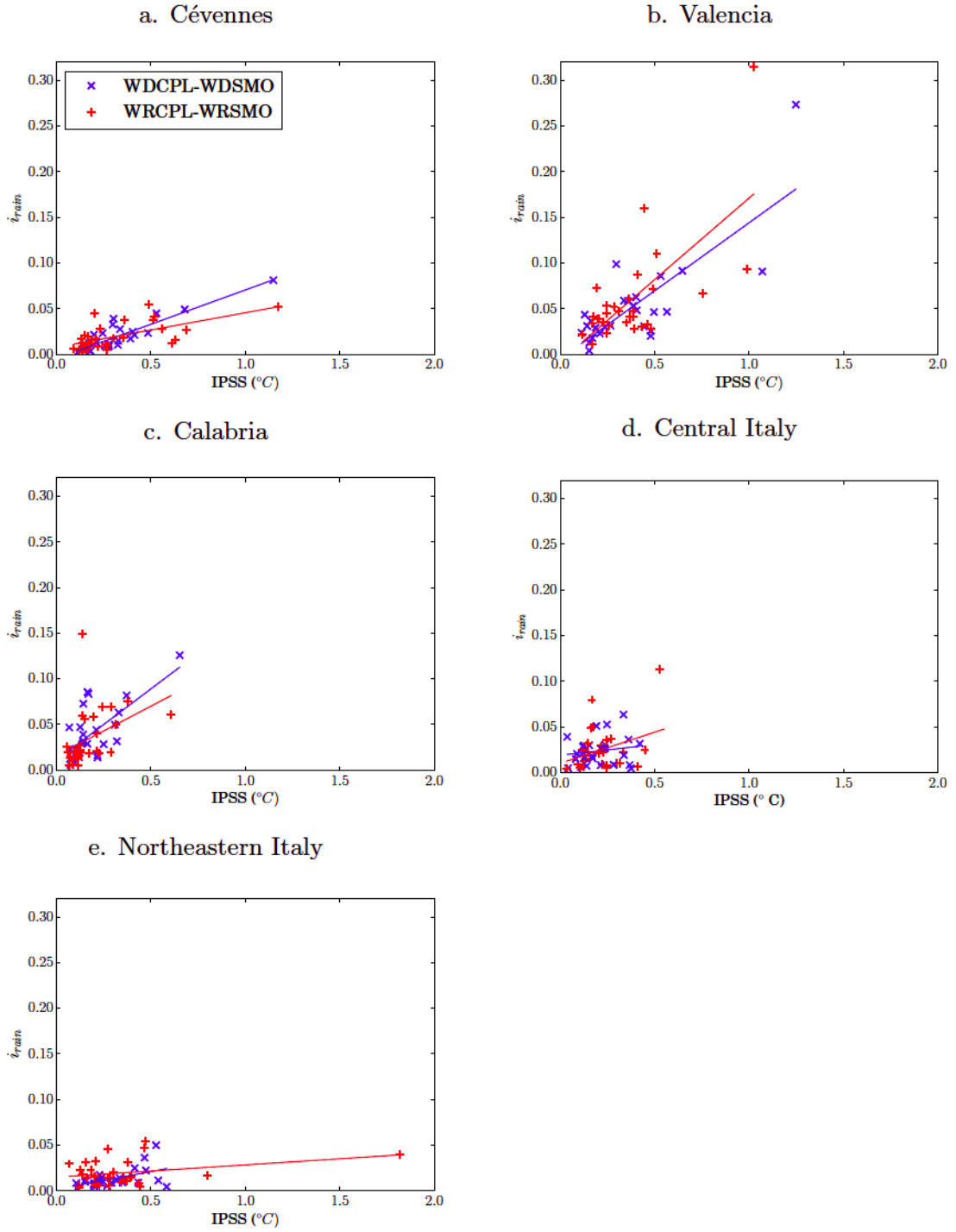


Fig. 5.6 Same as Fig. 5.5 for WDCPL-WDSMO (blue x crosses), WRCPL-WRSMO (red + crosses). Note the scale difference.

In Fig. 5.5 and Fig. 5.6, I_{rain} divided by P_{max} (the daily precipitation maximum in the rain box) is plotted against the IPSS. This relative I_{rain} (referred as i_{rain} from now on) allows the comparison between models which do not produce the same maximum precipitation intensity. Each cross is a single event for CPL-CTL in Fig. 5.5 and CPL-SMO in Fig. 5.6 respectively. The figures for the Cévennes (Fig. 5.5a and Fig. 5.6a) show similar results as in (Berthou et al., 2014) for WDCPL-WDCTL and WDCPL-WDSMO : the changes in precipitation amounts are proportional to the changes in SST in the model (the Pearson correlation coefficients are shown in Table 5.6). CPL-CTL (Fig. 5.5) shows changes of SST due to multiple effects, the dominant one being the different SST climatology between the coupled model and ERA-interim since the coupled model has no assimilation of observed SST. CPL-SMO (Fig. 5.6) shows the effect of SST changes arising from submonthly coupled effects (in this region, mainly changes due to Mistral and Tramontane winds blowing intermittently). These effects are weaker than changes of climatology (IPSS up to 1.2°C for CPL-SMO vs 2°C for CPL-CTL) but can still show a relative i_{rain} of 0.085. The empty black circles in Fig. 5.5, represent the relation between I_{rain} and IPSS for the difference ALCPL-ALCTL. This slope is also present and robust (Table 5.6) and it is similar to the WDCPL-WDCTL one (Fig. 5.5a). The same calculations for WRCPL-WRCTL show a less robust slope (Table 5.6) with smaller IPSS values due to smaller SST biases in the model for this region but the slope is still similar to WRCPL-WDCTL. It is worth noting at this point that SST biases in WDCPL are much larger than in WRCPL, allowing the examined statistical relationship to be extended to include larger IPSS values for the Cévennes and Valencia areas.

This study also extends the study carried out in Berthou et al. (2014) to other regions than the Cévennes. Fig. 5.5 and Table 5.6 show that linear relationships between IPSS and the relative i_{rain} are obtained by both models in Valencia and Calabria together with the Cévennes. Central Italy shows a more random sensitivity to IPSS. Fig. 5.4d shows the two zones used in Central Italy to calculate the IPSS : one in the Adriatic when the wind feeding the precipitation system comes from this region and one in the Tyrrhenian sea when the incoming low-level jet is westerly. The winds seem to be weaker in these zones (no more than 10 occurrences of wind larger than 15 m s^{-1}) compared to the other regions and there is no unique main path of the low-level jet for this region. Therefore, SST variations in these upstream zones may not have a direct effect on precipitation in Central Italy. SST changes in more remote areas may also be responsible for this non linear response of relative i_{rain} to IPSS. Northeastern Italy shows a weak sensitivity to SST changes in all models except for a few events. The upstream trajectory of the low level jet is mixed between land and sea due to the configuration of the region. Therefore, the Adriatic sea seems to have a weak effect on precipitation in most cases.

Looking specifically at the sensitivity of HPE to submonthly variations of SST in Fig. 5.6 using CPL-SMO, we can conclude from this study that the Cévennes, Valencia and Calabria show a robust relation between relative i_{rain} and IPSS. The slopes are stronger in Valencia and Calabria than in the Cévennes : an IPSS of 0.5°C leads to a relative i_{rain} of about 0.08 (against 0.04 for the Cévennes). Valencia is the region with the strongest IPSS and the strongest relative changes in precipitation (up to 0.30). Calabria, though presenting a similar slope, shows weaker IPSS in the Ionian

sea. In Central Italy, the relation is more random, as it was for CPL-CTL, maybe due to the effect of remote SST areas. Northeastern Italy shows very weak sensitivity of precipitation to SST submonthly variations.

Sensitivity of the results to the choice of boxes was tested for the Cévennes region in Berthou et al. (2014) and the relationship was shown to be robust for locations of the SST box down to the Baleric Islands. Several tests on the shape of precipitation and SST zones within the regions where they are defined were done with no loss of robustness in the relationship (not shown).

The events were selected throughout the year with no preferable season, though more than 70% occur from September to December. There is no evident difference of sensitivity to the SST between events in different seasons : less numerous, the points out of the main season are no outliers in the plots (not shown).

5.4.1 Wind changes are mainly responsible for precipitation changes

Changes in moisture convergence.

Berthou et al. (2014, 2015) showed in two case studies that the mechanisms linking SST differences to precipitation differences did not come directly from changes in the air moisture that could change the precipitation amount but from changes in the wind dynamics that were responsible for the convergence of moisture. Three mechanisms were highlighted : changes in SST imply changes in surface fluxes under the low-level jet, which results in convergence of temperature anomalies, themselves responsible for pressure anomalies in the convergence zone that can shift the place of this convergence zone where precipitation occur. The two other mechanisms are linked with changes in stratification of the incoming flow. This can change the intensity of the flow deviation by high orography. Changes in stratification can also change the dynamics of the low-level convergence, that can also be shifted through this mechanism. These mechanisms were highlighted for case studies in the Cévennes region but the results of this study (other regions also present similar linear relationships between changes in rain and changes in SST in the upstream region) raises the question of whether or not changes in precipitation are also explained by wind changes rather than by changes of the moisture content of the low-level jet in all regions and models.

To answer this question, we computed the low-level moisture convergence in the precipitation zone as such :

$$M_{cvg}^X = -\nabla(\mathbf{u}_X Q_X) \quad (5.4.3)$$

where X stands for the simulation name (CPL or CTL), $\mathbf{u}$ is the daily-mean vector of near-surface horizontal wind, Q is the daily-mean near-surface specific humidity field. Then, the same kind of index is computed as for the rain or SST :

$$I_M = \sqrt{(M_{cvg}^{CPL} - M_{cvg}^{CTL})^2}^{Reg_{SST}} \quad (5.4.4)$$

This I_M shows the amount of difference in moisture convergence between the two simulations CPL and CTL.

In order to identify whether or not changes in moisture or changes in the wind are the dominant part of the changes in the moisture convergence, we compute M_{cvg} while

		Cévennes	Valencia	Calabria	Central Italy	NE Italy
$\overline{U_{chg}}$	WDCPL-WDCTL	0.86 (0.11)	0.95 (0.07)	0.92 (0.05)	0.96 (0.03)	0.86 (0.13)
$\overline{Q_{chg}}$	WDCPL-WDCTL	0.32 (0.16)	0.23 (0.10)	0.21 (0.07)	0.22 (0.09)	0.32 (0.18)
$\overline{U_{chg}}$	WRCPL-WRCTL	0.84 (0.12)	0.95 (0.04)	0.93 (0.05)	0.94 (0.05)	0.91 (0.07)
$\overline{Q_{chg}}$	WRCPL-WRCTL	0.39 (0.14)	0.23 (0.09)	0.19 (0.07)	0.28 (0.12)	0.30 (0.15)
$\overline{U_{chg}}$	ALCPL-ALCTL	0.88 (0.10)	0.90 (0.06)	0.90 (0.08)	1.02 (0.18)	0.87 (0.12)
$\overline{Q_{chg}}$	ALCPL-ALCTL	0.28 (0.12)	0.30 (0.13)	0.29 (0.14)	0.38 (0.21)	0.28 (0.16)

Table 5.7 Mean (and standard deviation) of U_{change} and Q_{change} as defined by equations Eq. (5.4.9) and Eq. (5.4.10).

keeping one of the fields : $\mathbf{u}$ or Q from the CTL simulation :

$$MQ = -\nabla(\mathbf{u}_{CTL}Q_{CPL}) \quad (5.4.5)$$

$$MU = -\nabla(\mathbf{u}_{CPL}Q_{CTL}) \quad (5.4.6)$$

From these two new variables, we compute two new indexes :

$$IU = \sqrt{(M_{cvg}^{CPL} - MQ)^2}^{Reg_{SST}} \quad (5.4.7)$$

$$IQ = \sqrt{(M_{cvg}^{CPL} - MU)^2}^{Reg_{SST}} \quad (5.4.8)$$

These two indexes show the intensity of the moisture convergence change when only the wind field changes (IU) or when only the moisture field changes (IQ). Finally, these ratios are calculated :

$$U_{chg} = IU/I_M \quad (5.4.9)$$

$$Q_{chg} = IQ/I_M \quad (5.4.10)$$

The closer to 1 that these ratios are, the larger their contribution to changes in the moisture convergence field between CPL and CTL is. Table 5.7 shows that in all the regions and for both models, U_{change} is close to 0.9 while Q_{change} is closer to 0.20-0.30. This means that the changes in moisture convergence are clearly linked with wind changes in WRF and ALADIN models rather than to moisture changes in the lower atmosphere. From this, we can infer that the precipitation changes are most probably caused by wind changes than moisture changes in all the regions for WRF and ALADIN, which is consistent with the mechanisms identified in Berthou et al. (2015).

Table 5.8 further explains why the rain differences arise from wind changes rather than moisture changes. Near-surface relative humidity in the upstream region above the sea reaches values greater than 75%. This is in line with the 10 cases studied by Duffourg and Ducrocq (2011) in the Cévennes and is common to all the regions studied.

	Cévennes	Valencia	Calabria	Central Italy	NE Italy
WDCPL	85 (5)	81 (8)	78 (4)	81 (6)	81 (6)
WRCPL	83 (4)	79 (6)	79 (5)	77 (5)	80 (6)

Table 5.8 Mean 2m relative humidity (and standard deviation) (%) in the SST upstream zone (%)

The air is already almost saturated with moisture and the moisture fluxes occurring in this zone do not change the moisture content leading to precipitation much. The wind changes are most probably linked with temperature changes.

Changes in surface heat fluxes. We now investigate the surface heat fluxes in order to know which ones are responsible for temperature changes which then lead to wind changes. Table 5.9 shows the daily mean and standard deviation of surface heat fluxes for each zone. Even though the relative humidity is high, latent heat fluxes are always larger than sensible heat fluxes by at least a factor of 3. The Cévennes show the lowest mean latent heat fluxes (82 W m^{-2}), consistent with the largest mean near-surface relative humidity. Calabria shows the largest mean latent heat fluxes (207 W m^{-2}) consistent with the lowest relative humidity and strongest winds as shown by the 15 m s^{-1} occurrence contour in Fig. 5.4. Note that these fluxes are much weaker than heat fluxes occurring with the Mistral blowing from the continent over the ocean which can be larger than 500 W m^{-2} (Lebeaupin Brossier and Drobinski, 2009). In order to assess the changes in surface heat flux, a similar index as the ones for precipitation and SST is calculated : the spatial RMSE of the mean daily heat fluxes between CPL and CTL on the one hand and between CPL and SMO on the other, called I_{LH} for the latent heat flux and I_{SH} for the sensible heat flux. Fig. 5.7 and Fig. 5.8 show the results for their absolute value. In both differences, between CPL and CTL and CPL and SMO, changes in latent heat fluxes dominate the response to IPSS with a slope between I_{LH} and IPSS about 4 times larger than between I_{SH} and IPSS in all cases. Table 5.10 shows the robust relationship between I_{LH} and IPSS (slopes are not as robust for I_{SH} , not shown), confirming the leading role of latent heat flux in the relationship between rain changes and SST changes. Moreover, it shows that for Central Italy and Northeastern Italy, a robust relationship of the latent heat flux to the IPSS is also found whereas no robust relationship is found between i_{rain} and IPSS. In the case of Northeastern Italy, the slope is actually weaker than in other regions. In this region, these weaker flux differences leading to temperature differences do not seem to be strong enough to lead to significant precipitation differences. In the case of Central Italy, the slope between I_{LH} and IPSS is similar to Valencia. The SST differences of the coasts of Central Italy have a similar effect on heat fluxes as in Valencia but these changes in the heat fluxes do not linearly impact the precipitation events over Central Italy as discussed before.

The Cévennes show weaker fluxes and weaker sensitivity of latent fluxes to the IPSS, probably leading to the weaker sensitivity of precipitation changes to IPSS compared

	Cévennes	Valencia	Calabria	Central Italy	NE Italy
WDCPL SH	8 (25)	49 (38)	47 (40)	49 (93)	8 (19)
WDCPL LH	88 (39)	192 (84)	229 (79)	173 (120)	111 (53)
WRCPL SH	3 (23)	43 (38)	41 (37)	30 (47)	1.7 (16)
WRCPL LH	82 (39)	187 (84)	207 (77)	158 (83)	102 (55)

Table 5.9 Mean (and standard deviation) of LH and SH in the SST upstream zone (W m^{-2})

	Cévennes	Valencia	Calabria	Central Italy	NE Italy
WDCPL-WDSMO	0.95	0.95	0.94	0.71	0.68
WDCPL-WDCTL	0.90	0.83	0.68	0.88	0.58
WRCPL-WRSMO	0.94	0.87	0.91	0.85	0.77
WRCPL-WRCTL	0.40	0.39	0.49	0.86	0.45

Table 5.10 Pearson correlation coefficients R calculated between I_{LH} (W m^{-2}) and IPSS ($^{\circ}\text{C}$). Statistically significant coefficients of correlation above 99% using a Student- t test are indicated with bold font.

to Valencia and Calabria. Calabria and Valencia show similar sensitivity of I_{LH} to the IPSS and of I_{rain} to the IPSS.

