



Initiation et organisation d'un système fortement précipitant méditerranéen dans le cadre de période d'observation spéciale HyMeX : simulations aux échelles hectométriques

Maxime Martinet

► To cite this version:

Maxime Martinet. Initiation et organisation d'un système fortement précipitant méditerranéen dans le cadre de période d'observation spéciale HyMeX : simulations aux échelles hectométriques. Météorologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2017. Français. NNT : 2017TOU30312 . tel-02926147

HAL Id: tel-02926147

<https://theses.hal.science/tel-02926147>

Submitted on 31 Aug 2020

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

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



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Présentée et soutenue par :

Maxime Martinet

le lundi 11 décembre 2017

Titre :

Initiation et organisation d'un système fortement précipitant méditerranéen
dans le cadre de la période d'observation spéciale HyMeX : simulations aux
échelles hectométriques

École doctorale et discipline ou spécialité :

ED SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

Unité de recherche :

Centre National de Recherches Météorologiques

Directeur/trice(s) de Thèse :

Olivier Nuissier et Fanny Duffourg

Jury :

Sylvain Coquillat	Président du Jury
Wolfram Wobrock	Rapporteur
Vassiliki Kotroni	Rapporteur
Chantal Claud	Examinatrice
Brice Boudevillain	Examineur
Olivier Nuissier	Directeur
Fanny Duffourg	Directrice
Veronique Ducrocq	Invitée

Résumé

Les épisodes de pluies intenses qui affectent le pourtour Méditerranéen sont des phénomènes dangereux. Ils peuvent causer des crues éclair engendrant des dégâts matériels et humains importants. La prévision numérique du temps a aujourd'hui fait de nombreux progrès en particulier grâce à l'avènement des modèles de fine échelle. Cependant la prévision de ces épisodes de pluies intenses reste encore trop souvent imprécise. Par le passé, des études ont permis de mettre en évidence les ingrédients météorologiques principaux de ces phénomènes extrêmes. Cependant, certains mécanismes de fine échelle (microphysique et turbulence) et leurs interactions avec ceux de plus grande échelle sont encore mal connus. Le programme de recherche HyMeX vise notamment à améliorer la compréhension des processus impliqués dans ces événements et leur représentation dans les modèles numériques en s'appuyant sur un jeu de données d'observations sans précédent. HyMeX a ainsi apporté des observations in-situ de systèmes fortement précipitants et de leur environnement, en amont, sur mer.

L'objectif de ce sujet de thèse était d'analyser la représentation, dans les modèles à résolution hectométrique, des processus qui permettent l'initiation et l'organisation de la convection, en particulier sur mer.

Le contexte météorologique et les systèmes précipitants de l'épisode convectif de la POI16a HyMeX ont d'abord été étudiés à partir des nombreuses observations et d'une simulation de référence à 2.5 km de résolution horizontale. L'environnement et les mécanismes d'initiation et d'organisation de la convection ont été analysés, mettant en évidence une initiation de la convection due à de la convergence dans un flux humide et instable de basses couches et à une plage froide sous orages. Cette dernière force le contournement du flux de basses couches renforçant localement la convergence.

Cet épisode a ensuite été simulé à une résolution horizontale plus fine de 500 m. Cette gamme de résolution, vers laquelle les modèles opérationnels tendent actuellement, se situe au cœur la zone grise de la turbulence. La représentation des processus turbulents, entre représentation explicite et paramétrisation, y est délicate. Une étude de sensibilité à la paramétrisation de la longueur de mélange pour le schéma de turbulence a été réalisée. Elle a montré un fort impact à la fois sur l'environnement (notamment sur le vent et l'humidité dans les basses couches), sur la dynamique (vitesse verticale) et la microphysique (contenu en hydrométéores, intensité des précipitations et de la plage froide) dans le système précipitant. La longueur de mélange communément utilisée dans cette gamme de résolution produit moins de turbulence sous-maille et donne un système convectif plus intense.

Enfin, pour s'extraire de la zone grise de la turbulence et des difficultés qui y sont associées, la résolution a été affinée jusqu'à l'échelle LES. La première simulation LES d'un cas réel de fortes précipitations sur la Méditerranée a été réalisée, avec une résolution horizontale de 150 m sur un grand domaine couvrant le nord-ouest du bassin méditerranéen (environ 900 millions de points). Elle a montré que la simulation, dans la zone grise de la turbulence, proposait une représentation de l'environnement similaire, mais un système convectif plus intense par rapport à la réalité de la LES. Une analyse préliminaire de la structure du système précipitant simulé a montré l'opportunité offerte par cette simulation LES pour étudier l'organisation à fine échelle des cellules convectives au cœur du système.

Mots clés : Méditerranée, évènements fortement précipitants, modélisation à haute résolution, processus atmosphériques de fine échelle, turbulence

Abstract

Heavy precipitating events affecting the whole Mediterranean region are dangerous phenomena. They can cause flash floods leading to significant material and human damages. Numerical Weather Prediction (NWP) model made significant progress, especially through fine scale modeling. However, the prediction of these intense rainfall events remains imprecise. In the past, studies has already highlighted the major meteorological ingredients of these extreme phenomena. However, some fine scale mechanisms (microphysics and turbulence) and their interaction with larger scale are still not well known. The HyMeX research program is dedicated to improve the understanding of these processes and their representation in numerical models based on an unprecedented observations dataset. HyMeX also provides the first observations of heavy precipitating systems and their environment over the sea.

The objective of this thesis is to analyze the representation of the processes participating in the initiation and the organization of convection in numerical models, especially over sea.

The meteorological context and the precipitating systems of the POI16a convective event (26/10/2012) were first studied with numerous observations and a reference simulation realized at 2.5 km horizontal resolution. The environment, the initiation and the organisation mechanisms for convection have been analyzed, showing a convection initiation triggered by a convergence in humid and unstable low-level flow and by a cold pool under the storm playing a role of deflection of the low-level flow, reinforcing the convergence.

This event was then simulated at a finer horizontal resolution of 500 m. This range of resolution, toward which the operational models curently operate, is located in the grey zone of the turbulence. The representation of turbulent processes between an explicit representation and parameterization is delicate. A sensitivity study to the turbulent mixing length was carried out. A strong impact is observed on both the environment (especially on the low-levels wind and humidity), the dynamic processes (vertical speed) and the microphysics in the precipitating system (hydrometeor content, precipitation and cold pool intensity). The mixing length commonly used in this range of resolution produces less subgrid turbulence and gives a more intense convective system.

Finally, to extract from the grey zone of turbulence and the associated difficulties, the resolution was refined to the LES scale. The first LES simulation of a real heavy precipitating Mediterranean event was carried out with a horizontal resolution of 150 m on a large grid covering the north-west of the Mediterranean basin (900 million points). The simulation in the grey zone of turbulence proposed a representation of the environment quite similar, but a convective system more intense compared to the reality of the LES. A rapid analysis of the simulated precipitating system structure showed the opportunity offered by this LES simulation to study the dynamic and the microphysical organization of the system at a finer scale.

Keywords : Mediterranean, Heavy precipitating events, high-resolution modelisation, fine-scale atmospheric processes, turbulence

Remerciements

« La vie est ainsi, on réalise rarement dans l’instant que les moments difficiles ont une fonction cachée : nous amener à grandir »

Terminer cette thèse n’a pas été de tout repos mais il est aujourd’hui temps pour moi de souffler un bon coup et de tous vous remercier. La thèse restera une aventure de 3 ans mémorable, une aventure en forme de montagnes russes, pouvant parfois vous amener très haut mais aussi très bas dans les émotions qui vous traversent. Avec le recul, je ne regrette rien, j’ai surtout énormément appris et grandi, à la fois scientifiquement et personnellement.

Je souhaite remercier tout d’abord chaleureusement toutes les personnes qui m’ont aidé pendant l’élaboration de ce travail de thèse et notamment :

- ▶ Mon directeur, Olivier Nuissier, pour avoir accepté de m’encadrer, pour tes nombreux conseils durant la thèse et plus particulièrement durant la phase de rédaction et pour ton humour toujours bienveillant.
- ▶ Ma directrice, Fanny Duffourg, pour ta grande qualité d’écoute, ta douceur, ton honnêteté et tes mots toujours encourageants. Travailler avec toi a toujours été un plaisir. Bon voyage vers la Guyane.
- ▶ Véronique Ducrocq pour m’avoir soutenu en pleine phase de rédaction et participer régulièrement à nos débats scientifiques.
- ▶ Didier Ricard et Antoine Verelle, pour m’avoir fait découvrir le monde de la turbulence et toujours su m’aider face à mes incompréhensions.
- ▶ Gaëlle Tanguy, pour avoir grandement contribué à mon début de thèse, sans toi je crois que je serais encore devant ma première simulation Meso-NH.

Merci aux membres du jury qui ont accepté d’évaluer mon travail et à leur bienveillance au moment de la soutenance, en particulier merci aux rapporteurs pour le temps qu’ils ont consacré à mon manuscrit.

Il y a aussi deux personnes qui ont beaucoup compté dans mon parcours universitaire et dans mon choix de poursuivre ma formation en thèse que j’aimerais remercier ici :

- ▶ Brice Boudevillain et Théo Vischel pour votre gentillesse et vos qualités d’encadrement que je n’oublierai jamais.

Ma fin de thèse a été ponctuée par des restructurations administratives qui ont particulièrement pesé sur l'ambiance au sein du laboratoire alors que pourtant le personnel administratif est bel est bien indispensable au bon fonctionnement du CNRM et ils sont plusieurs à m'avoir aidé pour diverses tâches toujours plus contraignantes les unes que les autres. Merci Régine pour ton accueil chaleureux, ton aide et ton sourire permanent. Merci Ouria et Anita pour tout le temps que vous avez passé à aider les thésards lors des inscriptions, signatures de contrat... ce fut un plaisir d'interagir avec vous pendant ces 3 ans et d'avoir eu l'occasion de parler d'autres choses que de météo. Merci aussi à Claire, une secrétaire en or qui me suit depuis mes premiers pas de jeune chercheur au LTHE, tu as toujours trouvé les mots qu'il faut pour chaque situation.

Le CNRM c'est avant tout une multitude de petites familles qui cohabitent, les miennes s'appellent MICADO et MESO-NH. Je peux dire aujourd'hui que j'ai eu de la chance de rejoindre ces familles là. Merci Odile, François, Mathieu, Olivier C., Sébastien, Jeanine...

Certains méritent un merci plus particulier :

- ▶ Cindy et Béatrice pour votre douceur au quotidien, votre soutien lors de ma première conférence, vos conseils et vos encouragements pour la soutenance de thèse. Vous avez su apaiser mon stress en seulement quelques mots.
- ▶ Laurent parce que tu as toujours su me réconcilier avec l'informatique.
- ▶ Christine pour ton aide sur Meso-NH et pour l'attention que tu as su porter à mon travail.
- ▶ Benoît parce que pour moi tu reste le plus vieux des thésards et que je suis heureux d'avoir pu partager des moments avec toi en dehors du laboratoire. Je n'oublie pas qu'une partie de badminton en simple reste en attente.

Les permanents ne suffisent pas toujours au bon fonctionnement d'une équipe. Les gens de passage sont tout aussi importants : Guilhem dont le passage éclair a marqué les esprits et Fabien qui a su faire le pont entre les thésards et les permanents et qui m'a fait découvrir le padel, tu as beaucoup manqué à l'équipe lors de ton départ. Petite pensée aux stagiaires qui sont souvent les pros de la pâtisserie : Clément, bonne chance pour la suite, Paul pour nos parties de pokemon Go mémorables, Karine pour nos soirées "amour est dans le pré" et notre journée du patrimoine, Antoine pour ta coolitude qui a fait du bien à tout le monde.

La thèse c'est aussi l'occasion de faire des supers rencontres parmi la longue liste de thésards du CNRM. Voici une "petite" liste exhaustive de ceux qui ont rendu la thèse un peu plus facile tout les jours, qui m'ont fait progresser en ping pong, qui ont su prendre un moment pour partager un repas ou un coca avec moi :

- ▶ Les anciens : Nicolas, pour m'avoir intégré aussi rapidement dans la grande famille des thésards. Pierre, pour tes grandes qualités scientifiques et ta maîtrise des jeux de sociétés. Marie D., pour ta qualité d'écoute qui a fait de toi une maman parfaite pour les petits thésards.

- Les moins anciens : Clotilde, parce que tu es toujours rayonnante et curieuse de tout et surtout pour ta contribution à l'ambiance de MICADO. Helene F., la baronne, pour nos soirées jeux et bar toujours super sympas. Yann, pour tes talents d'organisateur de soirée, pour avoir apporté tant de dynamisme au groupe et pour toutes tes idées de sorties (en souvenir d'un week end camping/canoé). Benoît, pour m'avoir surpassé en fouinage, je ne pensais pas que c'était possible. Julien, rool, mon papa, celui qui m'a donné des conseils sur comment mener une thèse et comment mener sa vie, celui qui m'a aussi trouvé des surnoms plus pourris les uns que les autres.
- Les derniers à avoir soutenus : Adrien, Emilie, Filipa
- Les camarades de promo : Xavier, pour tes blagues a répétition et tes talents de musicien qui ont comblé mes oreilles, surtout continue à jouer de la musique et ne laisse jamais tomber tes passions. Hélène D., que je retrouverai avec plaisir sur les bancs de l'école, ton vélo m'a permis de rester assidu jusqu'à la fin de cette thèse. Elsa et Jessica, le girl power de Moana. Jessica, c'était vraiment chouette d'avoir organisé ces séminaires thésards avec toi.
- Les prochains sur la liste : Marie T. pour ton aide régulière, Maxence pour nos discussions séries, pokemon... et Imane pour ton cœur énorme, tu es une très belle personne.
- Les petits derniers (ceux qu'il ne faut pas effrayer) : P-A, Léo, Matteo, Iris, César.

Quelques mentions spéciales à ceux qui sont devenus aujourd'hui de véritables amis, les thésards que j'ai côtoyés tous les jours au bureau, qui me donnaient envie de me lever le matin juste pour les voir, avec qui j'ai eu plusieurs fou-rires et discussions interminables, avec qui j'ai pu râler ou exprimer toute ma joie, avec qui la climatisation était devenu un grand débat au fil du temps :

- Romain, t'es pas resté bien longtemps, tu m'avais prévenu que la thèse serait pas facile, j'aurais peut être dû t'écouter, en tout cas ton bulbizarre a toujours veillé sur moi et je t'en remercie.
- Simon, t'es là depuis le début et t'es revenu pour ma soutenance, t'es le sportif de la bande, celui qui m'a entraîné sur un trail, sûrement celui qui m'a fait inconsciemment acheter le vélo d'Hélène D. sur la fin de thèse, celui qui a toujours su trouver les mots garder le moral face aux difficultés, qui n'a pas hésité à me taper pour m'éviter de dire des bêtises. Tu fais le dur mais au fond on sait tous que t'es le plus gentil. J'espère que tu finiras par aimer Grenoble comme moi je l'aime.
- Mary, pour ta franchise et ta gentillesse qui m'ont toujours beaucoup plus, tu m'as aidé jusqu'au bout à la fois personnellement, scientifiquement mais aussi pour la rédaction, reste aussi naturelle que tu es, un bel avenir t'attend j'en suis sûr.
- Alexane, tu es la dernière arrivée, mais c'est ton rire qui va résonner dans ma tête encore longtemps, tu as su me montrer que les ENM ne sont pas tous méchants, tu as toujours su m'écouter et j'étais heureux de pouvoir parler cinéma.

Un grand merci à mes deux expatriés Grenoblois préférés : Rémy et Titi. Vous avez toujours su trouver les mots quand Grenoble me manquait. Rémy tu as rendu ma vie à la météo beaucoup plus heureuse, je suis déjà nostalgique de nos voyages en bus à refaire nos journées, refaire le monde. Je serai là pour t'encourager dans ta dernière ligne droite comme tu as su me faire sortir pendant ma fin de thèse. Tiphaine ça m'a fait tellement de bien de trouver quelqu'un qui pense comme moi sur les relations qui jalonnent nos vie, t'as aussi toujours su m'ouvrir la porte de ton bureau pour me laisser souffler en toute tranquillité. Les amis je me souviendrai longtemps de notre journée à la plage qui a marqué mes 3 ans.

Je peux dire aujourd'hui que les personnes qui m'ont le mieux compris pendant ces 3 ans sont celles arrivées en même temps que moi et avec qui j'ai tout partagé : Quentin, Maxime, Carole. Quentin, je me souviens de nos débuts timides en cours de Meso-NH et nous voilà maintenant inséparables, on a affronté les galères de la thèse ensemble, on a rencontré l'amour pendant cette thèse, on est parti à l'aventure à vélo, on t'a déménagé deux fois... Je suis fier des efforts que tu as fournis pour avoir ce concours météo que tu méritais tant. Maxime, j'ai eu du mal à percer ta coquille mais ensuite j'ai rencontré un garçon à l'écoute et toujours présent, je suis heureux d'avoir partagé à moitié un appart avec toi pendant un moment. Carole, pour moi t'es la plus courageuse de nous tous, mon modèle de courage, j'espère que tu réussiras, encore merci de nous avoir aidés Quentin et moi à faire du shopping, je pense que sans toi on finissait en tongs avec des chaussettes.

Il n'y a pas que le CNRM dans la vie, il n'y a pas que Toulouse non plus, j'ai tellement de gens à remercier. J'ai eu la chance de rencontrer beaucoup de gens exceptionnels dans ma vie, des gens qui sont encore là aujourd'hui et qui m'ont plusieurs fois tendu la main pour me sortir la tête de mes recherches, des amis de longues dates qui sont toujours à mes côtés, toujours à m'écouter et qui ont même pu se déplacer pour ma soutenance de thèse.