5.5 Quality and use of the IPSS without CPL-SMO simulations for the precipitation

5.5.1 IPSS in datasets based on observations

In the previous section, we investigated the effect of both CPL-CTL and CPL-SMO differences. The aim of examining the CPL-CTL difference was to investigate the effect of changes of SST that can be quite large (up to IPSS of 4.0°C for ALADIN and up to 2.1°C for WRF for single events) on precipitation. However, those differences are not easy to discuss physically since they arise from the monthly update of CTL SST for ALADIN, from the climate models biases that accumulate over the long term and also from the proper coupling effects of the atmosphere with the ocean. These simulations were useful in assessing the impact of relatively large changes of SST on heavy rain. However, the SMO simulations were computed to get physically relevant SST differences that do arise from the coupling of the atmosphere with the ocean at temporal scales smaller than a month. However, it is legitimate to wonder if variations of SST at submonthly time scales are realistic. Section 5.3 has shown a good ability of the models to represent the September to December climatological spatial distribution of submonthly variations of SST, though they tend to underestimate the intensity

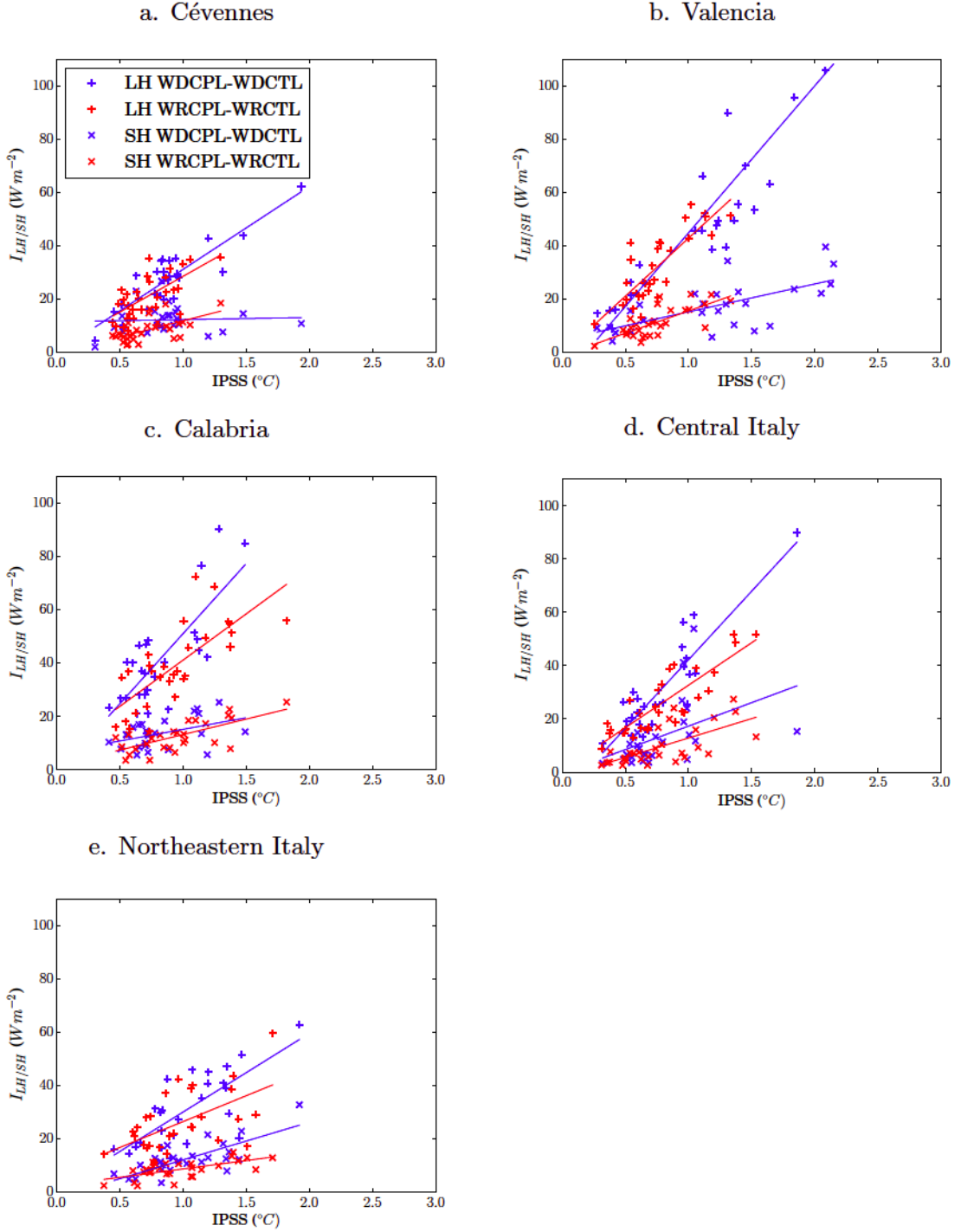


Fig. 5.7 Indexes of latent (I_{LH} , + crosses) and sensible (I_{SH} , x crosses) heat flux differences calculated for every event (one cross is one event) in the zone named above each panel and plotted against the IPSS in the corresponding SST zone for WDCPL-WDCTL (blue crosses) and WRCPL-WRCTL (red crosses). Each cross is one event as selected in Table 5.3.

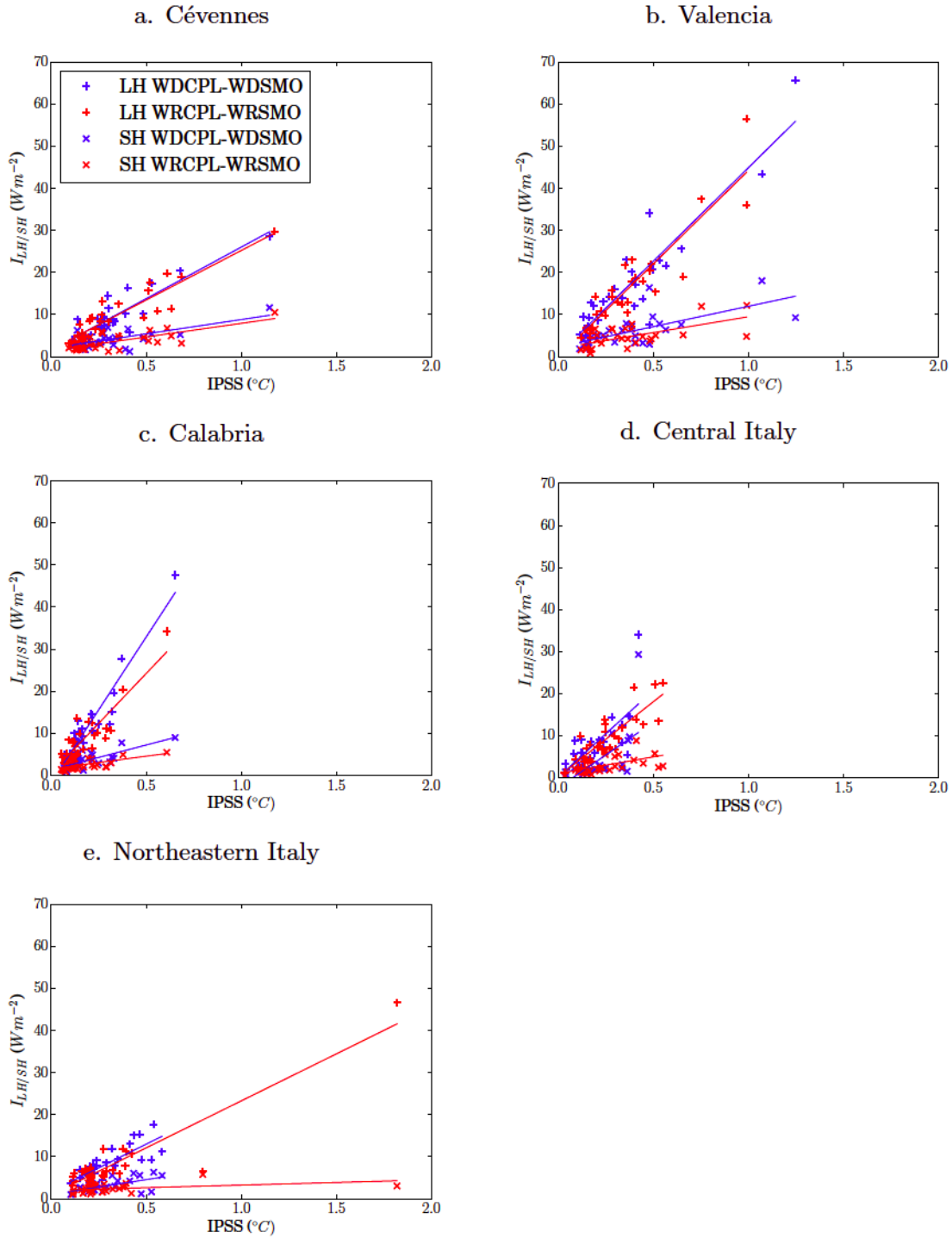


Fig. 5.8 Same as Fig. 5.7 for WDCPL-WDSMO and WRCPL-WRSMO. Note the The scale is different.

especially compared to the CNR dataset. The aim of this section is to check if the models are able to reproduce the submonthly variations of SST when HPEs occur. If it is the case, we can build an IPSS index with the observations in the regions of interest to evaluate when submonthly coupling can impact heavy precipitation events.

Two products of optimal interpolation, a global one (OSTIA SST) and a regional one (CNR SST), are used for the comparison with the models (section 5.2.3). The IPSS is calculated for each dataset in the same way that the IPSS for the CPL-SMO simulation is computed. First, the time series of SST is smoothed over a month around the event date. Then, the IPSS is computed in this way :

$$IPSS_{dt} = \sqrt{(SST_{dt} - [SST_{dt}]^{mth})^2}^{Reg_{SST}} \quad (5.5.1)$$

where “dt” stands for OSTIA or CNR dataset and $[-]^{mth}$ shows the 31 day average centered on the day of the event. These “observed” IPSS can then be compared with the simulated IPSS. There is no SMO simulation for ALADIN but such IPSS can also be calculated in the way described by Eq. (5.5.1) from the ALADIN CPL SST. It is equivalent to the IPSS calculated between CPL and SMO simulations. Fig. 5.9 and Table 5.11 show the IPSS comparison.

The Cévennes upstream region shows good agreement in IPSS between both datasets and between WD and the datasets (Fig. 5.9a). Table 5.11 confirms the results, with high correlation coefficients for ALADIN (0.78-0.79), WR (0.77-0.84) and WD (0.75-0.84). Therefore, we can be more confident in the results for the Cévennes : WD and WR are able to reproduce quite well the variations of SST due to Mistral/Tramontane winds and to the recovery of the ocean mixed layer after such episodes in the Gulf of Lions and down to Sardinia.

In the upstream region of Valencia, the agreement between CNR and OSTIA datasets is not as good with correlations of 0.65-0.75. The correlations between models and datasets are also of the same order. However, the correlations are still significant : we can conclude that the models are also able to represent submonthly variations linked to the Cierzo and Mistral/Tramontane in this region, although the conclusion is not as strong as in the Cévennes upstream region.

The Calabria upstream region shows weaker variations in the model and in the datasets : most of the data is confined below 0.5°C in Fig. 5.9c. The effects of the Gregale and Sirocco seem to be weaker on SST submonthly variations. However, we showed in the previous part that such variations were strong enough in this region to generate rain anomalies. Table 5.11 shows that the correlation between CNR and OSTIA is not strong in this region (between 0.32 and 0.62 among the three sets of events). The models also agree less with the datasets. WDCPL shows better agreement with OSTIA while ALCPL agrees better with CNR. Fig. 5.9 shows that WDCPL tends to underestimate submonthly variations by 0.1 to 0.5°C in the region compared to the datasets, with larger underestimation compared to CNR. It is hard to evaluate the submonthly variations of models with such disagreement among the datasets. However, these regions should deserve particular attention regarding the impact that SST has on HPEs in RCMs.

The IPSS in Central Italy is calculated either with the box in the Adriatic or in the Tyrrhenian sea depending on the direction of the incoming flow (Fig. 5.4). The models show reasonable agreement with the datasets. So do the datasets together.

	Cévennes	Valencia	Calabria	Central Italy	NE Italy
OSTIA-WDCPL	0.84 (0.93)	0.50 (0.38)	0.71 (0.83)	0.66 (0.67)	0.34 (0.42)
CNR-WDCPL	0.75 (0.90)	0.58 (0.40)	0.49 (0.77)	0.84 (0.78)	0.26 (0.36)
OSTIA-CNR	0.90 (0.98)	0.76 (0.68)	0.62 (0.84)	0.71 (0.65)	0.10 (0.12)
OSTIA-WRCPL	0.84 (0.94)	0.56 (0.57)	0.59 (0.83)	0.71 (1.13)	0.87 (0.98)
CNR-WRCPL	0.77 (1.05)	0.58 (0.47)	0.60 (0.85)	0.86 (1.08)	0.83 (0.86)
OSTIA-CNR	0.91 (1.12)	0.64 (0.50)	0.50 (0.50)	0.83 (0.79)	0.84 (0.78)
OSTIA-ALCPL	0.79 (0.65)	0.55 (0.65)	0.24 (0.31)	0.74 (0.53)	0.35 (0.51)
CNR-ALCPL	0.78 (0.76)	0.62 (0.70)	0.61 (0.87)	0.84 (0.59)	0.53 (0.72)
OSTIA-CNR	0.87 (1.03)	0.65 (0.63)	0.32 (0.35)	0.74 (0.73)	0.50 (0.47)

Table 5.11 *Pearson correlation coefficients R (and slope) for the submonthly variability between (1) OSTIA product vs the model (WDCPL, WRCPL or ALCPL), (2) CNR product vs the model and (3) the two products based on observations. Statistically significant coefficients of correlation above 99% using a Student- t test are indicated with bold font.*

The IPSS of Northeastern Italy computed over the Adriatic sea shows a weak agreement between OSTIA and CNR (0.10) for WDCPL. The very strong Pearson correlation coefficient for WRCPL is again given by one outlier with an IPSS of 1.9°C . Once removed, the correlation is very weak (below 0.16) between the datasets and between the model and each dataset. ALADIN shows better agreement but it is still not very conclusive. We can infer from these results that the submonthly variations of SST in the Adriatic sea are very variable among the datasets and the models, so that no proper agreement is reached, either between the datasets or between each model and each dataset. However, this is not critical for HPEs since they are weakly sensitive to those variations (Fig. 5.5e).