- ▶ Guillaume et Rachidie, merci d'avoir débarqué à Toulouse et de toujours me proposer de faire des restos, il y en a encore tellement à découvrir.
- ▶ Marion, merci d'être encore là 20 ans après, avec tes parents vous êtes un peu une deuxième famille et vous avez toujours pris des nouvelles.
- ▶ Fannynou, merci merci merci et encore merci car t'es sûrement la personne qui a pris le plus de temps pour écouter mes états d'âmes. Tes venues à Toulouse m'ont toujours réchauffé le cœur, je regrette encore de ne pas avoir pu venir te voir à la Réunion.
- ▶ Yacou, merci pour tes encouragements réguliers, j'ai toujours voulu essayer de te prendre en exemple sur ta façon de mener ta thèse mais j'y suis pas arrivé, je pense qu'il faut vraiment être un passionné. Merci à toi et Morguikiki pour le pied à terre à Montpellier au début de la thèse, j'avais vraiment l'impression de rentrer un peu chez moi en allant chez vous, c'était comme retrouver sa famille.
- ▶ Fanny, Yacine et Morgane, le Pérou et la Bolivie resteront gravés à jamais dans ma mémoire.

- ▶ Toinou, merci pour tes venues a Toulouse qui ont toujours donné de bonnes soirées, j'espère avoir l'occasion de passer à Marseille et je veux retourner en Bourgogne pour passer 24-h au moins à jouer à Catane.
- ▶ Meganou, merci pour ton soutien, tu as aussi eu l'occasion de réaliser tes rêves pendant ma thèse et ça m'a rendu heureux, j'espère avoir l'occasion de voyager avec toi prochainement.
- ▶ Aurélie et Antoine, j'ai pas eu l'occasion de vous voir beaucoup pendant ces 3 ans, mais on se perd pas de vue, vous êtes toujours là pour moi, merci.
- ▶ Lolotte, merci pour toutes ces escapades à Paris, parler avec toi m'a toujours fait un bien fou, après 15 ans t'es comme une sœur aujourd'hui.
- ▶ J'oublie pas les copains/copines de vacances, ceux que tu vois une fois par an mais avec qui c'est toujours aussi fort : Laura, Lucile, Astrid, Vincent, Nico...
- ▶ Mon petit cocon de la gendarmerie : Merci Aurélie et Francois qui m'ont fait vivre un mariage magnifique, qui prennent constamment des nouvelles et qui nous accueillent toujours chez eux avec plaisir. Merci Jp pour tes petits messages bienveillants, je suis heureux de voir que tu t'es sorti de toutes tes galères récentes, sois heureux toi aussi maintenant. Merci Sophie pour toujours te déplacer quand je suis dans le coin et ne pas rater une occasion de se voir, merci pour tous tes messages de soutien également.

Avant de me spécialiser dans la météo, il y a d'abord eu les géosciences, les lécheurs de cailloux, les personnes qui ont rendu mes années de fac magique, qui m'ont permis de m'épanouir en tant qu'adulte, qui m'ont permis de réussir ma vie professionnelle aussi :

- ▶ Merci Aurèle pour la journée à Roland-Garros pendant la thèse, j'ai réalisé un rêve grâce à toi, merci pour les découvertes de Paris, merci pour ton amitié sans faille.
- ▶ Merci Ines pour ta joie de vivre, tes talents d'organisatrice pour toujours réussir à se retrouver (surtout dans les montagnes notre terrain de jeu préféré), je suis content de voir que professionnellement tu t'en es vraiment bien sortie.
- ▶ Merci Aurélie pour ton soutien en continu pendant ces 3 ans, pour toutes les nouvelles que tu prends régulièrement, pour toujours proposer ta maison pour tous se retrouver.
- ▶ Merci Flop et Océ pour le merveilleux mariage que vous nous avez fait partager, merci Flop pour avoir su être le parfait ami à mon arrivée à Toulouse, je te remercierais jamais assez car vraiment au début t'étais la seule personne sur qui je pouvais compter. Merci aussi pour m'avoir fait découvrir que c'était possible de regarder une série à deux : GoT.
- ▶ Merci Ninou pour ton soutien régulier, pour m'avoir fait découvrir le monde des geeks au TGS, pour toujours me retrouver avec le sourire quand je rentre à Grenoble. Je serais toujours là pour toi.
- ▶ Merci Joris pour toutes tes venues à Toulouse, pour m'avoir fait découvrir Orléans, pour avoir partagé avec moi les aventures de FitzChevalerie, courage pour la dernière ligne droite.

- ▶ Merci Florian, Océane, Nicolas et Joris pour avoir partager avec moi un jour de l'an à Toulouse quand je me suis retrouvé un peu seul.
- ▶ Merci Maritxu pour avoir été juste à côté pendant ces 3 ans, voir ton visage m'a toujours redonné du courage, je me rappellerai toujours de ce week end a Luzenac entre ski, fondue et bains chauds.
- ▶ Merci Mallo pour nous avoir offert un super mariage (J'ai fait beaucoup de mariages pendant cette thèse oui oui !) et pour tout ton soutien sur mes choix d'orientation post-thèse.
- ▶ Merci Marionette pour me vider la tête avec toutes tes histoires et tes photos toujours plus belles et surtout merci pour toujours venir nous voir à chacun de tes retours en France.
- ▶ Merci Fxounet pour être à côté de moi par la pensée malgré la distance France/-Canada qui nous sépare, ton petit accent meusien manque un peu mais ton goût pour la musique me suit partout.
- ▶ Merci Floflo pour toutes ses sorties en montagne, pour partager avec moi notre amour du FCG, ils seront toujours meilleurs que le stade Toulousain.
- ▶ Merci Julien pour ne pas m'avoir oublié en vadrouille sur tes îles de l'Océanie et pour rester le même à l'autre bout du monde.
- ▶ Merci Roxanne pour toutes nos discussions au téléphone, tous tes passages à Toulouse, tout le réconfort que tu m'apportes, ton importance dans ma vie est énorme, même quand tu as été si loin en Antarctique.
- ▶ Merci Anne pour être celle qui a fait le plus de déplacements pour me voir, pour m'avoir fait découvrir le monde d'UniversCiel, pour m'avoir fait combattre en sumo.
- ▶ Merci Justine pour tout faire pour me voir à chacun de mes retours à Grenoble, pour me montrer que c'est possible de suivre ses rêves professionnels.
- ▶ Merci Maximette pour ta bonne humeur permanente, tes qualités d'écoute et tes bons conseils dans toutes les situations.

Au terme de ce parcours, je remercie enfin celles et ceux qui me sont chers et que j'ai quelque peu délaissés ces derniers mois (cette dernière année) pour achever cette thèse. Leurs attentions et encouragements m'ont accompagnés tout au long de ces années. Je suis redevable à mes parents et à ma petite sœur (qui est parfois bien plus grande que moi), pour leur soutien moral et matériel et leur confiance indéfectible dans mes choix. Enfin, j'ai une pensée toute particulière pour toi Bastien , parce qu'aujourd'hui il n'y a plus que toi qui compte.

Table des matières

Résumé

Abstract

Remerciements

Introduction	1
1 État de l’art : La prévision numérique des évènements fortement précipitants	9
1.1 Les évènements fortement précipitants en région méditerranéenne	10
1.1.1 Les types de systèmes fortement précipitants	10
1.1.2 Les contextes synoptiques	12
1.1.3 Le flux de basses couches à méso-échelle	13
1.1.4 Le rôle de la Méditerranée	15
1.1.5 Les mécanismes de soulèvement	16
1.1.6 Conclusion	18
1.2 Modélisation de la convection profonde	20
1.2.1 Les modèles de prévision actuels - simulations numériques à l’échelle kilométrique	20
1.2.2 La modélisation dans la zone grise de la turbulence	23
1.2.3 LES de systèmes convectifs	27
1.2.4 Conclusion	28
2 Cadre d’étude	31
2.1 Le modèle de recherche Meso-NH	32
2.1.1 Le coeur dynamique	32
2.1.2 Les paramétrisations physiques	33
2.1.3 Les outils diagnostics	38
2.2 La situation convective du 26 octobre 2012	41
2.2.1 Le contexte météorologique	41
2.2.2 Les précipitations observées	43
2.3 La stratégie d’observation pendant la POI16a	46
2.4 Conclusion	52
3 Simulation numérique à l’échelle kilométrique	53
3.1 Protocole de simulation	54
3.2 Validation de la simulation à 2.5 km de résolution (BL2.5)	56
3.2.1 L’environnement à méso-échelle	56