5.5.2 Which HyMeX SOP1 events were sensitive to submonthly air-sea coupling ?

This article allowed us to identify three regions among the six HyMeX regions most hit during HyMeX SOP 1 that are sensitive to SST changes in the upstream region where the low-level jets feeding the event blow : the Cévennes, Valencia and Calabria. Now that a relationship has been built between I_{rain}/P_{max} and IPSS, and now that this IPSS for submonthly variations of SST is comparable between different datasets, we can use both WRCPL and ALCPL simulations together with CNR and OSTIA optimal interpolation products to give an estimation of the IPSS due to submonthly variations and an estimation of which HyMeX events may have been affected by these variations. For the three zones under consideration, Table 5.12 presents the events during HyMeX SOP 1 for which recorded daily precipitation exceeded 100 mm in the

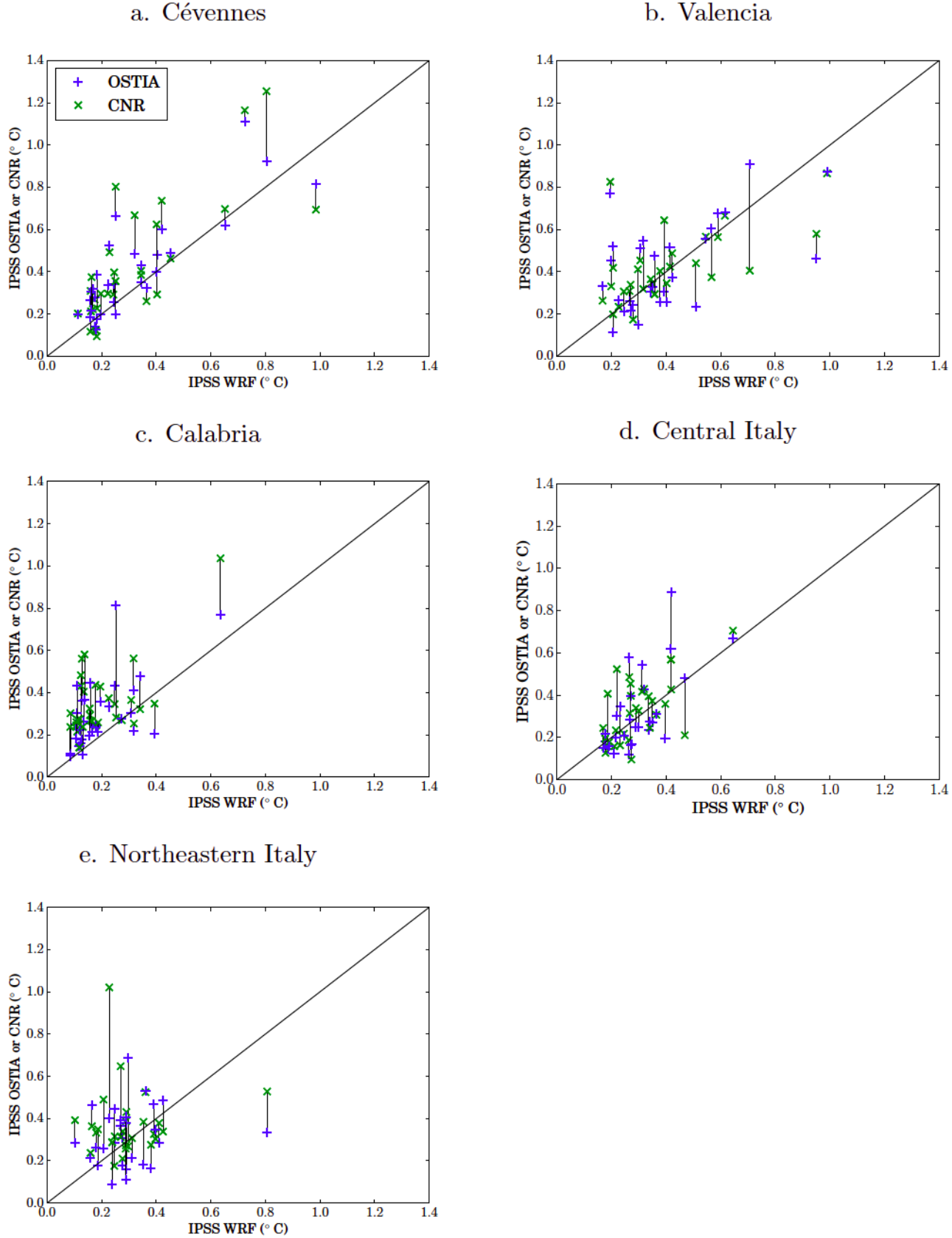


Fig. 5.9 IPSS computed for WRCPL-WRSMO plotted against the IPSS calculated for the two datasets (blue + crosses : OSTIA dataset, green x crosses : CNR dataset). Each cross is one event as selected in Table 5.3. The black line is the unity line.

Region	date (P_{max}) (mm)	IOP	IPSS WRCPL (°C)	IPSS ALCPL (°C)	IPSS OSTIA (°C)	IPSS CNR (°C)	i_{rain} estimate min mean max	i_{rain} WRCPL- WRSMO (P_{max} 20 km, mm)
Cévennes	18/10 (103)	14	0.27	0.46	0.45	0.44	0.01 0.025 0.03	–
	25/10 (107)	16a	0.67	0.63	0.86	0.80	0.035 0.04 0.045	0.07 (53)
	26/10 (152)	16a	0.75	0.75	1.07	0.68	0.04 0.05 0.06	0.06 (30)
Valencia	28/09 (141)	8	0.19	0.40	0.31	0.55	0.025 0.05 0.085	0.04 (34)
	12/10 (105)	12a	0.38	0.44	0.52	0.67	0.05 0.07 0.10	0.09 (31)
Calabria	31/10 (184)	-	0.24	0.19	0.18	0.22	0.02 0.025 0.035	0.07 (117)

Table 5.12 *IPSS of the submonthly SST variations for the Hymex SOP1 events (Ducrocq et al., 2014) with cumulated rain larger than 100 mm in raingauges for models and datasets; estimated relative i_{rain} (minimum, mean, maximum) using the relationship in Fig. 5.5 and the minimum, mean and maximum IPSS from datasets and models; i_{rain} for the only available set of CPL-SMO simulations : WRCPL-WRSMO when maximum daily precipitation in the model is larger than 30 mm (and precipitation maximum).*

selection zones defined in Fig. 5.2 (the rain gauge maximum is given for each date). The associated IPSS for each simulation or dataset is given. Using Fig. 5.6, an estimation of the relative I_{rain}/P_{max} is given for the minimum, mean and maximum of the four IPSS. The I_{rain}/P_{max} WRCPL-WRSMO is also given when the original grid rain maximum in the model is larger than 30 mm.

The results show that the events more likely to be modulated by submonthly ocean-atmosphere coupled effects during HyMeX were 25 and 26 October in the Cévennes with statistical I_{rain}/P_{max} of about 0.04 to 0.05 and 28 September and 12 October with estimated values of 0.05 and 0.07. WRCPL-WRSMO is within the estimated range for most events and gives a larger I_{rain}/P_{max} for Calabria of about 0.07, which indicate that the event was more sensitive to the SST changes than the average in this model.

5.6 Discussion and conclusion

This study uses regional climate modeling to address the question of where extreme precipitation events are sensitive to sea surface temperature changes in direct upstream regions either caused by model biases or by air-sea submonthly coupling. This submonthly air-sea coupling is mostly linked with intermittent strong wind events, their effect on the SST and the corresponding atmospheric response. Regions where intense precipitation events occurred during HyMeX SOP1 (autumn 2012) were selected for the study : Valencia in Spain, the Cévennes in Southern France, Liguria in Northwestern Italy, Central Italy, Calabria and Northeastern Italy. The 30 most extreme events in hindcast simulations of a period of 20 to 24 years were selected for two models : the MORCE platform in two configurations (WR and WD, 20 km resolution) and the CNRM-RSCM4 (ALADIN, 50 km resolution).

Liguria was the only region excluded from the study since less than 25% of the observed events were represented by the models while this score was between 40 and 50% in the other regions where good quality gridded rain datasets were available, i.e. Valencia, the Cévennes and Northeastern Italy. For these zones, between 70 and 90% of the modeled extreme events were in the 100 largest observed events, which means that the selected events are HPEs, even if not all of them are extreme in reality. Even though Central Italy and Calabria did not show good hit rates, both regions were kept for the study since the E-OBS dataset used for these regions showed limited skills to evaluate the models. Though regional climate modeling does not capture events triggered or enhanced by subgrid mechanisms (cold pools, fine-scale topography interactions...) but rather the large-scale forced events (linked to surface fronts and low-level convergence zones, interactions with large-scale orography, tropospheric divergence, ...), it allows statistical studies of sensitivity to the changes in SST on this later sort of heavy precipitation events.

With the use of synthetic indexes (I_{rain} and IPSS), this study statistically shows that changes in extreme precipitation events represented by RCMs are linearly related to SST changes in the upstream zone that covers most of the low-level jets upstream of HPEs in three regions : the Cévennes in Southern France, Valencia in Spain and Calabria in Italy. This result is robust in both models. Changes in the convergence of moisture in the systems are linked with changes in low-level dynamics rather than

in low-level specific humidity in both models. Changes in surface heat flux are responsible for the temperature changes at the origin of wind changes. The Cévennes shows a weaker sensitivity to SST compared to Valencia and Calabria, linked with lower flux differences for large IPSS than in the other regions. Central Italy showed no convincing relationship between upstream SST differences and rain differences. However, latent heat flux differences showed a similar relationship with IPSS as in the other regions. SST changes in remote regions may therefore play a stronger role in this region. Northeastern Italy showed weak sensitivity to SST changes except for a few events, presumably due to the narrow configuration of the Adriatic Sea and the dependency on the trajectory of the low-level jet (along or across the Adriatic sea).

Moreover, in the Cévennes, Valencia and Calabria, precipitation can be modulated by submonthly variations of SST (with an I_{rain}/P_{max} larger than 0.05). Valencia shows the largest effects while Calabria shows the same sensitivity but weaker SST submonthly variations. However, the IPSS in the models is underestimated by about 0.1°C in this region. The Cévennes region has a weaker sensitivity but IPSS as strong as in Valencia. On the contrary, no significant effect of submonthly coupling on HPEs has been found for Northeastern Italy and a more random relation is found for Central Italy.

The submonthly variations of the SST in the models were then compared with the submonthly variations in high-resolution optimally-interpolated SST product in order to further validate the results. The models represent well the variations in the upstream region of the Cévennes, Valencia and Central Italy, where both datasets used for validation also agree with each other. In Calabria and Northeastern Italy, the two datasets OSTIA and CNR do not agree well : some of the model versions show some agreement with CNR, others with OSTIA but there is no clear agreement. Therefore, further work needs to be undertaken on these regions for the improvement of datasets and models in terms of submonthly variations of SST (representation of winds and of the ocean circulation at submonthly time-scales), especially upstream of Calabria regarding the importance of SST variations in the modulation of the HPEs in this region.

Finally, submonthly variations of SST that occurred during the HyMeX events were calculated for both models and both datasets in order to know whether or not some rain events may have been influenced by such variations coming from air-sea coupling. Datasets and models provided a range of IPSS and the use of the above-mentioned relationships between IPSS and I_{rain} gave a range of relative I_{rain} . It indicates that the events of 25 and 26 October in the Cévennes the 28 September and 12 October in Valencia were most probably modulated by variations in SST that occurred within 15 days of the event.

A first limit of our study is the use of only two AORCMs, which while very different were both shown to calculate excessively strong surface fluxes (Di Luca et al., 2014; Sevault et al., 2014). Further tests could be done with remote areas. Another limit is the lack of representation of fine-scale processes triggering and enhancing heavy rain events that are better represented in numerical weather prediction models at the scale of a few kilometers. However, one advantage of regional climate modeling is the possibility to look for statistical relationships on sensitivity experiments ; (Kendon et al., 2014) show a step in this direction towards regional climate convection permitting models. Further

work is needed in order to understand specifically in each region the mechanisms at play linking low-level temperature differences arising from SST differences to rain differences through low-level wind changes but this is beyond the scope of the present study. Further work is also needed in the Eastern Mediterranean basin where strong air-sea interactions also occur at submonthly time-scales (e.g. the Etesians in Greece) and heavy precipitation events are also at play.

Bibliographie

- Balmaseda, M. A., Mogensen, K., Molteni, F., and Weaver, A. T. (2010). The nemovar-combine ocean re-analysis. Technical report.
- Berthou, S., Mailler, S., Drobinski, P., Arsouze, T., Bastin, S., Béranger, K., and Lebeaupin Brossier, C. (2014). Prior history of mistral and tramontane winds modulates heavy precipitation events in southern France. *Tellus A*, 66(0).
- Berthou, S., Mailler, S., Drobinski, P., Arsouze, T., Bastin, S., Béranger, K., and Lebeaupin-Brossier, C. (2015). Sensitivity of an intense rain event between atmosphere-only and atmosphere-ocean regional coupled models : 19 september 1996. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 141 :258–271.
- Beuvier, J., Béranger, K., Lebeaupin Brossier, C., Somot, S., Sevault, F., Drillet, Y., Bourdallé-Badie, R., Ferry, N., and Lyard, F. (2012). Spreading of the western Mediterranean deep water after winter 2005 : Time scales and deep cyclone transport. *J. Geophys. Res.*, 117.
- Beuvier, J., Sevault, F., Herrmann, M., Kontoyiannis, H., Ludwig, W., Rixen, M., Stanev, E., Béranger, K., and Somot, S. (2010). Modeling the Mediterranean sea interannual variability during 1961-2000 : Focus on the eastern Mediterranean transient. *J. Geophys. Res. Oceans.*, 115(C8).
- Bougeault, P. (1985). A simple parameterization of the largescale effects of cumulus convection. *Mon. Weather Rev.*, 113(12) :8–2121.
- Brankart, J. and Brasseur, P. (1998). The general circulation in the Mediterranean sea : a climatological approach. *J. Marine Syst.*, 18(1-3) :41–70.
- Bresson, E., Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., and de Saint-Aubin, C. (2012). Idealized numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the northwestern Mediterranean complex terrain. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 138(668) :1751–1763.
- Buongiorno Nardelli, B., Tronconi, C., and Pisano, A. (2014). MyOcean PRODUCT USER MANUAL for reprocessed level 4 SST products over the mediterranean and black seas. *MyOcean*.
- Chronis, T., Papadopoulos, V., and Nikolopoulos, E. I. (2011). QuickSCAT observations of extreme wind events over the Mediterranean and Black Seas during 2000-2008. *International Journal of Climatology*, 31(14) :2068–2077.

- Colin, J. and Déqué, M. (2012). *Étude des événements précipitants intenses en Méditerranée : approche par la modélisation climatique régionale*. PhD thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse 3, France, Toulouse, France.
- Colin, J., Déqué, M., Radu, R., and 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.
- Decharme, B., Alkama, R., Douville, H., Becker, M., and Cazenave, A. (2010). Global evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrological system. part ii : Uncertainties in river routing simulation related to flow velocity and groundwater storage. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 11 :601–617.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137(656) :553–597.
- Déqué, M. and Somot, S. (2008). Extreme precipitation and high resolution with aladin. *Idjaras Quaterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*, 112 :179–190.
- Di Luca, A., Flaounas, E., Drobinski, P., and Brossier, C. L. (2014). The atmospheric component of the mediterranean sea water budget in a wrf multi-physics ensemble and observations. *Clim. Dyn.*, 43(9-10) :2349–2375.
- Donlon, C., Martin, M., Stark, J., Roberts-Jones, J., Fiedler, E., and Wimmer, W. (2011). The operational sea surface temperature and sea ice analysis (OSTIA) system. *Remote Sensing of the Environment*.
- Drobinski, P., Anav, A., Lebeaupin Brossier, C., Samson, G., Stéfanon, M., Bastin, S., Baklouti, M., Béranger, K., Beuvier, J., Bourdallé-Badie, R., Coquart, L., D’Andrea, F., de Noblet-Ducoudré, N., Diaz, F., Dutay, J.-C., Ethe, C., Foujols, M.-A., Khvorostyanov, D., Madec, G., Mancip, M., Masson, S., Menut, L., Palmieri, J., Polcher, J., Turquety, S., Valcke, S., and Viovy, N. (2012). Model of the regional coupled earth system (MORCE) : application to process and climate studies in vulnerable regions. *Environ. Modell. Softw.*, 35 :1–18.
- Drobinski, P., Bastin, S., Guénard, V., Caccia, J., Dabas, A. M., Delville, P., Protat, A., Reitebuch, O., and Werner, C. (2005). Summer mistral at the exit of the rhône valley. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 131 :353–375.
- Drobinski, P., Ducrocq, V., Alpert, P., Anagnostou, E., Béranger, K., Borga, M., Braud, I., Chanzy, A., Davolio, S., Delrieu, G., Estournel, C., Boubrahmi, N. F., Font, J., Grubisic, V., Gualdi, S., Homar, V., Ivancan-Picek, B., Kottmeier, C.,

- Kotroni, V., Lagouvardos, K., Lionello, P., Llasat, M., Ludwig, W., Lutoff, C., Mariotti, A., Richard, E., Romero, R., Rotunno, R., Roussot, O., Ruin, I., Somot, S., Taupier-Letage, I., Tintore, J., Uijlenhoet, R., and Wernli, H. (2014). HyMeX, a 10-year multidisciplinary program on the Mediterranean water cycle. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 95 :1063–1082.
- Drobinski, P., Flamant, C., Dusek, J., Flamant, P., and Pelon, J. (2001). Observational evidence and modeling of an internal hydraulic jump at the atmospheric boundary layer top during a tramontane event. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 98 :497–515.
- Ducrocq, V., Braud, I., Davolio, S., Ferretti, R., Flamant, C., Jansà, A., Kalthoff, N., Richard, E., Taupier-Letage, I., Ayrat, P.-A., Belamari, S., Berne, A., Borga, M., Boudevillain, B., Bock, O., Boichard, J.-L., Bouin, M.-N., Bousquet, O., Bouvier, C., Chiggiato, J., Cimini, D., Corsmeier, U., Coppola, L., Cocquerez, P., Defer, E., Delanoë, J., Di Girolamo, P., Doerenbecher, A., Drobinski, P., Dufournet, Y., Fourrié, N., Gourley, J. J., Labatut, L., Lambert, D., Le Coz, J., Marzano, F. S., Molinié, 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., and Tamayo, J. (2014). HyMeX-SOP1, the field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern Mediterranean. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(7) :1083–1100.
- Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., Lebeaupin, C., and 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.
- Duffourg, F. and Ducrocq, V. (2011). Origin of the moisture feeding the heavy precipitating systems over southeastern France. *NHESS*, 11(4) :1163–1178.
- Flaounas, E., Drobinski, P., Borga, M., Calvet, J.-C., Delrieu, G., Morin, E., Tartari, G., and Toffolon, R. (2012). Assessment of gridded observations used for climate model validation in the Mediterranean region : the HyMeX and MED-CORDEX framework. *Environ. Res. Lett.*, 7(2) :024017.
- Flaounas, E., Drobinski, P., Vrac, M., Bastin, S., Lebeaupin-Brossier, C., Stéfanon, M., Borga, M., and Calvet, J.-C. (2013). Precipitation and temperature space–time variability and extremes in the Mediterranean region : evaluation of dynamical and statistical downscaling methods. *Clim. Dyn.*, 40(11-12) :2687–2705.
- Frei, C., Schöll, R., Fukutome, S., Schmidli, J., and Vidale, P. L. (2006). Future change of precipitation extremes in Europe : Intercomparison of scenarios from regional climate models. *Journal of Geophysical Research*, 111(D6).
- García-Herrera, R., Barriopedro, D., Hernández, E., Paredes, D., Correoso, J. F., and Prieto, L. (2005). The 2001 mesoscale convective systems over iberia and the balearic islands. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 90(3-4) :225–243.
- Geleyn, J.-F. (1988). Interpolation of wind, temperature and humidity values from model levels to the height of measurement. *Tellus A*, 40 :347–351.

- Giorgi, F., Jones, C., and Asrar, G. R. (2009). Addressing climate information needs at the regional level : the CORDEX framework. *WMO Bulletin*, 58(3) :175.
- Grisogono, B. and Belušić, D. (2009). A review of recent advances in understanding the meso- and microscale properties of the severe Bora wind. *Tellus A*, 61(1) :1–16.
- Guénard, V., Drobinski, P., Caccia, J., Campistron, B., and Bénech, B. (2005). An observational study of the mesoscale mistral dynamics. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 115 :263–288.
- Guénard, V., Drobinski, P., Caccia, J., G., T., and P., C. (2006). Dynamics of the MAP IOP-15 severe mistral event : Observations and high-resolution numerical simulations. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 132 :757–778.
- Harader, E., Ricci, S., Borrell Estupina, V., Boe, J., Terray, L., Colin, J., and Somot, S. (2015). The added value of high-resolution regional climate modelling for the reproduction of daily precipitation extremes over france. *Clim. Dyn.*
- Haugen, J. E. and Machenhauer, B. (1993). A spectral limited-area model formulation with time dependent boundary conditions applied to the shallow-water equations. *Mon. Weather Rev.*, 121 :2618–2630.
- Haylock, M., Hofstra, N., Klein Tank, A., Klok, E., Jones, P., and M., N. (2008). A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 113 :D20119.
- Herrera, S., Fita, L., Fernández, J., and Gutiérrez, J. M. (2010). Evaluation of the mean and extreme precipitation regimes from the ENSEMBLES regional climate multimodel simulations over Spain. *Journal of Geophysical Research*, 115(D21).
- Herrera, S., Gutierrez, J., Ancell, R., M.R., P., Frias, M., and Fernandez, J. (2012). Development and analysis of a 50 year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (spain02). *Int. J. Climatol.*, 32 :74–85.
- Herrmann, M., Somot, S., Calmanti, S., Dubois, C., and F., S. (2011). Representation of daily wind speed spatial and temporal variability and intense wind events over the mediterranean sea using dynamical downscaling : impact of the regional climate model configuration. *NHESS*, 11 :1983–2001.
- Hoinka, K. P., Schwierz, C., and Martius, O. (2006). Synoptic-scale weather patterns during Alpine heavy rain events. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 132(621) :2853–2860.
- Houze, R. A. (2004). Mesoscale convective systems. *Reviews of Geophysics*, 42(4).
- Isotta, F., Frei, C., Weigluni, V., Perčec Tadić, M., Lassègues, P., Rudolf, B., Pavan, V., Cacciamani, C., Antolini, G., Ratto, S. M., Munari, M., Micheletti, S., Bonati, V., Lussana, C., Ronchi, C., Panettieri, E., Marigo, G., and Vertačni, G. (2014). The climate of daily precipitation in the Alps : development and analysis of a high-resolution grid dataset from pan-Alpine rain-gauge data. *Int. J. Climatol.*, 34 :1657–1675.

- Jansà, A., Genovés, A., Picornell, M., Campins, J., Riosalido, R., and Carretero, O. (2001). Western Mediterranean cyclones and heavy rain. part 2 : Statistical approach. *Meteorological Applications*, 8(1) :43–56.
- Kain, J. S. (2004). The Kain–Fritsch convective parameterization : An update. *J. Appl. Meteorol.*, 43(1) :170–181.
- Katsafados, P., Mavromatidis, E., Papadopoulos, A., and Pytharoulis, I. (2011). Numerical simulation of a deep Mediterranean storm and its sensitivity on sea surface temperature. *NHESS*, 11(5) :1233–1246.
- Kendon, E. J., Roberts, N. M., Fowler, H. J., Roberts, M. J., Chan, S. C., and Senior, C. A. (2014). Heavier summer downpours with climate change revealed by weather forecast resolution model. *Nature Climate Change*, 4 :570–576.
- Kyselý, J., Beguería, S., Beranová, R., Gaál, L., and López-Moreno, J. I. (2012). Different patterns of climate change scenarios for short-term and multi-day precipitation extremes in the Mediterranean. *Global Planet. Change*, 98-99 :63–72.
- Lebeaupin, C., Ducrocq, V., and Giordani, H. (2006). Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 111(D12).
- Lebeaupin Brossier, C., Bastin, S., Béranger, K., and Drobinski, P. (2015). Regional mesoscale air–sea coupling impacts and extreme meteorological events role on the Mediterranean Sea water budget. *Clim. Dyn.*, 44 :1029–1051.
- Lebeaupin Brossier, C., Béranger, K., Deltel, C., and Drobinski, P. (2011). The Mediterranean response to different space–time resolution atmospheric forcings using perpetual mode sensitivity simulations. *Ocean Modell.*, 36(1-2) :1–25.
- Lebeaupin Brossier, C. and Drobinski, P. (2009). Numerical high-resolution air-sea coupling over the gulf of lions during two tramontane/mistral events. *J. Geophys. Res.*, 114(D10).
- Lebeaupin Brossier, C., Drobinski, P., Béranger, K., Bastin, S., and Orain, F. (2013). Ocean memory effect on the dynamics of coastal heavy precipitation preceded by a mistral event in the northwestern Mediterranean. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 139 :1583–1897.
- Levitus, S., Antonov, J., and Boyer, T. (2005). Warming of the world ocean, 1955-2003. *Geophys. Res. Lett.*, 32(2).
- Louis, J.-F. (1979). A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 17 :197–202.
- Madec, G. and the NEMO Team (2008). Nemo ocean engine. Technical report.
- Martínez, C., Campins, J., Jansà, A., and Genovés, A. (2008). Heavy rain events in the western Mediterranean : an atmospheric pattern classification. *Advances in Science and Research*, 2 :61–64.

- Martius, O., Schwierz, C., and Davies, H. C. (2008). Far-upstream precursors of heavy precipitation events on the Alpine south-side. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 134(631) :417–428.
- Millán, M., Estrela, M. J., and Caselles, V. (1995). Torrential precipitations on the Spanish east coast : the role of the Mediterranean sea surface temperature. *Atmos. Res.*, 36(1) :1–16.
- Millot, C. (1999). Circulation in the western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20(1) :423–442.
- Morcrette, J.-J. (1989). Description of the radiation scheme in the ecmwf model. Technical report.
- Nabat, P., Somot, S., Mallet, M., Sevault, F., Chiacchio, M., and Wild, M. (2015). Direct and semi-direct aerosol radiative effect on the Mediterranean climate variability using a coupled regional climate system model. *Clim. Dyn.*, 44 :1127–1155.
- Noh, Y., Cheon, W. G., Hong, S. Y., and Raasch, S. (2003). Improvement of the k-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 107(2) :401–427.
- Noilhan, J. and Mahfouf, J.-F. (1996). The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global Planet. Change*, 13 :145–159.
- Nuissier, O., Ducrocq, V., Ricard, D., Lebeaupin, C., and 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., and 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.
- Omrani, H., Drobinski, P., and Dubos, T. (2013). Optimal nudging strategies in regional climate modelling : investigation in a big-brother experiment over the European and Mediterranean regions. *Clim. Dyn.*, 41 :2451–2470.
- Pastor, F., Estrela, M. J., Peñarrocha, D., and Millán, M. M. (2001). Torrential rains on the Spanish Mediterranean coast : Modeling the effects of the sea surface temperature. *J. Appl. Meteorol.*, 40(7) :1180–1195.
- Pastor, F., Valiente, J. A., and Estrela, M. J. (2015). Sea surface temperature and torrential rains in the Valencia region : modelling the role of recharge areas. *NHES Discussions*, 3(2) :1357–1396.
- Prein, A. F., Holland, G. J., Rasmussen, R. M., Done, J., Ikeda, K., Clark, M. P., and Liu, C. H. (2013). Importance of Regional Climate Model Grid Spacing for the Simulation of Heavy Precipitation in the Colorado Headwaters. *J. Clim.*, 26(13) :4848–4857.

- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L., and Morel, S. (2008). Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1) :92–107.
- Rajczak, J., Pall, P., and Schär, C. (2013). Projections of extreme precipitation events in regional climate simulations for Europe and the Alpine region. *J. Geophys. Res. Atmos.*
- Ricard, D., Ducrocq, V., and Auger, L. (2012). A climatology of the mesoscale environment associated with heavily precipitating events over a northwestern Mediterranean area. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(3) :468–488.
- Ricard, J.-L. and Royer, J.-F. (1993). A statistical cloud scheme for use in an agcm. *Ann. Geophys. Atmos. Hydrosph. Space Sc*, 11 :95–1115.
- Riesco Martín, J., Mora García, M., de Pablo Dávila, F., and Soriano, L. R. (2014). Regimes of intense precipitation in the Spanish Mediterranean area. *Atmos. Res.*, 137 :66–79.
- Roberts-Jones, J., Fiedler, E. K., and Martin, M. J. (2012). Daily, global, high-resolution SST and sea ice reanalysis for 1985-2007 using the OSTIA system. *J. Clim.*, (25) :6215–6232.
- Romero, R., Sumner, G., Ramis, C., and Genovés, A. (1999). A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area. *International Journal of Climatology*, 19(7) :765–785.
- Rudari, R., Entekhabi, D., and Roth, G. (2005). Large-scale atmospheric patterns associated with mesoscale features leading to extreme precipitation events in northwestern Italy. *Advances in Water Resources*, 28(6) :601–614.
- Ruti, P., Somot, S., Giorgi, F., Dubois, C., Flaounas, E., Obermann, A., Dell’Aquila, A., Pisacane, G., Harzallah, A., Lombardi, E., Ahrens, B., Akhtar, N., Alias, A., Arsouze, T., Raznar, R., Bastin, S., Bartholy, J., Béranger, K., Beuvier, J., Bouffies-Cloche, S., Brauch, J., Cabos, W., Calmanti, S., Calvet, J., Carillo, A., Conte, D., Coppola, E., Djurdjevic, V., Drobinski, P., Elizalde, A., Gaertner, M., Galan, P., Gallardo, C., Gualdi, S., Goncalves, M., Jorba, O., Jorda, G., Lheveder, B., Lebeaupin-Brossier, C., Li, L., Liguori, G., Lionello, P., Macias-Moy, D., Onol, B., Rajkovic, B., Ramage, K., Sevault, F., Sannino, G., Struglia, M., Sanna, A., Torma, C., and Vervatis, V. (2015). Med-cordex initiative for mediterranean climate studies. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*
- Salameh, T., Drobinski, P., and Dubos, T. (2010). The effect of indiscriminate nudging time on large and small scales in regional climate modelling : Application to the Mediterranean basin. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136(646) :170–182.
- Sánchez, E., Gallardo, C., Gaertner, M., Arribas, A., and Castro, M. (2004). Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model : a first approach. *Global and Planetary Change*, 44(1-4) :163–180.

- Sevault, F., Somot, S., Alias, A., Dubois, C., Lebeaupin-Brossier, C., Nabat, P., Adloff, F., Déqué, M., and Decharme, B. (2014). A fully coupled Mediterranean regional climate system model : design and evaluation of the ocean component for the 1980-2012 period. *Tellus A*, 66.
- Simmons, A., Uppala, S., Dee, D., and Kobayashi, S. (2007). New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. volume 110, pages 25–35.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M., Huang, X.-Y., Wang, W., and Powers, J. G. (2008). A description of the advanced research WRF version 3. Technical report, DTIC Document.
- Smith, R. N. B. (1990). A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 116 :435–460.
- Stauffer, D. R. and Seaman, N. L. (1990). Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model. part i : Experiments with synoptic-scale data. *Mon. Weather Rev.*, 118(6) :1250–1277.
- Stéfanon, M., Drobinski, P., D’Andrea, F., Lebeaupin-Brossier, C., and Bastin, S. (2014). Soil moisture-temperature feedbacks at meso-scale during summer heat waves over Western Europe. *Clim. Dyn.*, 42(5-6) :1309–1324.
- Stull, R. B. (1994). *An introduction to boundary Layer meteorology*. Kluwer, London, Royaume-Uni.
- The PROTHEUS Group, Artale, V., Calmanti, S., Carillo, A., Dell’Aquila, A., Herrmann, M., Pisacane, G., Ruti, P. M., Sannino, G., Struglia, M. V., Giorgi, F., Bi, X., Pal, J. S., and Rauscher, S. (2009). An atmosphere-ocean regional climate model for the Mediterranean area : assessment of a present climate simulation. *Clim. Dyn.*, 35(5) :721–740.
- Toreti, A., Xoplaki, E., Maraun, D., Kuglitsch, F. G., Wanner, H., and Luterbacher, J. (2010). Characterisation of extreme winter precipitation in Mediterranean coastal sites and associated anomalous atmospheric circulation patterns. *NHESS*, 10(5) :1037–1050.
- Valcke, S. (2013). The OASIS3 coupler : a European climate modelling community software. *Geosci. Model Dev.*, 6 :373–388.

Chapitre 6

L'influence du Mistral sur les précipitations intenses dans la région de Valence (Espagne).

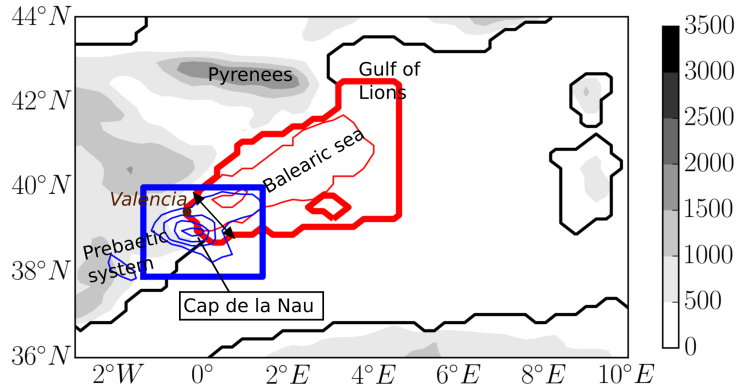


Fig. 6.1 Nuances de gris : topographie (m). Contours bleus : occurrences de pluie journalière supérieure à 50 mm parmi les événements sélectionnés, contour toutes les 5 occurrences. Contours rouges : occurrences de vent de surface moyen supérieur à 10 m s^{-1} parmi les événements sélectionnés, contour toutes les 5 occurrences, premier contour pour 15 événements. Le nombre total d'événement est de 26. La boîte en contour bleu épais montre la zone sélectionnée pour calculer les différences de pluie entre deux simulations (I_{rain}) et la boîte en contour rouge épais montre la zone sélectionnée pour calculer les différences de SST entre deux simulations (IPSS), la CAPE maximale et la convergence moyenne d'humidité dans la figure 6.4.

6.1 Introduction

Ce chapitre a par la suite été modifié pour faire l'objet d'une publication soumise au journal *Climate Dynamics* : Berthou S, Mailler S, Drobinski P, Arsouze T, Bastin S, Béranger K, Lebeaupin-Brossier C. Delayed effects of the Mistral on heavy precipitation through ocean-atmosphere coupling in the region of Valencia (Spain). *Clim. Dyn.*.

La région de Valence en Espagne est sujette à des précipitations intenses qui peuvent atteindre des cumuls de 800 mm comme le 2 octobre 1957 à Javea (878 mm) ou le 3 novembre 1987 à Oliva (817 mm) (Peñarrocha et al., 2002). La partie est de la cordillère prébétique culmine à plus de 1000 m d'altitude et forme le Cap de la Nao, particulièrement affecté par ces événements extrêmes (la figure 6.1 présente la topographie du modèle et la géographie de la région concernée). Estrela et al. (2000) montrent que ces événements sont associés en majorité à une advection d'air depuis l'est (Eastern Advection, ou Back Door Cold Front) : la migration d'un anticyclone sur l'Europe continentale permet cette advection depuis l'est. En parallèle, la présence d'une dorsale ou d'une dépression isolée (cut-off low) sur la péninsule ibérique associée à la présence d'air plus froid en altitude permet la déstabilisation de l'air advecté depuis l'est.