3.2.2	Les systèmes précipitants	58
3.2.3	Les processus de basses couches	61
3.3	Conclusion	65
4	Sensibilité de la simulation dans la zone grise de la turbulence	67
4.1	Synthèse de l'article : Analyse à fine échelle de la sensibilité de la POI16a à la paramétrisation de la longueur de mélange	69
4.2	Article : Fine-scale numerical analysis of the sensitivity of the HyMeX IOP16a heavy precipitating event to the turbulence mixing length parameterization.	70
4.3	Conclusion	92
5	Simulation LES de la POI16a sur un grand domaine	93
5.1	Protocole de simulation	95
5.2	Apport de la haute résolution sur la simulation de la POI16a	97
5.2.1	Le système précipitant	97
5.2.2	L'environnement et les mécanismes de convection	102
5.3	Représentation du système nuageux à 150 m de résolution horizontale . .	107
5.4	Conclusion	110
	Synthèse et perspectives	111
	Annexes	115
A	La microphysique dans les modèles	115
B	Les outils diagnostics Meso-NH - Équations bilans pour l'eau liquide et le graupel	116
C	Article : Offshore deep convection initiation and maintenance during the HyMeX IOP 16a heavy precipitation event	117
	Bibliographie	135

Introduction

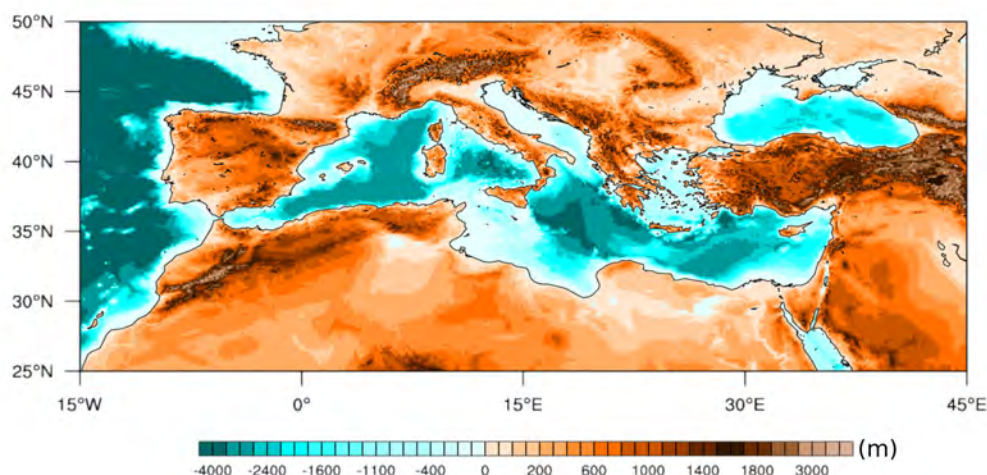


FIGURE 1 – Géographie de la Méditerranée (orographie et bathymétrie).

La région méditerranéenne est une région du globe particulièrement affectée par les aléas météorologiques extrêmes. On y dénombre notamment plusieurs cas de fortes précipitations, canicules et épisodes de vent fort chaque année. Sa géographie spécifique ([Figure 1](#)) fait de la Méditerranée une région à la fois soumise aux effets de la mer et protégée de l'influence de l'océan atlantique et des plus hautes latitudes par le relief. Elle lui confère un climat bien particulier caractérisé par des étés chauds avec de rares précipitations et des hivers doux et humides.

Le sud-est français est caractérisé par son nombre de jours de pluie inférieur au reste du pays mais aussi par des cumuls annuels relativement élevés. Il est donc lui aussi impacté par des épisodes de fortes précipitations. Tous les départements français ont déjà connu des épisodes pluvieux d'une intensité supérieure à 100 mm/jour, mais rare sont ceux ayant vécu des épisodes supérieurs à 200 mm/jour comme dans le sud-est français. En effet, on recense en moyenne chaque année presque 10 jours avec plus de 150 mm de précipitation. La [Figure 2](#) montre la répartition des événements précipitants dans cette partie de la France et leurs intensités respectives ([Ricard et al., 2012](#)). On peut effectivement observer que certains épisodes dépassent parfois jusqu'à 500 mm comme dans les départements du Gard et de l'Aude.

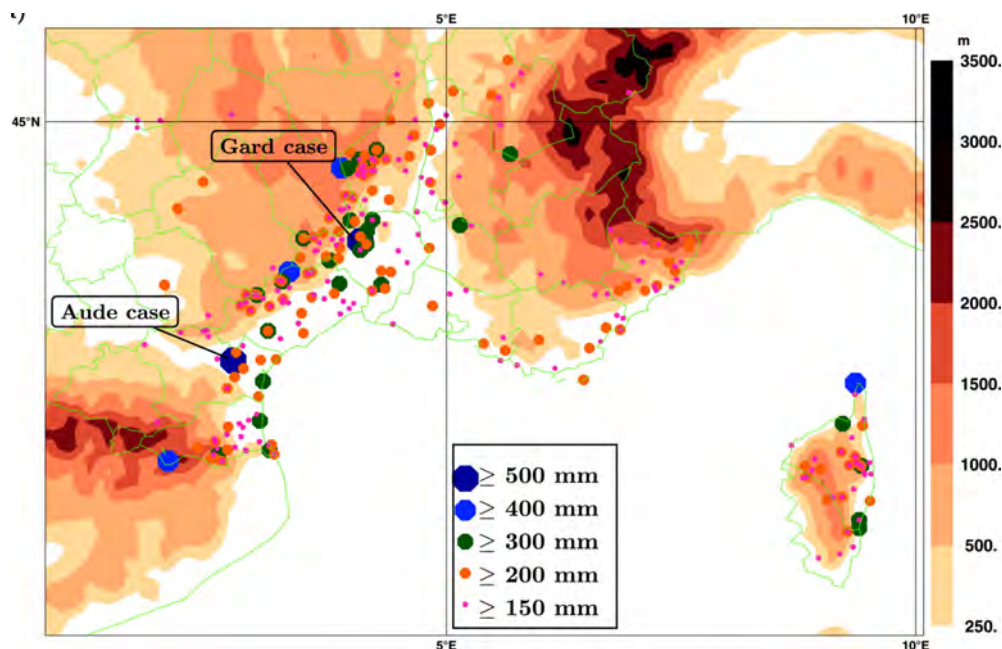


FIGURE 2 – Localisation des maxima de précipitations des épisodes de pluies intenses sur le Sud-Est de la France entre 1967 et 2006. Les plages de couleur matérialisent le relief. D’après [Ricard et al. \(2012\)](#).

Le pic d’intensité de ces précipitations se situe dans la période hivernale pour les zones du Maghreb et de l’Afrique du nord alors que pour la partie nord du bassin méditerranéen le pic de précipitation survient à l’automne ou au printemps ([Jacq, 1994](#); [Romero et al., 1998](#)). La [Figure 3](#) montre que dans le sud-est français, le pic d’occurrence est observé à l’automne. En effet, cette période est propice à une augmentation de la chaleur et de l’humidité dans les basses couches de l’atmosphère au-dessus de la mer car la température de surface de la Méditerranée est encore élevée et l’évaporation importante ([Mariotti et al., 2002](#)). Ce gain d’énergie et d’humidité est un moteur important pour le développement des systèmes nuageux à caractère fortement précipitant.

Des événements précipitants de cette ampleur s’accompagnent souvent d’une augmentation rapide du débit des rivières, appelée crues éclair. En effet, les fortes précipitations se produisant sur les bassins versants de petites tailles, dans des vallées encaissées, entraînent une réponse brutale des sols. Conjuguées à une vulnérabilité importante de la région méditerranéenne, du fait de sa forte densité de population et des infrastructures continuellement en développement, ces crues peuvent provoquer des inondations désastreuses avec des dégâts matériels lourds et des pertes humaines importantes ([Llasat et al., 2013](#)).

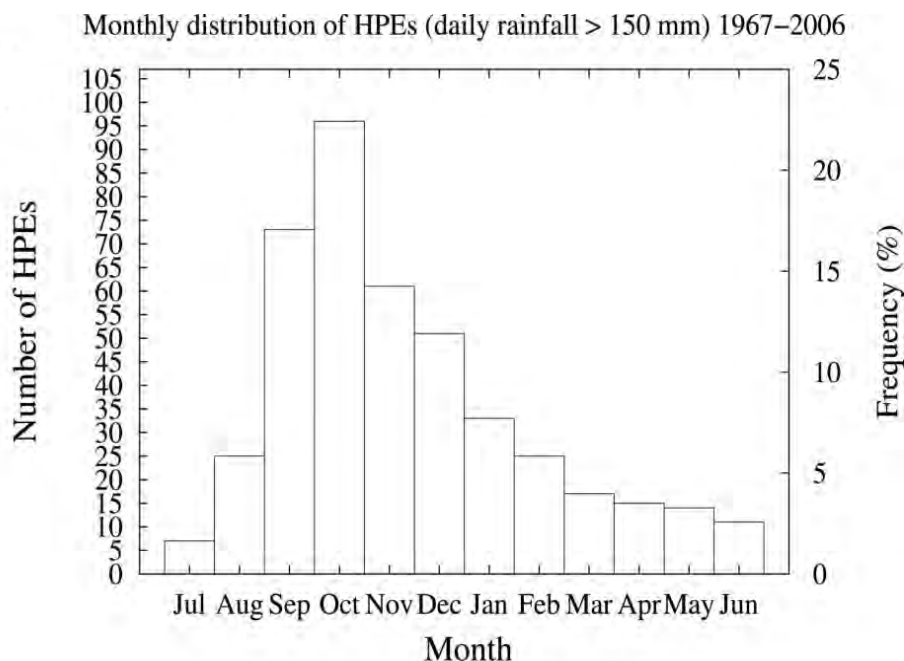


FIGURE 3 – Distribution mensuelle des épisodes de pluies intenses (HPEs pour Heavy Precipitating Events en anglais) sur le Sud-Est de la France entre 1967 et 2006. D’après [Ricard et al. \(2012\)](#).

En France, plusieurs évènements ont marqué les esprits ces dernières années : (i) à Nîmes, en octobre 1988, où plus de 300 mm de pluies sont tombés en 24 heures causant 10 morts et 610 millions d’euros de dégâts, (ii) à Vaison la Romaine, en septembre 1992, où il est tombé plus de 300 mm de pluies en moins de 24 heures. Cet évènement est considéré comme l’un des plus meurtrier avec 47 morts, (iii) l’évènement des 8-9 septembre 2002 en plaine qui a touché de nombreux départements allant des Bouches du Rhône à l’Ardèche et qui a localement vu s’abattre sur le département du Gard parfois plus de 600 mm de pluies en moins de 2 jours et plus récemment, (iv) un évènement à caractère orographique de l’automne 2015, à Lodève, qui a vu s’abattre plus de 330 mm de pluies, soit l’équivalent de trois mois de précipitations pour cette région.

Les autres pays méditerranéens sont également touchés par ces épisodes de précipitations intenses et ces phénomènes de crues éclair, comme le montre par exemple [Ramis et al. \(1994\)](#) et [Romero et al. \(2000\)](#) (environ 800 mm de précipitations à Valence les 3-4 novembre 1987) pour l’Espagne, [Buzzi et al. \(1998\)](#) (environ 300 mm de précipitations dans le Piémont les 3-6 novembre 1994) et [Davolio et al. \(2009\)](#) pour l’Italie, [Krichak et al. \(2004\)](#) pour l’Israël ou encore [Hamadache et al. \(2002\)](#) pour le nord de l’Algérie.

Une prévision réussie en termes de localisation et d'intensité devient cruciale face à de telles conséquences et connaître au mieux les principaux mécanismes atmosphériques impliqués dans l'initiation et le développement des systèmes fortement précipitant est indispensable pour améliorer la qualité de ces prévisions. À ce jour, les modèles sont utilisés en recherche comme laboratoires numériques dans le but d'affiner notre compréhension des événements fortement précipitants méditerranéens. Avec la mise en opérationnel d'une nouvelle génération de modèles atmosphériques non-hydrostatiques à des résolutions kilométriques, comme le modèle AROME de Météo-France, le réalisme des prévisions de précipitations a été significativement amélioré, grâce notamment à une meilleure représentation du cycle de l'eau et une résolution explicite de la convection profonde (Bouttier, 2007; Seity et al., 2011).

Pourtant, l'aspect chaotique de notre atmosphère et les approximations utilisées pour certaines paramétrisations remettent régulièrement en cause la qualité des prévisions. Les modèles, même avec leur résolution horizontale actuelle, ne représentent pas encore correctement certains processus aux échelles infra-kilométriques tels que la turbulence ou la microphysique, et leur rétroactions sur les échelles supérieures, alors qu'ils sont pourtant capables d'affecter rapidement toutes les autres échelles de notre atmosphère. Il est aujourd'hui important d'explorer la capacité des modèles à simuler des événements de convection profonde à des échelles les plus fines possibles afin d'affiner notre compréhension des mécanismes impliqués et d'évaluer les paramétrisations dédiées à ces échelles infra-kilométriques.

LE PROGRAMME HYMEX

La communauté scientifique porte un intérêt tout particulier pour la région méditerranéenne depuis maintenant plusieurs années, lançant une grande campagne d'observations du cycle de l'eau et des événements fortement précipitants. Les travaux réalisés au cours de cette thèse s'inscrivent donc dans la phase d'exploitation du programme de grande envergure : HyMeX (Hydrological cycle in the Mediterranean experiment) (Drobinski et al., 2014). L'objectif principal de ce programme vise à une meilleure compréhension et une quantification du cycle hydrologique en Méditerranée, en mettant l'accent sur les événements météorologiques à fort impact, dans un contexte de changement global. Le cycle hydrologique en Méditerranée est une question environnementale et socio-économique clé pour une vaste région englobant l'Europe du Sud, l'Afrique du Nord et le Moyen-Orient. Pour faire face à ce défi environnemental, en particulier en cas d'événements extrêmes, des progrès doivent encore être réalisés dans la compréhension du climat méditerranéen à la fois par le suivi et la modélisation du système couplé atmosphère-Méditerranée, mais aussi par l'étude de sa variabilité aux échelles saisonnières, inter-annuelles et sur une longue période de 10 ans. Le programme prend donc place sur une longue période de 10 ans (LOP), entre 2010 et 2020, qui repose principalement sur les systèmes d'observations actuels. Au sein de cette période on retrouve une période d'observation renforcée (EOP), entre 2011 et 2015, pendant laquelle deux campagnes de mesures se sont déroulées (SOP) (Figure 4).

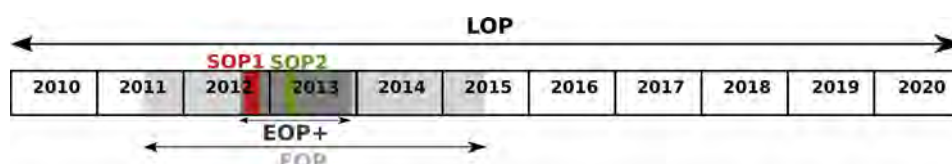


FIGURE 4 – Chronologie des périodes d'observations spéciales et intenses de la campagne de mesures HyMeX.

La SOP1, qui nous intéresse plus particulièrement, est dédiée à l'étude des événements de pluies intenses et aux crues éclair qui ont eu lieu entre le 5 septembre et le 6 novembre 2012. L'objectif de la SOP1 a été de documenter les processus impliqués dans la mise en place et l'évolution des événements fortement précipitants, en particulier : (i) l'environnement à méso-échelle, et plus précisément le flux marin en amont, (ii) les échanges air/mer et l'évolution de la couche de mélange océanique, (iii) les systèmes convectifs eux mêmes et leurs processus microphysiques, (iv) la réponse hydrologique. De nombreux événements fortement précipitants ont été documentés lors de périodes d'observation intensive (POI). La SOP2 visait à documenter la formation d'eau dense.

Le dispositif expérimental déployé pour l'étude des systèmes orageux autour de l'arc méditerranéen est regroupé sur un domaine défini pour englober les régions les plus concernées par les épisodes fortement précipitants sur le nord-ouest méditerranéen. Le large domaine présenté sur la Figure 5 se découpe en 8 sites d'observations dont 5 en particulier pour lesquels ont été déployés des instruments de recherche supplémentaires au sol. Le site de Cévennes-Vivarais représenté sur la Figure 6 montre une grande partie des observations fixes utilisées pour l'étude des épisodes fortement précipitants impactant le sud-est Français : le réseau de radar opérationnel (bande-S, bande-C, doppler, polarimétrique), un réseau de pluviomètres à forte densité, des instruments avec pour

objectif de caractériser le flux de basses couches incluant des profileurs de vent et des stations radiosonde mobiles déployées le long de la côte (Levant, Perpignan, Marseille...), un "super-site" de mesure à Candillargues, un Lightning Mapping Array (LMA) pour analyser la microphysique, la dynamique et l'activité électrique dans les systèmes précipitants, des stations GPS et des disdromètres. Pour certaines POI, plusieurs observations sont venues s'ajouter à celles pré-existantes, en particulier des observations sur mer grâce au bateau Le Provence et aux ballons dérivants, ainsi que des mesures aéroportées depuis les avions de recherche avec à leur bord des LIDAR ou RADAR. Les domaines d'observations ont également été choisis en respectant la portée maximale des avions de recherche.