Millán et al. (1995); Millán et al. (2005); Pastor et al. (2001) montrent que c'est la persistance de l'alimentation de basse couche et moyenne atmosphère en humidité qui permet aux systèmes précipitants de rester stationnaires pendant plusieurs heures. En effet, l'advection d'air continental froid depuis l'est sur la Méditerranée plus chaude

permet son chargement en humidité. La localisation des précipitations étant dans la plupart des cas sur le relief, le rôle important joué par celui-ci pour localiser les précipitations ne fait pas de doute. [Pastor et al. \(2010\)](#) l'ont confirmé sur un cas d'étude à l'aide de tests de sensibilité. Si ces événements sont plus fréquents en automne et hiver, il en arrive aussi au printemps ([Millán et al., 2005](#)).

[Pastor et al. \(2001, 2015\)](#) montrent l'importance de la température de surface de la mer en amont des systèmes précipitants sur la région pour la déstabilisation et l'humidification des masses d'air. Dans la partie précédente, nous avons montré que cette région présentait l'une des plus fortes sensibilités des précipitations à la SST sur la zone amont des systèmes précipitants parmi les régions sélectionnées (figure 5.6b). Les variations sous-mensuelles y sont aussi élevées, comme en amont des Cévennes. Le but de cette partie est donc de savoir s'il y a un lien temporel entre changements de SST sous-mensuel et changements de précipitations dans cette région et d'étudier les mécanismes sous-jacents.

Dans une première partie, on s'intéresse à une sélection d'événements dans la région de Valence associés à une anomalie froide de SST due à des variations sous-mensuelles et à leurs caractéristiques. Par la suite, on recherche l'évolution des conditions synoptiques qui permet un refroidissement de la SST précédant les événements de précipitations intenses. Dans une dernière partie, l'influence de cette anomalie froide sur les précipitations est examinée pour dégager des hypothèses de mécanismes.

6.2 Caractéristiques des événements de précipitations intenses modélisés

Les événements de précipitations les plus intenses du modèle sont sélectionnés de la même manière que dans la partie précédente : on sélectionne les 26 événements les plus intenses de la simulation appelée WD de 1989 à 2009. Le seuil utilisé est de 86 mm de précipitations dans le modèle. Dans la partie précédente, on a montré que 88% de ces événements figurent parmi les 100 événements les plus intenses dans le produit de précipitation grillée "Spain02" de [Herrera et al. \(2012\)](#). On appelle donc ces événements « événements de précipitations intenses » (HPEs) dans la suite de l'étude. La figure 6.2 montre la distribution annuelle de ces extrêmes de précipitations. Elle correspond bien à la distribution mensuelle des précipitations dans cette région dues au "Back Door Cold Front", soit à des advection depuis l'est d'air continental sur la Méditerranée ([Millán et al. \(2005\)](#), fig 14c). La plupart de ces événements a lieu en automne, mais certains se retrouvent aussi en hiver et au printemps. Parmi ces événements, on s'intéresse à ceux présentant une anomalie froide de SST en moyenne sur la zone en amont des précipitations (zone bleue dans la figure 6.1) entre la simulation CPL et la simulation SMO, représentés en gris clair dans la figure 6.2. Une telle anomalie froide reflète un refroidissement de la SST précédant l'événement de précipitations puisque SMO est la SST de CPL lissée sur une fenêtre mensuelle. 19 événements sur les 26 sélectionnés présentent une telle anomalie. Ceci est d'autant plus remarquable que dans les autres régions étudiées dans la partie 5, la répartition entre anomalies CPL-SMO froides et chaudes est homogène : les événements de refroidissement de SST ont lieu indépendamment des événements de précipitations intenses. Ce n'est pas le cas en Espagne,

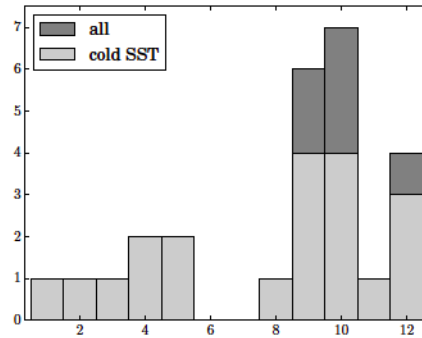


Fig. 6.2 Distribution des événements en fonction des mois de l'année. En gris clair (resp. gris foncé) : événements présentant une anomalie négative (resp. positive) de SST CPL-SMO.

où il semble d'après cette statistique que plus de 70% des événements de précipitations intenses sont précédés par un refroidissement de la SST. Statistiquement, la moyenne de température de tous les événements est différente d'une moyenne nulle avec 98% de probabilité en utilisant un test de Student. Afin d'isoler l'impact de ce refroidissement de SST présent dans la majeure partie des HPEs, nous sélectionnons pour la suite de l'étude les seuls 19 événements pour lesquels $SST_{CPL} - SST_{SMO} < 0$.

Les figures 6.3 et 6.4 montrent des composites des conditions synoptiques et mésoéchelles responsables des 19 événements sélectionnés. La figure 6.3c montre le composite du géopotentiel à 500 hPa et la figure 6.3d le géopotentiel à 925 hPa le jour des événements précipitants à 1200 UTC. Une dépression isolée du flux moyen (cut-off low en anglais) se trouve sur l'Espagne alors que des valeurs plus élevées de géopotentiel pénètrent au niveau de l'Angleterre. En surface, cela est accompagné par une dépression centrée sur la mer d'Alboran et une haute pression sur le nord-ouest de l'Europe. La configuration est donc telle qu'un flux intense du nord-est dans les basses couches orienté apporte l'humidité nécessaire aux systèmes précipitants tandis que la dépression isolée d'altitude, associée à de l'air froid, augmente l'instabilité de la colonne et crée une ascendance de grande échelle dans la région de Valence. Cette configuration est semblable à celle obtenue par Romero et al. (1999) et présentée dans la figure 1.4 A2.

La figure 6.3a montre les précipitations dans le modèle et l'énergie potentielle convective disponible (CAPE). Les précipitations sont séparées entre les précipitations résolues sur la grille de 20 km du modèle (en bleu clair) et les précipitations paramétrisées (en rose). Les premières sont réparties surtout sur terre avec un maximum de précipitations juste en amont de la cordillère prébétique sur le cap de la Nao. Leur répartition s'étend aussi sur mer, en particulier en amont du système, où la figure 6.3b montre une zone de convergence d'humidité. Les secondes sont localisées sur mer et proches de la côte, où à la fois les valeurs de CAPE sont relativement élevées (au moins $200 J kg^{-1}$) et la convergence d'humidité aussi. En effet, le schéma de Kain-Fritsch utilisé ici pour paramétriser les précipitations est basé pour le déclenchement de la convection à la fois sur les valeurs de CIN, de CAPE et la convergence de basses couches. L'intensité des précipitations est déterminée par la CAPE (Kain, 2004). Le

composite des vents de couche limite (figure 6.3b) montre un flux moyen de nord-est à est-nord-est le long de la côte espagnole qui vient alimenter les systèmes précipitants.

Les points noirs sur la figure 6.4 montrent la diversité des situations pour la simulation CPL que le composite ne peut pas montrer. La figure 6.4a montre que la plupart des événements présente un flux d'humidité de basse et moyenne couches supérieur à $100 \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-1}$ et atteignant des valeurs de $400 \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-1}$. La CAPE maximale est très variable d'un événement à un autre, de 200 à 3200 J kg^{-1} . La figure 6.4b montre une relation quasi-linéaire entre la CAPE et la convergence d'humidité : plus la convergence d'humidité est forte, plus le maximum de CAPE est lui aussi élevé. Les points noirs plus larges que les autres signifient une part plus importante dans l'événement de la pluie paramétrisée que de la pluie explicite. On observe que 4 événements sont concernés et qu'ils ont lieu surtout pour des valeurs de CAPE et de convergence d'humidité élevées.

6.3 Succession Mistral / HPE : déferlement d'une onde de Rossby

On s'intéresse désormais à l'anomalie froide entre CPL et SMO. La figure 6.5a montre qu'elle est en moyenne de $0,3\text{-}0,5^\circ\text{C}$ au large des Pyrénées et jusqu'aux îles Baléares et de $0,1\text{-}0,3^\circ$ au sud des Baléares. Seules les valeurs de différence moyenne CPL-SMO significatives à 97,5% selon un test de Student d'hypothèse de différence nulle sont montrées. La figure 6.6 montre un composite des conditions synoptiques des 19 événements précédés d'un refroidissement de SST. De haut en bas, la figure présente une rétrospective des journées précédant les événements. Cinq jours avant l'événement (D-5), le géopotentiel est quasi zonalement homogène, reflétant la circulation moyenne. À D-4, une dorsale à 30° W suivie d'un thalweg à 10° E se distinguent de la structure moyenne : il s'agit d'une onde de Rossby. Elle est accompagnée à 925 hPa par une dépression dans le golfe de Gênes, caractéristique du Mistral. Les jours suivants, le dipôle s'intensifie en se déplaçant légèrement vers l'Est et le Mistral persiste jusqu'à D-2. À D-1, on note un gradient méridional positif de géopotentiel à 10° W , caractéristique du déferlement de l'onde de Rossby. À 925 hPa, la dépression du golfe de Gênes s'atténue et une dépression apparaît sur l'Atlas. Le jour des événements (D), le déferlement s'est accentué et une dépression isolée apparaît sur l'Espagne dans le géopotentiel à 500 hPa. Ces événements de pluie intense sur le cap de la Nao sont donc souvent précédés par un épisode de Mistral, en raison de l'intensification puis du déferlement d'une onde de Rossby caractérisée par une succession dorsale/thalweg, à l'origine du Mistral.

La figure 6.7a complète cette analyse en composite : elle montre la série temporelle moyenne de hauteurs de géopotentiel à 925 hPa dans le golfe de Gênes séparément pour les événements précédés d'une anomalie froide (en bleu) ou pour les événements (en noir). Si l'on compare la moyenne des séries temporelles avec une moyenne climatologique (trait tireté qui représente la moyenne de D-10 et D-9, lorsqu'on peut considérer que l'état de l'atmosphère est indépendant de celui des HPE), on observe que l'intervalle de confiance à 99% qui discrimine la moyenne des 26 séries temporelles est au-dessous de la moyenne climatologique de D-5 à D-1. La majorité des événements de précipitations intenses représentés par le modèle est donc précédée de mistral dans

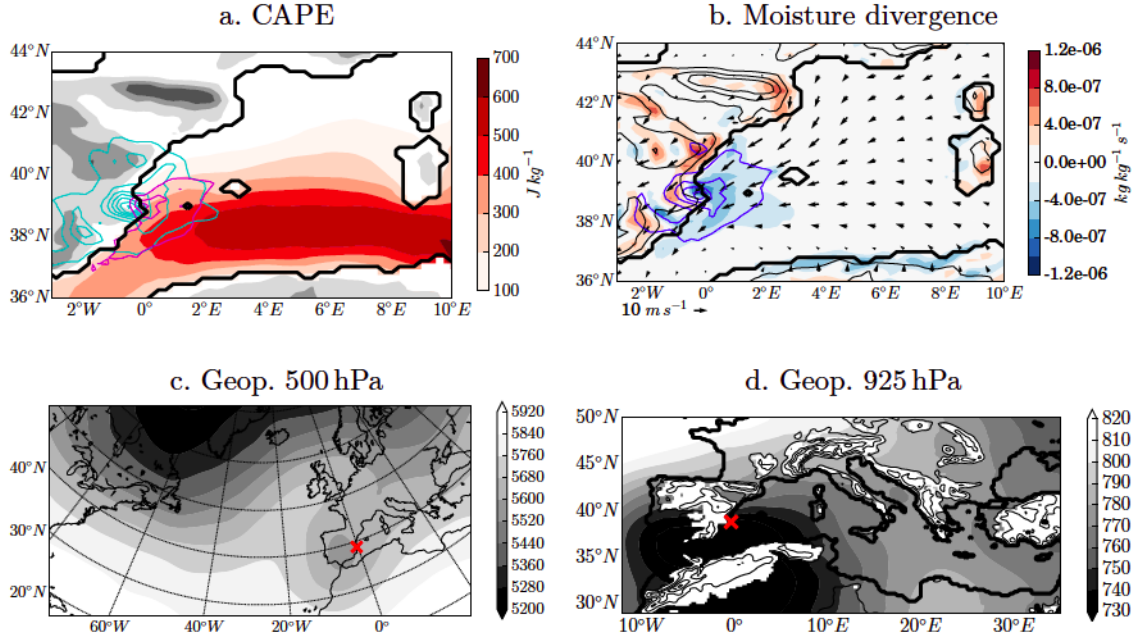


Fig. 6.3 Composite pour les événements présentant des différences négatives $SST_{CPL} - SST_{SMO}$. a : CAPE (couleurs, $J kg^{-1}$), contours bleu clair : précipitations explicites, contours magenta : précipitations paramétrisées, contour tous les 10 mm. Nuances de gris : topographie, contour tous les 500 m. b : couleurs : divergence d'humidité ($kg kg^{-1} s^{-1}$), contours bleus : précipitations totales, contour tous les 20 mm, contour noir : topographie tous les 500 m. c : Hauteur de géopotential à 500 hPa à 1200 UTC (m). d : hauteur de géopotential à 925 hPa à 1200 UTC.

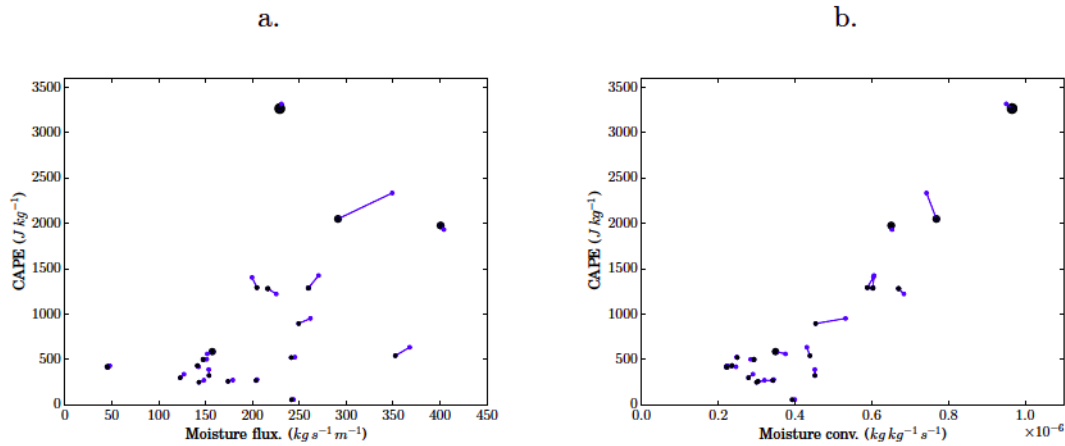


Fig. 6.4 Pour chaque événement (point noir : CPL, point bleu : SMO) : a. Maximum de CAPE moyenne sur la journée dans la zone bleue définie dans la figure 6.1 en fonction du flux d'humidité moyen intégré sur 2800 m et entrant perpendiculairement à la flèche tracée dans la figure 6.1. b : Maximum de CAPE en fonction de la convergence d'humidité moyenne dans la zone bleue définie dans la figure 6.1.

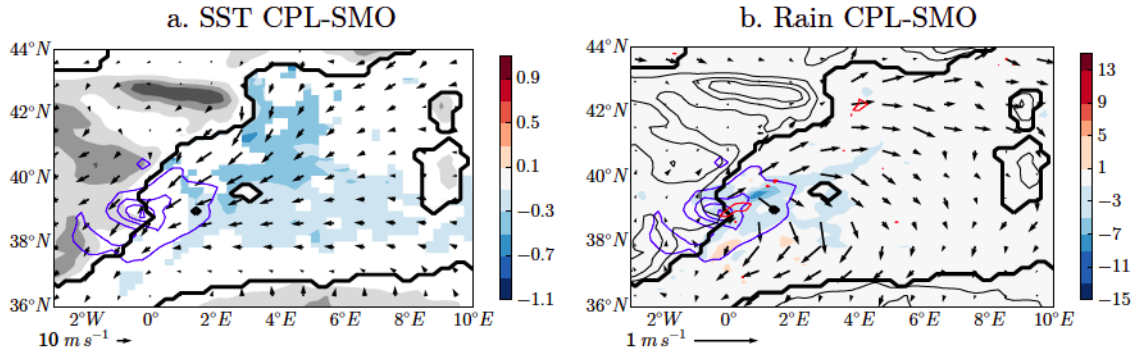


Fig. 6.5 Composite pour les événements présentant des différences négatives $SST_{CPL} - SST_{SMO}$. a : différences de SST entre CPL et SMO (seules les valeurs significatives avec une probabilité de 99% de rejet de l'hypothèse de moyenne nulle avec un test-t de Student sont montrées), flèches : vent dans CPL (moyenne sur les 6 premiers niveaux ($\simeq 0-800$ m)), contours bleus : pluie CPL (contour tous les 50 mm). b : couleurs : différences de pluie, contours rouges : différence significative à 97,5%, flèches : différences de vent CPL-SMO (moyenne sur les 6 premiers niveaux ($\simeq 0-800$ m)), contours bleus : pluie dans CPL.

les 5 jours précédents.