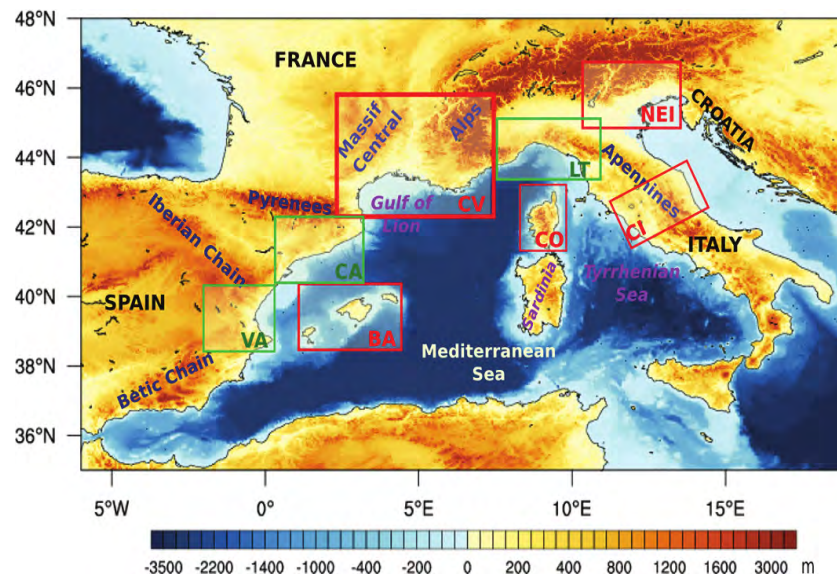


FIGURE 5 – Présentation des 8 sites d'instrumentations déployés pendant la campagne HyMeX.

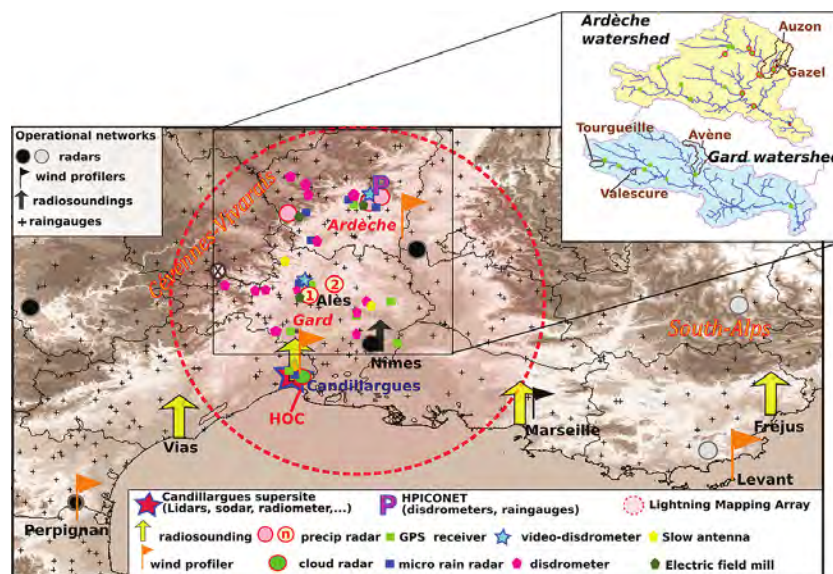


FIGURE 6 – Description des instruments de recherche déployés sur le site Cévennes-Vivaraïs.

OBJECTIFS ET ORGANISATION DU MEMOIRE

Le présent mémoire de thèse cherchera, dans un premier temps, à donner des éléments de compréhension sur les principaux mécanismes générant des épisodes de pluie intense en Méditerranée, avec un focus particulier sur une situation se développant sur mer. En effet, l'augmentation constante de la puissance de calcul rend désormais possible l'utilisation de modèles à des résolutions horizontales très fines permettant de modéliser ces mécanismes. Ce travail de thèse s'intéressera par la suite à la représentation des mécanismes identifiés, des échelles kilométriques jusqu'aux échelles hectométriques, et conduira donc à l'évaluation des paramétrisations actuelles dans les modèles. Enfin, les différentes simulations numériques seront confrontées aux nombreuses observations dédiées de la campagne de mesure HyMeX. Cette stratégie de validation des paramétrisations des modèles par une approche multi-échelle est aussi le coeur du projet ANR MUSIC dans lequel s'inscrit cette thèse. Notre intérêt se portera entièrement sur l'évènement précipitant intense observé lors de la POI16a du 26 octobre 2012. Son initiation sur mer en fait un cas d'étude original et intéressant et les observations récentes obtenues sur mer avec la campagne HyMeX sont particulièrement fournies pour ce cas.

La thèse se découpera en cinq chapitres bien distincts. Le premier chapitre fera un état de l'art sur des connaissances sur les événements fortement précipitants caractéristiques du pourtour méditerranéen et sur la capacité des modèles à reproduire ces phénomènes. Le second chapitre présentera la méthodologie utilisée, utilisant conjointement des simulations avec le modèle Meso-NH et les observations de la campagne de mesure HyMeX. Ce même chapitre présentera le cas étudié, sa particularité et son intérêt. La présentation des résultats se déroulera tout au long des chapitres suivants. Le chapitre 3 prendra le temps de décrire la simulation de référence réalisée à une résolution horizontale de 2.5 km, et nous permettra d'identifier les principaux mécanismes impliqués dans le déclenchement et l'organisation d'une situation convective sur mer. Le chapitre 4 présentera une étude de sensibilité réalisée à une résolution horizontale de 500 m. Ce chapitre sera présenté sous la forme d'un article scientifique. Enfin, le dernier chapitre analysera une simulation à très haute résolution horizontale (150 m), une simulation novatrice pour un cas réel méditerranéen. Une comparaison sera faite avec les simulations de référence. Le manuscrit se terminera par des conclusions générales et des perspectives relatives à ce travail de thèse.

Chapitre 1

État de l'art : La prévision numérique des évènements fortement précipitants

Sommaire

1.1 Les évènements fortement précipitants en région méditerranéenne	10
1.1.1 Les types de systèmes fortement précipitants	10
1.1.2 Les contextes synoptiques	12
1.1.3 Le flux de basses couches à méso-échelle	13
1.1.4 Le rôle de la Méditerranée	15
1.1.5 Les mécanismes de soulèvement	16
1.1.6 Conclusion	18
1.2 Modélisation de la convection profonde	20
1.2.1 Les modèles de prévision actuels - simulations numériques à l'échelle kilométrique	20
1.2.2 La modélisation dans la zone grise de la turbulence	23
1.2.3 LES de systèmes convectifs	27
1.2.4 Conclusion	28

1.1 Les évènements fortement précipitants en région méditerranéenne

Dans cette section, nous allons présenter les phénomènes météorologiques à l'origine des fortes pluies impactant la région méditerranéenne nord-occidentale. On cherchera également à identifier les conditions propices à l'apparition de ces phénomènes que ce soit les ingrédients d'échelle synoptique ou de méso-échelle, les conditions nécessaires à leur quasi-stationnarité et les mécanismes de soulèvement qui sont impliqués.

1.1.1 Les types de systèmes fortement précipitants

Deux types de phénomènes météorologiques induisent des cumuls de précipitations importants et des inondations en Méditerranée : les perturbations de grande échelle avec des systèmes frontaux quasi-stationnaires et plus fréquemment les systèmes convectifs de méso-échelle (SCM) quasi-stationnaires ([Rigo and Llasat, 2004](#)).

Dans un premier cas, des systèmes précipitants de grande échelle associés à des systèmes frontaux dynamiques peuvent perdurer sur plusieurs jours. Les précipitations observées sont modérées mais le caractère continu et persistant de ces systèmes peut amener à de fort cumuls comme lors de la crue exceptionnelle du Rhône au cours de l'hiver 2003. Lors de cet épisode, les précipitations ont perduré pendant 3 jours sur une large région, atteignant 300 mm dans la vallée du Rhône et avec des cumuls quotidiens localement supérieurs à 150 mm à Marseille ou Montpellier. Ces systèmes fortement précipitants de grande échelle se développent au sein d'une masse d'air perturbée, généralement dans un environnement très dynamique, à la limite entre deux masses d'air aux caractéristiques bien différentes. Le cyclonisme de l'environnement génère les ascendances qui produisent les systèmes précipitants. Ces ascendances sont renforcées au niveau des zones frontales qui soulèvent l'air chaud de la perturbation. Les précipitations sont majoritairement stratiformes et sont éventuellement associées à quelques cellules convectives. Pour atteindre des cumuls importants, les systèmes doivent persister sur la même zone pendant une longue durée. Ils évoluent lentement en lien avec une perturbation active peu mobile et un front quasi-stationnaire. Cette perturbation peut s'être formée par cyclogénèse sur la Méditerranée ou par réactivation d'une perturbation Atlantique. La perturbation active peut être renforcée par la présence de relief ([Houze Jr et al., 1993](#)).

Dans le second cas, les SCM quasi-stationnaires sont des orages multicellulaires. L'unité de base du système convectif est la cellule convective, comportant une zone d'ascendance principale et des courants subsidents compensatoires associés aux précipitations qui amènent un refroidissement en surface. C'est la formation continue de nouvelles cellules convectives adjacentes aux cellules plus anciennes qui définit l'orage multicellulaire. Ils sont donc composés de diverses cellules convectives situées à des stades différents de leur cycle de développement. Au moment où l'une des cellules commence à se développer, une autre entre dans sa phase mature et encore une autre plus ancienne entre déjà dans sa phase de dissipation ([Browning and Ludlam, 1960](#); [Chappell, 1986](#)). Lorsque l'ensemble convectif s'étend sur plus de 100 km, on parle de SCM. La durée de vie d'un orage multicellulaire est plus longue que celle d'une cellule convective isolée, typiquement plusieurs heures.

Le déplacement des SCM résulte de la somme de deux vecteurs : le vecteur vitesse moyen de déplacement des cellules convectives du système (la composante advective) et le vecteur vitesse de propagation discrète due à la formation de nouvelles cellules (la composante propagative). Le SCM devient quasi-stationnaire lorsque les nouvelles cellules se forment en amont du système à un rythme compensant leur advection vers l'arrière. On parle de régénération rétrograde. Le vecteur vitesse de propagation contrebalance alors le vecteur vitesse moyen de déplacement des cellules ([Figure 1.1](#)).

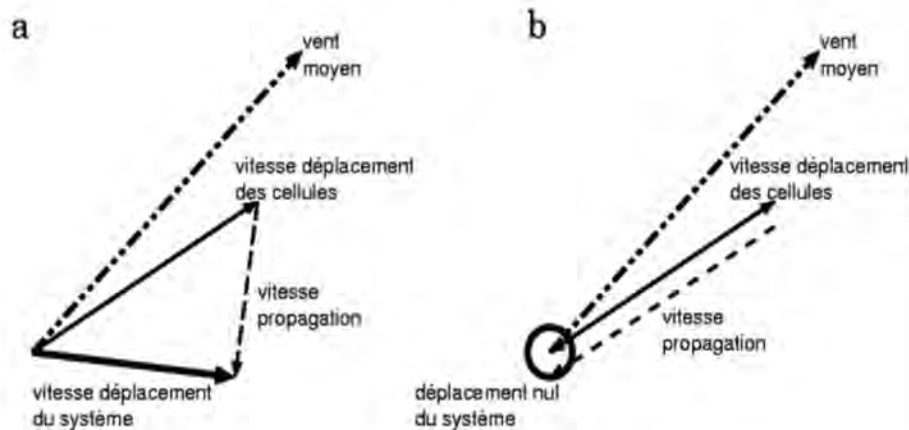


FIGURE 1.1 – Déplacement d'un système convectif : (a) effet de la propagation. La vitesse de déplacement des cellules est déviée d'un angle sur la droite du vent moyen dans le système convectif. Le vecteur vitesse de déplacement du système convectif est la somme du vecteur vitesse moyen de déplacement des cellules et du vecteur vitesse de propagation des cellules. (b) conditions pour la stationnarité. D'après [Chappell \(1986\)](#)

Les systèmes convectifs donnent souvent des précipitations intenses avec des cumuls horaires élevés, comme le 29 sept 2014 à Montpellier (97 mm) ou les 6-7 octobre 2014 à Prades le Lez (95 mm). Le SCM quasi-stationnaire est par définition peu mobile et les cellules convectives qui le composent se régénèrent au-dessus de la même région pendant plusieurs heures. Les cumuls peuvent alors atteindre plus de 300 mm en quelques heures, comme par exemple 683 mm en 24 heures les 8-9 septembre 2002 dans le Gard, et sont fréquemment à l'origine des crues éclair. Ce type de système peut se former à l'avant d'un front et se renforcer lors de son passage, comme ce fut le cas lors de l'épisode du Gard en 2002 ([Nuissier et al., 2008](#)).

Les SCM quasi-stationnaires caractéristiques de la région Méditerranée prennent fréquemment une forme en V dans l'image satellitaire infra-rouge représentant le sommet du système nuageux ([Figure 1.2](#)). Cette forme en V s'explique par le mécanisme de régénération rétrograde et par l'interaction de la convection profonde avec le flux (souvent diffluent) en altitude ([Rivrain, 1997](#); [Bluestein and Jain, 1985](#)). Les cellules orageuses prennent naissance à la pointe du V, se développent et se propagent vers le haut du V via les vents d'altitude, puis se dissipent, alors que de nouvelles cellules se forment à la pointe du V. On a observé ce type de SCM par exemple pour les événements de Vaison la Romaine en septembre 1992 ([Benech et al., 1993](#); [Sénési et al., 1996](#)) et de l'Aude les 12 et 13 novembre 1999 ([Aullo et al., 2002](#); [Ducrocq et al., 2008](#)).

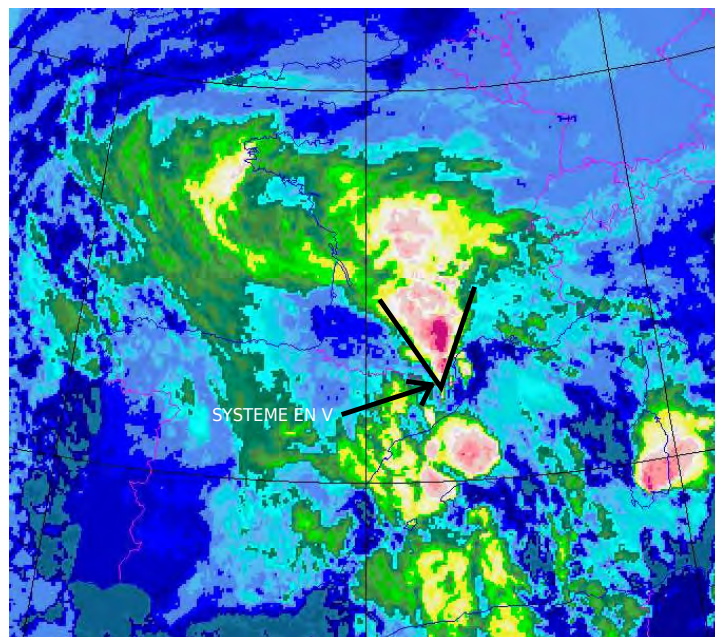


FIGURE 1.2 – Signature en V pour les températures de brillance infrarouge du système convectif à régénération rétrograde pour le cas des inondations de l'Aude les 12-13 novembre 1999. D'après [Aullo et al. \(2002\)](#)

1.1.2 Les contextes synoptiques

L'approche climatologique de [Nuissier et al. \(2011\)](#) a mis en évidence plusieurs contextes synoptiques favorables aux pluies intenses dans le sud-est de la France. L'étude de l'ensemble des épisodes observés sur une quarantaine d'années a permis de construire deux composites caractérisant les schémas synoptiques de 75% de ces épisodes de fortes précipitations. Dans les deux cas, la situation synoptique est caractérisée par une zone de bas géopotentiels orientée sud-sud-est/nord-nord-ouest sur le proche Atlantique et parfois jusque sur la péninsule Ibérique ([Figure 1.3](#)).

Cette configuration d'échelle synoptique propice aux épisodes de pluies intenses sur le sud-est de la France induit un flux de sud-ouest en altitude associé à une advection humide et instable vers les côtes par un flux de basses couches de sud-ouest à sud-est en provenance de la mer Méditerranée. Dans la première classe CSW (cyclonic south westerly) le flux de basses couches advecte de l'air chaud et humide au-dessus du Golfe du Lion depuis Gibraltar et les Baléares ([Figure 1.3a](#)) tandis que dans la classe CS (cyclonic southerly) l'advection provient en grande partie des côtes d'Afrique du nord ([Figure 1.3b](#)).

Le thalweg d'altitude est associé à des hauts géopotentiels sur le reste de l'Europe, en particulier dans le composite CS. Ceci ralentit la progression vers l'est de la zone de bas géopotentiel. [Nuissier et al. \(2008\)](#) ont montré qu'une évolution lente du contexte synoptique était indispensable à l'occurrence d'événements précipitants intenses en permettant la quasi-stationnarité des systèmes orageux et l'accumulation de pluie au même endroit.