Le Mistral, à tout moment de l'année, provoque un refroidissement de la SST par flux de chaleur latente et sensible et par flux de moment cinétique. Le refroidissement est modulé par la profondeur de la couche de mélange. Il est plus important en été lorsque la couche de mélange est fine qu'en hiver lorsqu'elle est plus profonde. Les événements de précipitations intenses ne sont donc pas précédés des mêmes intensités de refroidissement de SST, comme illustré par les valeurs d'IPSS dans la figure 6.8a. Les événements hivernaux ont de faibles IPSS alors qu'en d'autres saisons, les changements de SST peuvent atteindre des IPSS plus forts. La figure 6.7b montre l'évolution de la SST en fonction du temps. Pour les HPEs avec anomalie froide de SST, le composite de SST_{CPL} décroît significativement (à 97,5%) plus que le composite SMO dans les 3 jours qui précèdent les HPEs, en conséquence du mistral.

6.4 Le refroidissement de SST par le Mistral diminue les précipitations.

Ce phénomène systématique de refroidissement de la SST par le Mistral a un effet sur les précipitations, comme le montre la figure 6.5b. Cette figure montre une diminution des précipitations sur mer de 1 à 7 mm et sur terre de 1 à 5 mm en composite sur les 19 événements. Le contour rouge montre la zone significative à 97,5% sur le composite. Il s'agit d'une zone juste en amont de la côte et sur la côte. Cette zone n'est pas très étendue mais la figure 6.8 montre que certains événements présentent des différences de SST CPL-SMO plus fortes qui ont un effet plus important sur les précipitations. Cette figure montre en effet la relation entre i_{rain} et IPSS comme dans la partie précédente, en distinguant cette fois-ci entre précipitations explicites et paramétrisées (ou

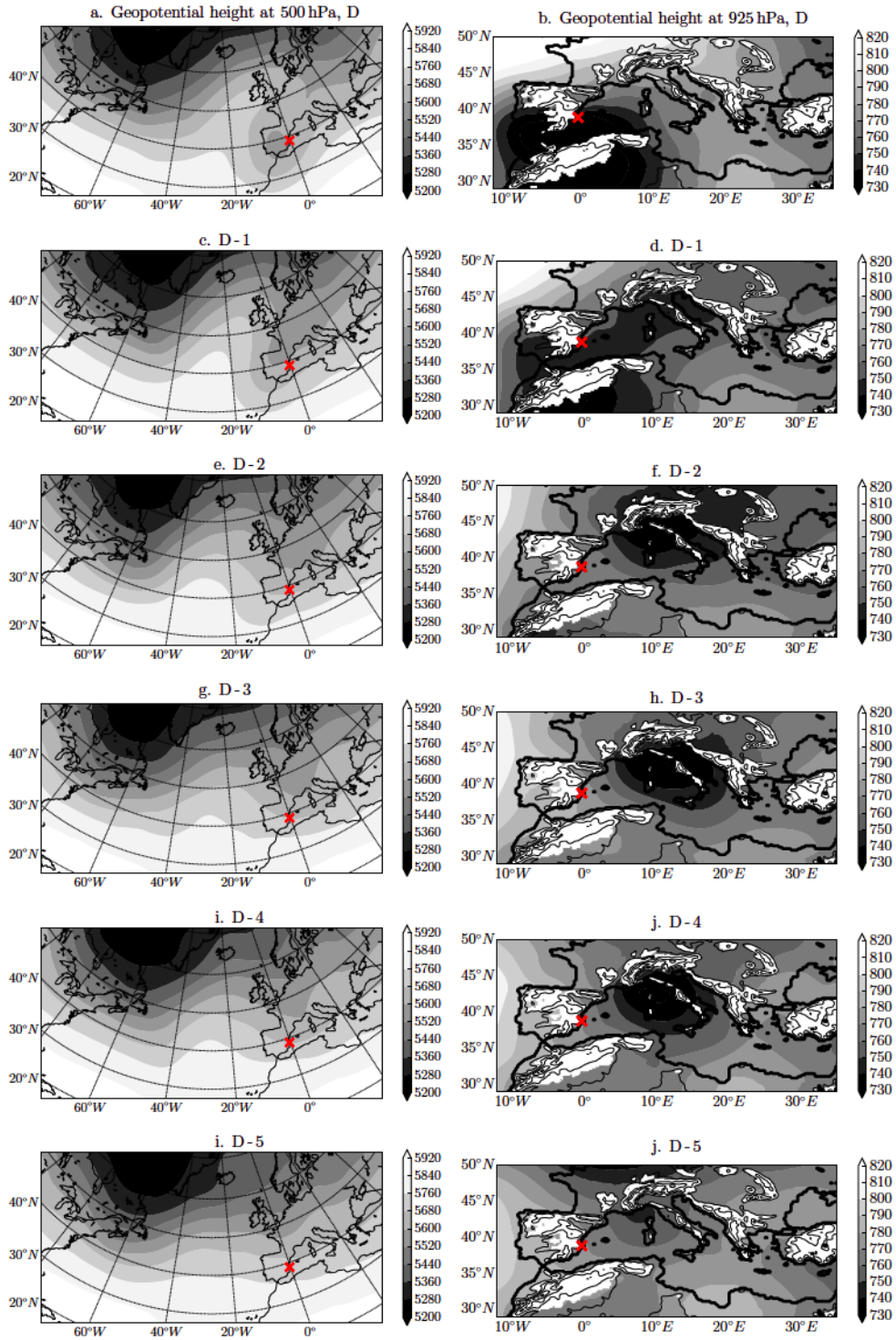


Fig. 6.6 Composite pour les événements présentant des différences négatives $SST_{CPL} - SST_{SMO}$. Colonne de gauche : hauteur de géopotential à 500 hPa à 1200 UTC. Colonne de droite : hauteur de géopotential à 925 hPa à 1200 UTC. a, b : pour le jour du HPE (D), c, d : pour le jour avant l'événement (D-1), e, f : D-2; g, h : D-3; i, j : D-4, k, l : D-5.

convectives). Dans cette région, ce sont essentiellement les précipitations paramétrisées qui sont sensibles à la SST. Ceci explique que l'essentiel de la réponse domine sur mer et aux environs des côtes, selon la répartition des précipitations paramétrisées (figure 6.3).

Dans la partie précédente, la figure 5.7b montre que les flux latents et sensibles sont affectés par les changements de SST. Ces changements de flux peuvent ensuite avoir de multiples conséquences sur la thermodynamique et la dynamique de l'atmosphère. Dans les parties 3 et 4, les mécanismes en jeu dans les deux cas d'études étaient liés à des changements de stratification et de pression, qui entraînaient des changements de dynamique du jet de basses couches. La zone de convergence était notamment sensiblement affectée par ces changements. Dans le cas des Cévennes, à la fois les précipitations explicites et paramétrisées étaient affectées par les changements de SST (non montré). Ici pour la région de Valence, il semble les précipitations paramétrisées sont majoritairement affectées. Dans le schéma de paramétrisation de Kain-Fritsch, le déclenchement de la convection dépend de la CIN et de la convergence de basse couche. L'hypothèse de fermeture, qui détermine l'intensité de la convection est ensuite basée sur la CAPE : 90% de la CAPE du point de grille (calculée en tenant compte de l'entraînement) est consommée en un temps convectif qui dépend de la vitesse verticale (de l'ordre de 30mn à 1h). L'intensité des précipitations dépend de l'intensité de la convection (vitesse verticale), de la quantité d'entraînement et de déentraînement avec l'air environnant ainsi que de l'évaporation dans le courant descendant. Le taux maximal d'entraînement est d'autant plus faible que la convergence de basse couche est forte. La figure 6.9 montre le composite des différences pour CPL-SMO, pour différents diagnostics : la CAPE, la divergence d'humidité, la pression de surface et la stratification de basse couche. La figure 6.9a montre tout d'abord une diminution moyenne significative de la CAPE de 10 à 30 J kg^{-1} dans la simulation CPL par rapport à la simulation SMO dans la zone en amont des précipitations et 30 à 50 J kg^{-1} dans la zone des précipitations convectives. Dans cette même zone, une diminution de convergence d'humidité de $0,5$ à $1,5 \cdot 10^{-7} \text{ kg kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ est visible, elle est significative à 97,5%. La différence de convergence est liée essentiellement à une différence de vent et non d'humidité (comme montré dans le chapitre 5, tableau 5.7). La figure 6.9c montre la différence de vents CPL-SMO, qui prend la forme d'une anomalie anticyclonique autour d'une différence positive de pression entre CPL et SMO. L'intensité et la direction de l'anomalie de vent correspondent essentiellement à l'anomalie géostrophique montrée par ce gradient de pression, et modulée par la friction en couche limite. Enfin, l'augmentation de la stratification de basse couche n'est pas significative dans la zone amont des précipitations (figure 6.9d), elle n'est donc pas commune à tous les cas et semble peu liée à la différence de vents. Pour résumer, la diminution de convergence d'humidité est vraisemblablement liée à une différence de pression de surface, qui induit une différence de vent. Cette différence de pression de surface est possiblement liée à la diminution de la chaleur latente de condensation au sein de la convection, en raison de la plus faible quantité d'humidité dans les masses d'air de surface (et la plus faible CAPE) et à la convergence d'anomalies de température froide dues à la diminution des flux sensibles. La CAPE est plus faible sur une partie du domaine amont et d'autant plus faible dans la zone de diminution de la convergence : il est possible que l'anomalie de convergence à son tour diminue la CAPE par un apport plus faible d'humidité et

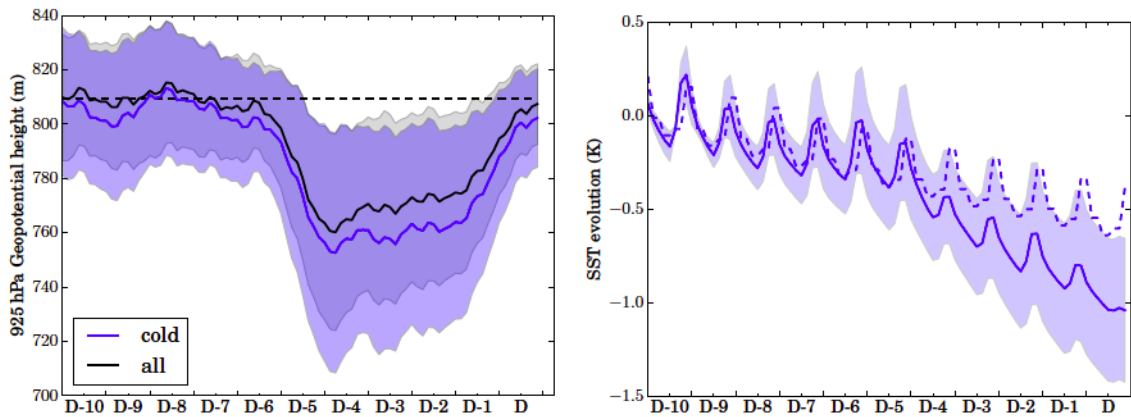


Fig. 6.7 a. Série temporelle du géopotential à 925hPa en moyenne spatiale dans le golfe de Gênes de (de 42° N à $44,1^{\circ}$ N et de 8° E à 10° E) de 10 jours avant le HPE (D-10) au HPE (D). En noir, tous les HPEs, en bleu ceux dont $SST_{CPL} - SST_{SMO} < 0$, l'intervalle coloré est l'intervalle de confiance à 99% pour une distribution de Student (moyenne $\pm 2,58 \sigma / \sqrt{n}$). La ligne tiretée noire est la moyenne de D-10 et D-9 considérée comme moyenne climatologique. b. Série temporelle de l'évolution de la SST dans CPL par rapport à D-10 en moyenne spatiale dans la zone amont des HPEs (zone bleue dans la figure 6.1). En bleu la moyenne pour les événements dont $SST_{CPL} - SST_{SMO} < 0$, l'intervalle coloré est l'intervalle de confiance à 97.5% pour une distribution de Student (moyenne $\pm 2,12 \sigma / \sqrt{n}$). En ligne tiretée, l'évolution de la SST pour SMO.

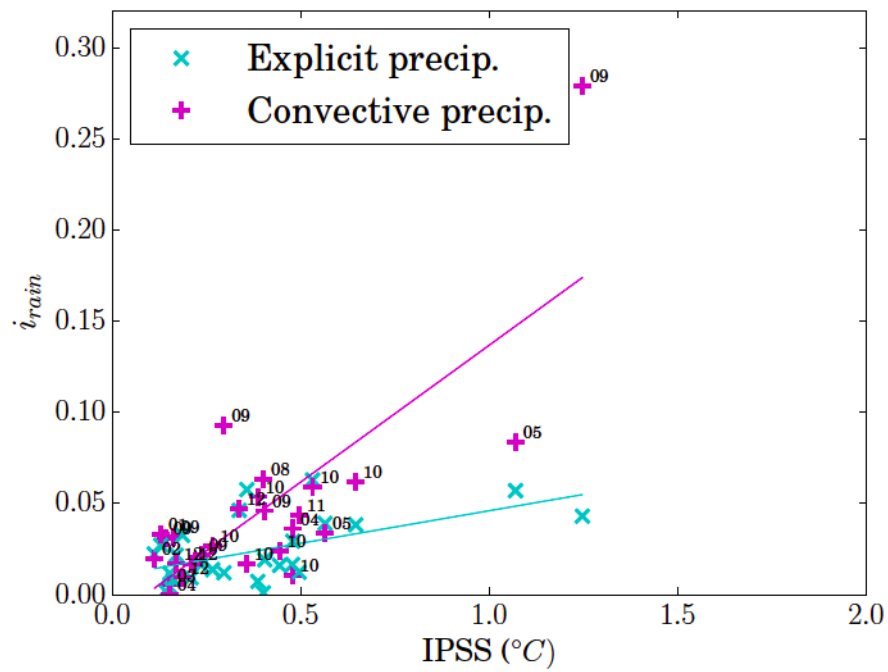


Fig. 6.8 i_{rain} (% du maximum de précipitations totales) en fonction de IPSS (°C) calculés comme dans la partie précédente (Eq. (5.4.1) et Eq. (5.4.2)) pour les précipitations explicites (bleu clair) et convectives (rose) dans les zones présentées dans la figure 6.1.

des températures plus faibles en basses et moyennes couches. Les précipitations sont donc plus faibles probablement à la fois à cause d’une diminution de CAPE qui diminue l’intensité de la convection et d’une diminution de la convergence d’humidité qui augmente le taux d’entraînement de la parcelle dans le schéma de paramétrisation de Kain-Fritsch modifié (Kain, 2004).

6.5 Conclusion

Il a été montré dans cette partie que plus de 70% des événements les plus intenses représentés par le modèle MORCE étaient précédés d’un événement de Mistral, qui induisait un refroidissement de la SST sur la zone en amont des systèmes précipitants, du golfe du Lion à la mer des Baléares. Cette succession a déjà été répertoriée dans des cas d’études, tels que le 6 septembre 1989 par Pastor et al. (2001) (qui fait partie des cas retenus par le modèle) ou le 4 novembre 1987 par Millán et al. (2005). Dans cette étude, on montre que la succession concerne de nombreux cas et qu’elle résulte du déferlement d’une onde de Rossby constituée d’un dipôle dorsale/thalweg qui se creuse avant de déferler et générer une dépression isolée sur la péninsule ibérique. Le refroidissement de SST induit par le mistral quelques jours avant l’événement de pluie intense diminue l’intensité des précipitations intenses. Cet impact concerne essentiellement les précipitations paramétrisées du modèle : il serait donc intéressant de rejouer ces cas avec un modèle à plus haute résolution afin d’examiner l’impact du changement de SST sur les systèmes convectifs non résolus à 20 km de résolution. L’étude de Pastor et al. (2001) montre ainsi que des changements de SST de l’ordre de 2 à 5°C induisent des changements de précipitations de 25 à 200% dans le modèle RAMS à 2.5 km de résolution, ce qui est plus important que ce qui est relevé dans notre étude.

Bibliographie

- Estrela, M., Peñarrocha, D., Pastor, F., and Millán, M. (2000). Torrential events on the spanish mediterranean coast (valencian region). spatial precipitation patterns and their relation to synoptic circulation. *Mediterranean Storms. (Claps, P. and Siccardi, F., eds.)*, pages 97–106.
- Herrera, S., Gutierrez, J., Ancell, R., M.R., P., Frias, M., and Fernandez, J. (2012). Development and analysis of a 50 year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (spain02). *Int. J. Climatol.*, 32 :74–85.
- Kain, J. S. (2004). The Kain–Fritsch convective parameterization : An update. *J. Appl. Meteorol.*, 43(1) :170–181.
- Millán, M., Estrela, M. J., and Caselles, V. (1995). Torrential precipitations on the Spanish east coast : the role of the Mediterranean sea surface temperature. *Atmos. Res.*, 36(1) :1–16.
- Millán, M. M., Estrela, M. J., and Miró, J. (2005). Rainfall components : variability and spatial distribution in a Mediterranean Area (Valencia Region). *Journal of Climate*, 18(14) :2682–2705.

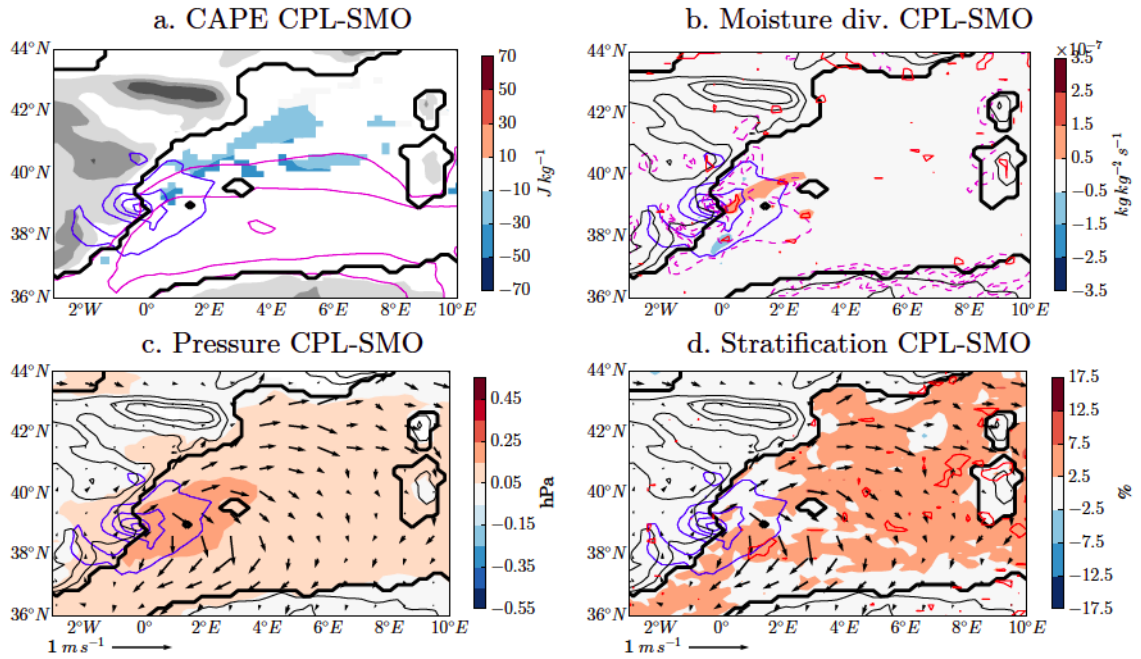


Fig. 6.9 Composite pour les événements présentant des différences négatives $SST_{CPL} - SST_{SMO}$. a : couleurs : différences de CAPE entre CPL et SMO (seules les valeurs significatives avec une probabilité de 97,5% de rejet de l'hypothèse de moyenne nulle avec un test-t de Student sont montrées), contours magenta : CAPE dans CPL, contour tous les $200 J kg^{-1}$, contours bleus : pluie dans CPL (contour tous les 20 mm). b : couleurs : Différences de divergence d'humidité entre CPL et SMO ($kg kg^{-1} s^{-1}$), contours rouges : valeurs significatives avec une probabilité de 97,5%, contours magenta : divergence d'humidité dans CPL (contour tous les $0,2 \times 10^{-6} kg kg^{-1} s^{-1}$, seules les valeurs négatives sont montrées), contours bleus : pluie dans CPL (contour tous les 20 mm). c : couleurs : différences de pression de surface (hPa, seules les valeurs significatives avec une probabilité de 97,5% sont montrées), flèches : différences de vent (moyenne sur les 6 premiers niveaux modèle ($\approx 0-800 m$)), contours bleus : pluie dans CPL (contour tous les 20 mm). d : couleurs : différences de stratification (fréquence de Brunt-Väisälä dans les 6 premiers niveaux modèle) (% des valeurs de CPL), contours rouges : valeurs significatives avec une probabilité de 97,5%.

- Pastor, F., Estrela, M. J., Peñarrocha, D., and Millán, M. M. (2001). Torrential rains on the Spanish Mediterranean coast : Modeling the effects of the sea surface temperature. *J. Appl. Meteorol.*, 40(7) :1180–1195.
- Pastor, F., Gómez, I., and Estrela, M. J. (2010). Numerical study of the October 2007 flash flood in the Valencia region (Eastern Spain) : the role of orography. *NHESS*, 10(6) :1331–1345.
- Pastor, F., Valiente, J. A., and Estrela, M. J. (2015). Sea surface temperature and torrential rains in the Valencia region : modelling the role of recharge areas. *NHESS Discussions*, 3(2) :1357–1396.
- Peñarrocha, D., Estrela, M. J., and Millán, M. (2002). Classification of daily rainfall patterns in a Mediterranean area with extreme intensity levels : the Valencia region. *International Journal of Climatology*, 22(6) :677–695.
- Romero, R., Sumner, G., Ramis, C., and Genovés, A. (1999). A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area. *International Journal of Climatology*, 19(7) :765–785.

Chapitre 7

Conclusions et perspectives

Les précipitations extrêmes en Méditerranée ont été l'objet de nombreuses études de différentes communautés : d'un point de vue observationnel *in situ*, par satellite, d'un point de vue météorologique grâce à des simulations des quelques jours à une résolution permettant de résoudre les phénomènes convectifs et d'un point de vue climatique avec des modèles régionaux (RCMs de résolution de l'ordre de 50 à 12 km, dont la convection est paramétrisée. L'approche adoptée dans cette thèse est l'utilisation de RCMs pour une étude de sensibilité de l'échelle de l'événement journalier à la statistique climatique sur les 23 dernières années. Plusieurs simulations jumelles ont permis d'analyser la sensibilité de nombreux événements extrêmes aux changements de température de surface de la mer, qu'ils soient artificiels ou résultent de changements sous-mensuels. L'utilisation d'un modèle climatique régional atmosphérique couplé à un modèle océanique permet de comprendre les processus couplés atmosphère-océan à l'échelle sous-mensuelle, caractérisés essentiellement par la réponse de la couche de mélange au forçage atmosphérique par des vents forts, très présents en Méditerranée.

Cette thèse a tout d'abord permis de dégager des mécanismes d'influence de changements de SST de l'ordre de quelques degrés sur deux événements de précipitations intenses dans les Cévennes dans une simulation à 25 km de résolution : la confluence de différences de température atmosphérique dans la zone de convergence à l'origine des précipitations est à l'origine d'une différence de pression qui modifie la dynamique de la zone de convergence et décale les précipitations. La stabilisation des masses d'air au-dessus d'une l'anomalie froide dans le golfe du Lion augmente le blocage des masses d'air par le massif des Alpes et enfin la dynamique de la zone de convergence elle-même est influencée par des changements de stabilité en amont.

À l'aide des mécanismes identifiés dans les deux cas d'étude, des indices de différences de précipitations (I_{rain}) et de différences de SST (IPSS) ont été élaborés respectivement sur la zone des Cévennes et sur la zone océanique des côtes catalanes à la Corse à travers le golfe du Lion. Il s'agit de la moyenne quadratique spatiale des différences de précipitations d'une part et des différences de SST d'autre part. Ces deux indices présentent une relation linéaire statistiquement robuste pour les Cévennes : plus les différences de SST dans la zone amont sont importantes, plus les différences de précipitations le sont aussi, quelque soit leur signe. Ceci est valable à la fois pour les biais du modèle océanique et pour les effets du couplage sous-mensuel même.

Cet indice a ensuite été utilisé pour d'autres régions ainsi que pour l'AORCM

CNRM-RCSM4, en plus de l'AORCM MORCE sur des simulations de 23 ans. Les régions étudiées étaient les Cévennes, l'Italie du Nord-Est, l'Italie centrale, la Calabre et la région de Valence en Espagne, touchées lors de la campagne de mesures SOP1 de HyMeX à l'automne 2012. Parmi ces régions, les Cévennes, la région de Valence et la Calabre présentaient des relations entre I_{rain} et IPSS significatives. La région de Valence et la Calabre étaient caractérisées par des pentes de sensibilité plus élevées que pour les Cévennes, probablement à cause des masses d'air moins saturées dans les zones amont pour ces régions. Par ailleurs, les changements de SST dus à des effets couplés sont relativement faibles en Calabre, alors qu'ils sont plus importants pour les Cévennes et Valence. Les mécanismes reliant les différences de précipitations aux différences de SST semblent liés à des différences de vent plutôt que d'humidité dans le flux convergent à l'origine des précipitations pour toutes les zones.

Enfin, la région de Valence a fait l'objet de la dernière partie de cette thèse étant donné les changements de SST sous-mensuels relativement importants dans cette région et la sensibilité des précipitations à ces variations. Il a été montré que les changements de SST sous-mensuels (différences CPL-SMO) dans la zone amont des HPEs étaient majoritairement négatifs dans cette région. Ceci a été relié à la présence dans la majeure partie des cas de mistral présent dans les 5 jours précédant ces HPEs. La succession mistral/HPE est due au déferlement d'une onde de Rossby à l'origine d'une dépression coupée du flux sur l'Espagne. Ce refroidissement par le mistral a ensuite un effet de réduction de l'intensité des précipitations.

Ces études de sensibilité sont étroitement liées à la paramétrisation des flux, qui reste à améliorer dans les modèles utilisés (Lebeaupin Brossier et al., 2008; Di Luca et al., 2014). On peut citer quelques phénomènes qui ne sont pas pris en compte dans les paramétrisations utilisées dans cette thèse : les effets de rafales de vent sous-maille, la salinité de la mer qui réduit la pression de vapeur saturante (facteur de 0.98), l'inclusion de la hauteur des vagues dans la rugosité de surface ou encore l'influence des projections d'écume à des vitesses de vent supérieures à 15 m s^{-1} , pour lesquels l'énergie nécessaire à l'évaporation est fournie par l'atmosphère et non plus par l'océan, comme dans les paramétrisations traditionnelles (Fairall et al., 1994). Il serait ainsi intéressant de comparer d'autres paramétrisations de flux pour observer les effets sur le couplage air-mer.

Par ailleurs, cette étude s'appuie sur des modèles de climat régionaux à 50 ou 20 km de résolution. Ces modèles permettent de résoudre davantage de processus que les GCMs, qui ont une résolution de l'ordre de 100 km. En région Méditerranée notamment, la meilleure résolution du relief permet de simuler les zones de convergence de basses couches et les cyclones de surface par exemple, importants pour la génération des précipitations intenses, mais aussi les effets de déclenchement et intensification des précipitations par le relief. Cependant, une multitude de processus de plus fine échelle, tels que l'étalement des poches froides des cellules convectives, les interactions fine-échelle avec le relief, la convection profonde elle-même, ne sont pas résolus dans les RCMs. La convection profonde est paramétrisée mais les autres phénomènes ne le sont pas forcément. La limite inférieure de résolution des RCMs, où la convection est paramétrisée, est de 10 km. Les phénomènes extrêmes représentés par les RCMs sont donc souvent des phénomènes intenses en réalité mais pas nécessairement les plus extrêmes

(tableau 5.4, Table 5.5 et Colin (2012)). Les CPM (convection-permitting models) à des échelles de temps climatiques (dizaines d'années) sont en cours de développement depuis les 5 dernières années. Il s'agit de modèles à résolution inférieure à 4 km dans lesquels la convection n'est plus paramétrisée mais résolue. Entre 4 et 10 km, les hypothèses sous-jacentes aux schémas de convection ne sont plus valables, alors que la convection n'est pas résolue, c'est la » zone grise « de la convection. Le développement des CPMs aux échelles climatiques est une perspective intéressante pour les études de sensibilité des précipitations extrêmes à divers phénomènes, et notamment à la température de surface de la mer. Les CPMs sont utilisés pour des cas d'études à l'échelle de quelques jours mais pas encore à l'échelle climatique, en raison de leur coût très élevé de calcul (estimé à 10^6 fois plus important qu'un RCM) et de stockage de données. Les premières études sur un domaine de plusieurs centaines de km de côté et plusieurs décennies concernent le sud des îles britanniques avec une résolution de 1.5 km (Kendon et al., 2012, 2014; Chan et al., 2014), et les Alpes de la Méditerranée à l'Allemagne du nord avec une résolution de 2.2 km (Ban et al., 2014, 2015). Les CPMs permettent notamment d'améliorer les précipitations extrêmes à l'échelle horaire, d'améliorer le cycle diurne de la convection estivale, l'amélioration de la structure des objets précipitants, améliorer les précipitations en été en plaine et en toute saison en région orographique (Prein et al., 2015). Ils sont donc une perspective intéressante pour une étude de sensibilité à l'échelle climatique des précipitations intenses en Méditerranée.

La Méditerranée orientale est aussi touchée par des épisodes de précipitations intenses et des épisodes de vents forts (Étésien) lorsque la couche océanique de mélange est peu épaisse : il semblerait intéressant d'étendre l'étude à cette région.

Enfin, des études récentes ont montré l'impact des aérosols sur les précipitations intenses en France sur certains cas d'étude (Chaboureaud et al., 2011; Flamant et al., 2015). Une approche similaire à cette thèse pourrait être intéressante pour caractériser climatologiquement l'impact des épisodes d'advections de poussières africaines sur les précipitations intenses.

Bibliographie

- Ban, N., Schmidli, J., and Schär, C. (2014). Evaluation of the convection-resolving regional climate modeling approach in decade-long simulations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119(13) :7889–7907.
- Ban, N., Schmidli, J., and Schär, C. (2015). Heavy precipitation in a changing climate : Does short-term summer precipitation increase faster ? *Geophys. Res. Lett.*, 42(4) :1165–1172.
- Chaboureaud, J.-P., Richard, E., Pinty, J.-P., Flamant, C., Di Girolamo, P., Kiemle, C., Behrendt, A., Chepfer, H., Chiriaco, M., and Wulfmeyer, V. (2011). Long-range transport of saharan dust and its radiative impact on precipitation forecast : a case study during the convective and orographically-induced precipitation study (cops). *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137(S1) :236–251.
- Chan, S. C., Kendon, E. J., Fowler, H. J., Blenkinsop, S., Roberts, N. M., and Ferro, C.

- A. T. (2014). The Value of High-Resolution Met Office Regional Climate Models in the Simulation of Multihourly Precipitation Extremes. *J. Clim.*, 27(16) :6155–6174.
- Colin, J. (2012). *Étude des événements précipitants intenses en Méditerranée : approche par la modélisation climatique régionale*. PhD thesis, CNRM-GAME, Météo France.
- Di Luca, A., Flaounas, E., Drobinski, P., and Brossier, C. L. (2014). The atmospheric component of the mediterranean sea water budget in a wrf multi-physics ensemble and observations. *Clim. Dyn.*, 43(9-10) :2349–2375.
- Fairall, C., Kepert, J., and Holland, G. (1994). The effect of sea spray on surface energy transports over the ocean. *Global Atmos. Ocean Syst.*, 2(2-3) :121–142.
- Flamant, C., Chaboureaud, J.-P., Chazette, P., Di Girolamo, P., Bourrianne, T., Totems, J., and Cacciani, M. (2015). The radiative impact of desert dust on orographic rain in the Cevennes–Vivarais area : a case study from HyMeX. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 15(16) :22451–22492.
- Kendon, E. J., Roberts, N. M., Fowler, H. J., Roberts, M. J., Chan, S. C., and Senior, C. A. (2014). Heavier summer downpours with climate change revealed by weather forecast resolution model. *Nature Climate Change*, 4 :570–576.
- Kendon, E. J., Roberts, N. M., Senior, C. A., and Roberts, M. J. (2012). Realism of Rainfall in a Very High-Resolution Regional Climate Model. *J. Clim.*, 25(17) :5791–5806.
- Lebeaupin Brossier, C., Ducrocq, V., and Giordani, H. (2008). Sensitivity of three Mediterranean heavy rain events to two different sea surface fluxes parameterizations in high-resolution numerical modeling. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 113(D21).
- Prein, A. F., Langhans, W., Fosser, G., Ferrone, A., Ban, N., Goergen, K., Keller, M., Tölle, M., Gutjahr, O., Feser, F., Brisson, E., Kollet, S., Schmidli, J., van Lipzig, N. P. M., and Leung, R. (2015). A review on regional convection-permitting climate modeling : demonstrations, prospects, and challenges : Convection-permitting climate modeling. *Reviews of Geophysics*.

Annexe A

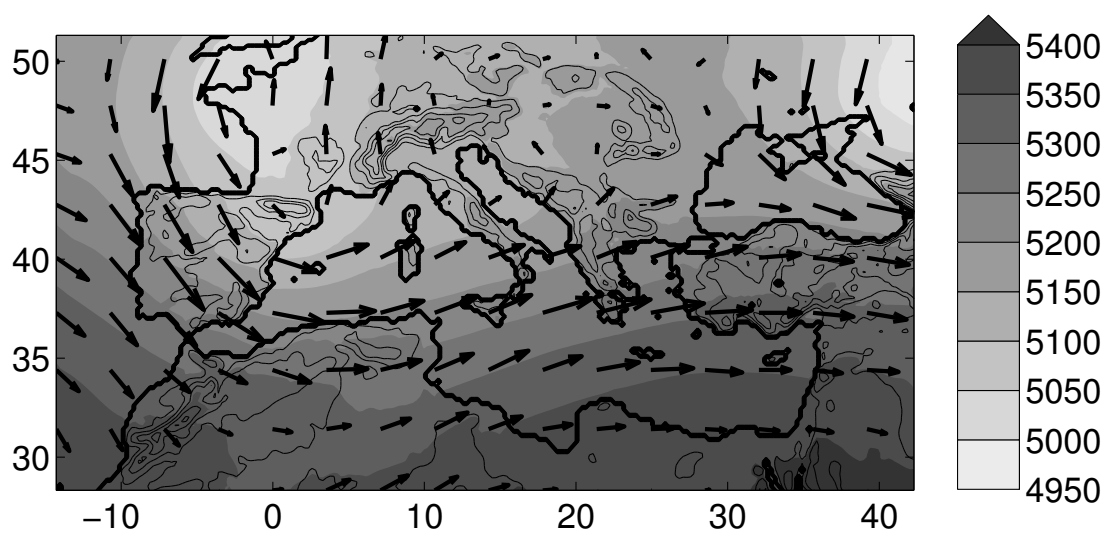


Fig S1: Geopotential height (m) (shading) and wind direction (arrow) at 500hPa on 19 September 1996 at 06 UTC

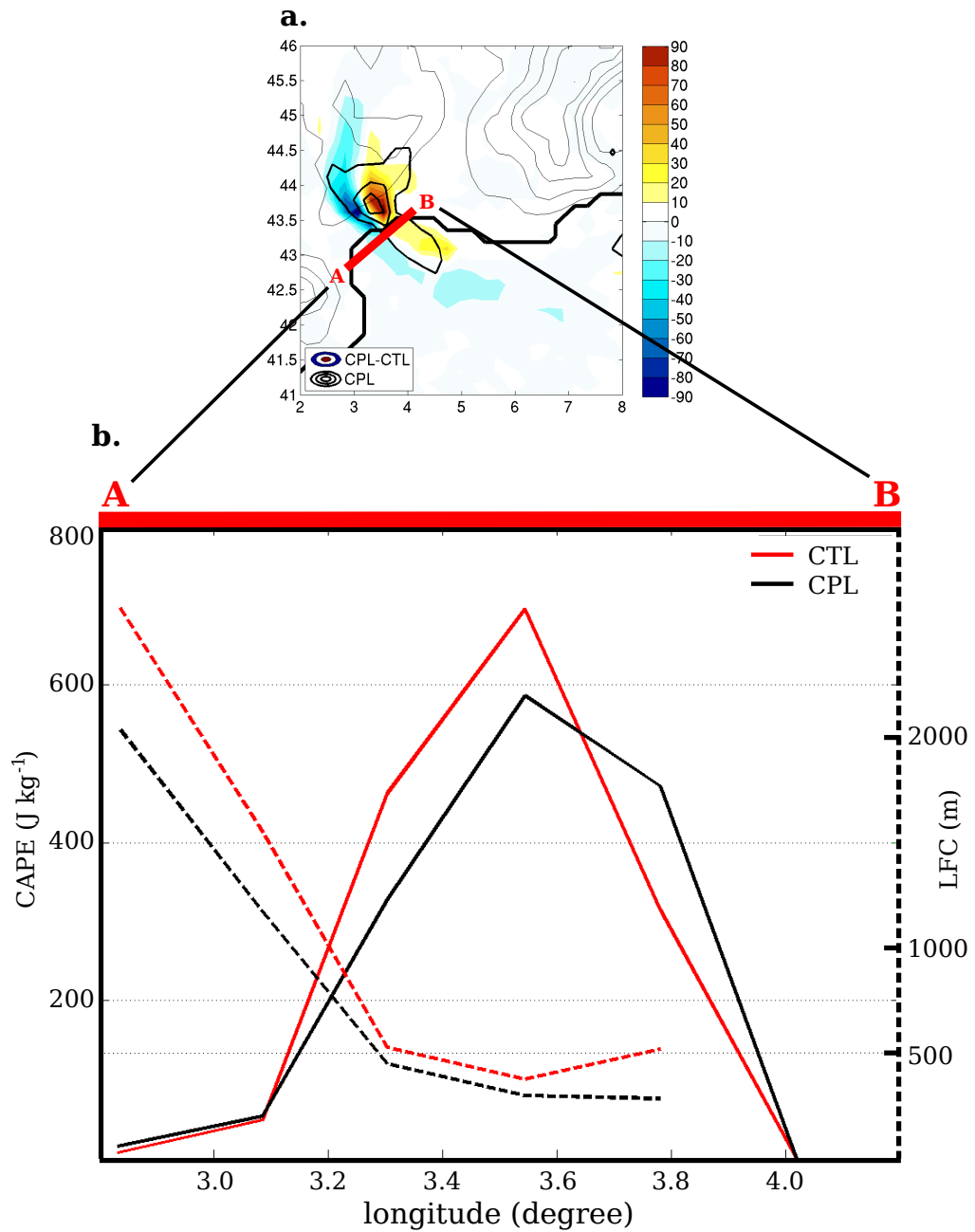


Figure S2. a. Daily precipitation on the 19 September 1996 (mm dy⁻¹). colours: difference between CPL and CTL, contours: CPL. b. Cross-section along the A-B ligne on panel a of CAPE (plain line, left axis) (J.kg⁻¹) and LFC (dashed line, right axis) (m) at 06 UTC. Red: CPL, black: CTL.

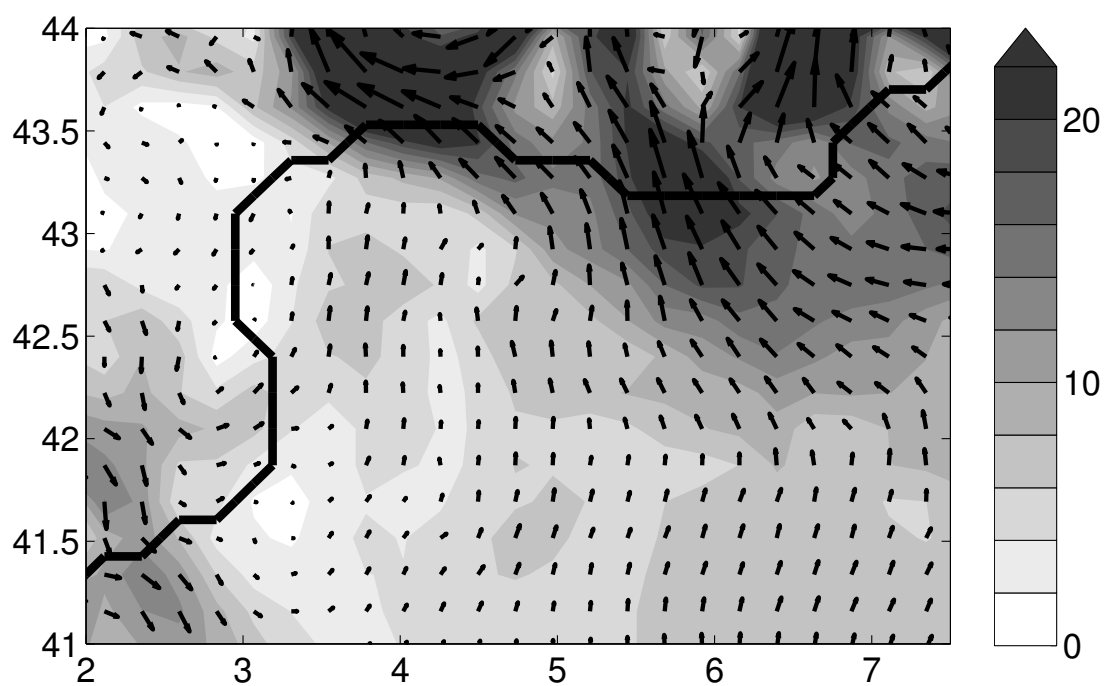


Figure S3. Geostrophic wind in CPL simulation at 06 UTC on 19 September 1996 (m s^{-1}). Shading: wind intensity, arrows: wind direction

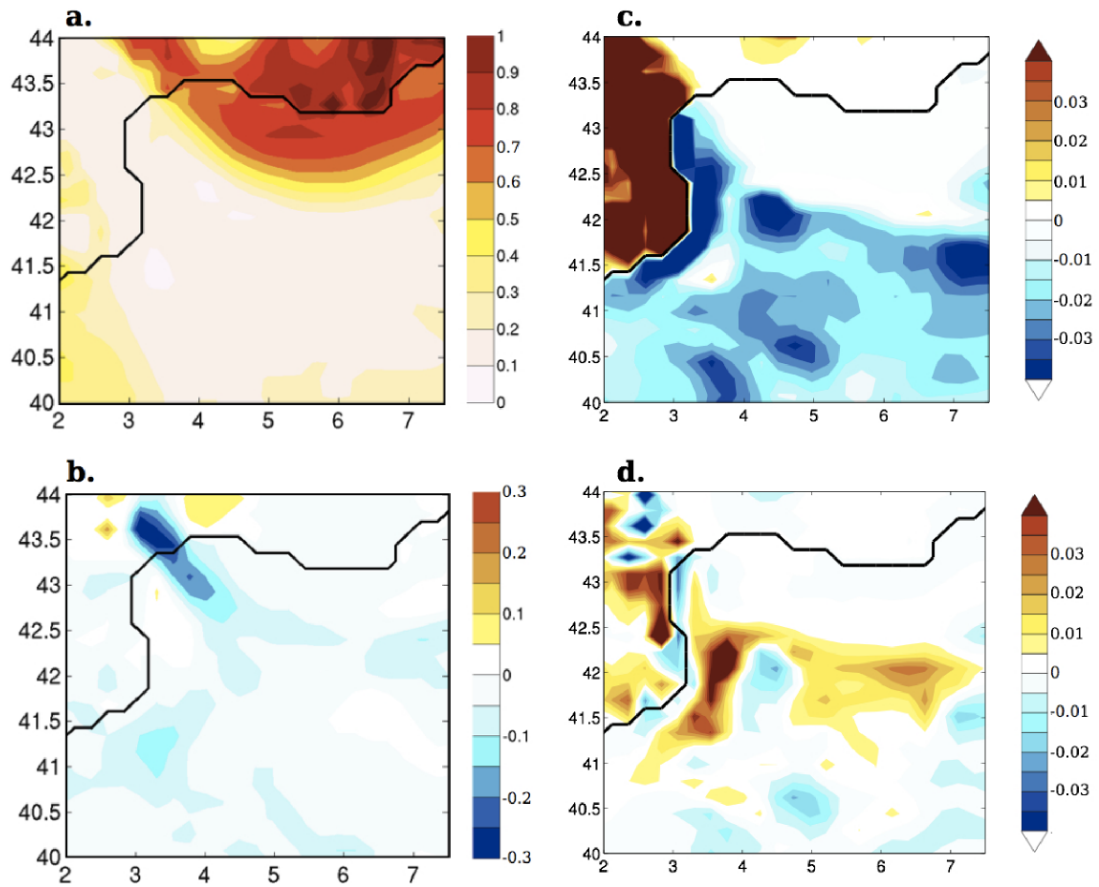


Figure S4. a. surface friction velocity of CPL at 06 UTC on 19 September 1996 (m s^{-1}); b. difference of surface friction velocity between CPL and CTL (m s^{-1}); c. Inverse of L the Monin-Obukov length (m^{-1}) of CPL at 06 UTC on 19 September 1996; d. difference of $1/L$ between CPL and CTL

Annexe B

Date	IPSS CPL-SMO (°C)	Irain CPL-SMO (mm)	IPSS CPL-CTL (°C)	Irain CPL-CTL (mm)
1991-10-27	0.27	8.3	0.67	13.8
1993-09-23	0.46	10.0	0.32	9.9
1993-11-24	0.25	5.1	0.62	10.2
1994-09-23	0.56	13.3	0.38	6.2
1994-10-20	0.18	11.8	0.37	11.0
1994-11-04	0.15	8.6	0.53	9.8
1995-11-26	0.18	5.1	0.46	9.2
1996-09-19	0.24	6.7	0.59	26.9
1996-11-12	0.19	4.3	0.69	12.7
1997-11-04	0.44	6.5	0.57	12.5
1999-10-20	0.30	8.2	0.59	12.3
1999-11-12	0.27	6.4	0.74	14.3
2000-09-29	0.30	4.8	0.37	8.4
2002-10-09	0.19	4.1	0.87	17.8
2003-10-01	0.34	2.4	0.76	8.4
2003-11-16	0.17	4.1	0.69	19.2
2005-09-06	0.48	12.9	1.16	34.3
2005-10-18	0.21	3.5	0.73	12.0
2006-10-19	0.33	10.0	0.66	12.3
2006-11-17	0.13	1.9	0.75	12.9
2007-11-21	0.37	4.7	0.61	7.3
2008-11-01	0.26	4.5	0.70	10.2

Table .1 *Supplementary material : Dates of the 22 most extreme events selected in the model output with a threshold of 110 mm and IPSS and Irain calculated for each event for the CPL-SMO difference and CPL-CTL difference.*

Sujet : Sensibilité des précipitations extrêmes au couplage sous-mensuel atmosphère-océan en Méditerranée nord-occidentale : approche par la modélisation climatique régionale.

Résumé : Chaque automne, des événements de précipitations intenses (HPEs) ont lieu en Méditerranée nord-occidentale. Cette thèse adopte une approche par la modélisation climatique régionale couplée atmosphère-océan pour traiter de la sensibilité de ces événements à des changements de température de surface de la mer (SST) résultant soit de biais dans le modèle couplé, soit de la réponse de la couche de mélange océanique à des forçages atmosphériques. Deux cas d'études mettent en évidence la sensibilité particulière des zones de convergence d'humidité aux changements de SST. L'élaboration d'indices synthétiques de changements dans les précipitations et de changements de SST en amont des zones précipitantes met en lumière dans plusieurs régions (Cévennes, région de Valence, Calabre) une relation linéaire entre ces deux quantités dans deux plateformes de modélisation différentes : MORCE et CNRM-RCSM4. Dans la région de Valence, en Espagne, nous montrons en outre que les événements de précipitations intenses sont souvent précédés d'un épisode de Mistral qui refroidit la zone amont des précipitations dans les jours précédant celles-ci, refroidissement qui tend ensuite à réduire l'intensité de l'événement précipitant.

Mots clés : interactions air-mer, événements de précipitations intenses, Méditerranée, modélisation climatique régionale

Subject : Sensitivity of extreme precipitation to submonthly air-sea coupling in the northwestern Mediterranean: a regional climate modeling approach.

Résumé : Every year in autumn, heavy precipitation events (HPEs) occur in the northwestern Mediterranean. This thesis uses coupled atmosphere-ocean regional climate modeling to tackle the sensitivity of these events to sea surface temperature (SST) changes coming either from model biases or from the oceanic mixed layer response to atmospheric forcing. Two case studies show the particular sensitivity of moisture convergence zones to SST changes. The use of synthetic indexes of precipitation changes and SST changes in the upstream zones shows a linear relationship between the two indexes in several regions (Cévennes, the region of Valencia, Calabria) in the modeling platforms MORCE and CNRM-RCSM4. Furthermore, we show that the HPEs in the region of Valencia are often preceded by a Mistral event which cools the upstream zone within 5 days before the HPEs. In turn, this cooling tends to reduce the intensity of the HPE.

Keywords : air-sea interactions, heavy precipitation events, Mediterranean, regional climate modeling