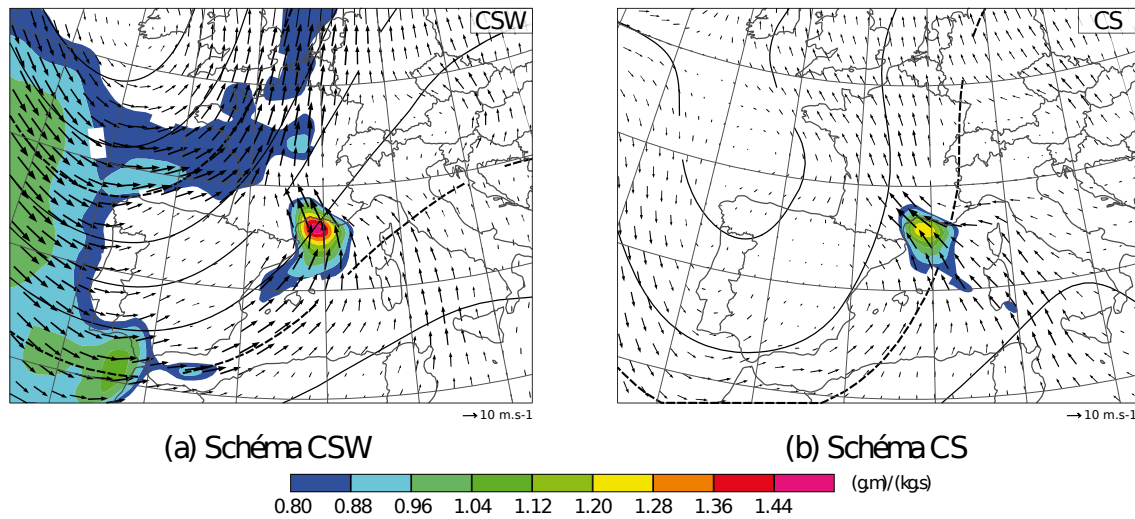


FIGURE 1.3 – Schémas synoptiques CSW (a) et CS (b). Flux d’humidité à 925 hPa (plage de couleurs, kg/m/s), vent à 925 hPa (flèches, m/s) et géopotential à 500 hPa (isolignes, m). D’après [Nuissier et al. \(2011\)](#)

Ce sont des conditions synoptiques similaires qui prévalent pour les pluies fortes en Espagne ou en Italie par exemple, mais avec un thalweg décalé spatialement selon la zone impactée. Pour l’Espagne, les événements fortement précipitants se développent dans un contexte synoptique caractérisé par un cut-off au sud-ouest de la péninsule ibérique, pouvant se décaler au sud, jusqu’au nord de l’Afrique. Une zone humide dans les basses couches sur une large partie sud-ouest du bassin Méditerranéen et une advection zonale par un flux de basses couches à l’est des côtes espagnoles sont généralement présents ([Massacand et al., 1998](#); [Ramis et al., 1994](#)). Pour l’Italie, [Buzzi et al. \(1998\)](#) et [Ferretti et al. \(2000\)](#) ont montré que le nord-ouest de l’Italie était sujet à de tels événements lorsque la dépression d’altitude se trouvait, comme pour certains cas du sud-est Français, au niveau du Portugal et lorsque que le flux marin de basses couches focalise l’humidité vers les contreforts des Alpes.

Le contexte synoptique favorable à la formation de systèmes fortement précipitants est donc caractérisé par un thalweg d’altitude peu mobile sur le proche Atlantique permettant notamment l’apparition d’un flux de basses couches chaud et humide durable de la Méditerranée vers les côtes.

1.1.3 Le flux de basses couches à méso-échelle

Le flux de basses couches à l’avant de la zone de bas géopotential advecte vers les côtes une masse d’air méditerranéenne chaude et humide. Il apporte l’instabilité et l’humidité nécessaires au développement des systèmes fortement précipitants. [Jansa et al. \(2001\)](#) et [Romero et al. \(2000\)](#) montrent que dans une grande majorité des cas de fortes pluies, la formation d’une dépression secondaire méditerranéenne peut moduler l’orientation et intensifier ce flux de basses couches.

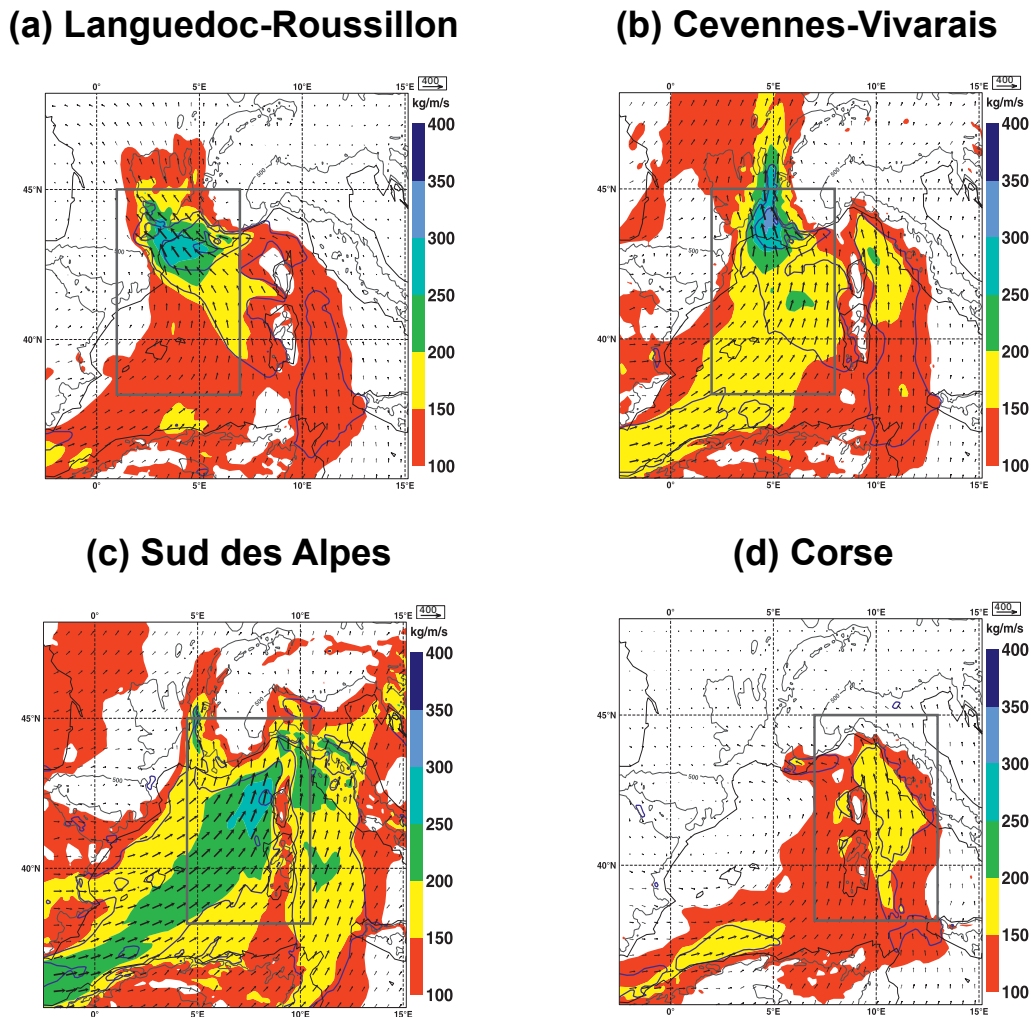


FIGURE 1.4 – Composites des 40 épisodes de précipitations intenses observés entre 2002 et 2006 sur le sud-est de la France. Flux d’humidité intégré entre 700 et 1000 hPa (plages de couleur et flèches - kg/m/s; vecteur de référence : 400 kg/m/s), et vent à 925 hPa (isolignes bleues - m/s; contours tous les 5 m/s à partir de 10 m/s), pour le Languedoc-Roussillon (a), les Cévennes (b), les Alpes du sud (c), et la Corse (d). D’après [Ricard et al. \(2012\)](#)

L’approche climatologique de [Ricard et al. \(2012\)](#), portant sur 40 évènements fortement précipitants sur le sud de la France, montre que les caractéristiques de méso-échelle du flux de basses couches varient selon la zone géographique impactée. Les résultats de cette étude sont synthétisés par la [Figure 1.4](#). En arrivant sur les côtes, le flux de basses couches prend (i) une composante moyenne de sud-est pour les évènements de pluies intenses en Languedoc-Roussillon ([Figure 1.4a](#)), (ii) une composante moyenne de sud pour la région Cévennes-Vivarais et une convergence sur le piémont du Massif Central ([Figure 1.4b](#)), (iii) une composante de sud-sud-ouest pour les évènements sur la région des Alpes du sud ([Figure 1.4c](#)) et (iv) une composante de sud pour les évènements en Corse ([Figure 1.4d](#)).

Ricard et al. (2012) ont aussi relevé des zones particulièrement instables avec la présence importante d'humidité. L'orientation de ces zones est modifiée selon la région impactée. De plus, les événements fortement précipitants les plus longs sont associés à des valeurs plus élevées de CAPE, une troposphère plus humide et un flux de basses couches plus rapide. Les événements les plus intenses se révèlent en général associés à des valeurs encore plus élevées de ces paramètres ou à un flux de basses couches quasi-perpendiculaire au relief.

Lors des événements impactant l'est de l'Espagne, le flux est majoritairement d'est (Ramis et al., 1994), tandis que pour les fortes pluies sur le nord-ouest de l'Italie, le flux est de sud-ouest provenant du Maghreb et dévié par les îles et les montagnes (Rotunno and Ferretti, 2001), de manière assez similaire aux cas corses.

1.1.4 Le rôle de la Méditerranée

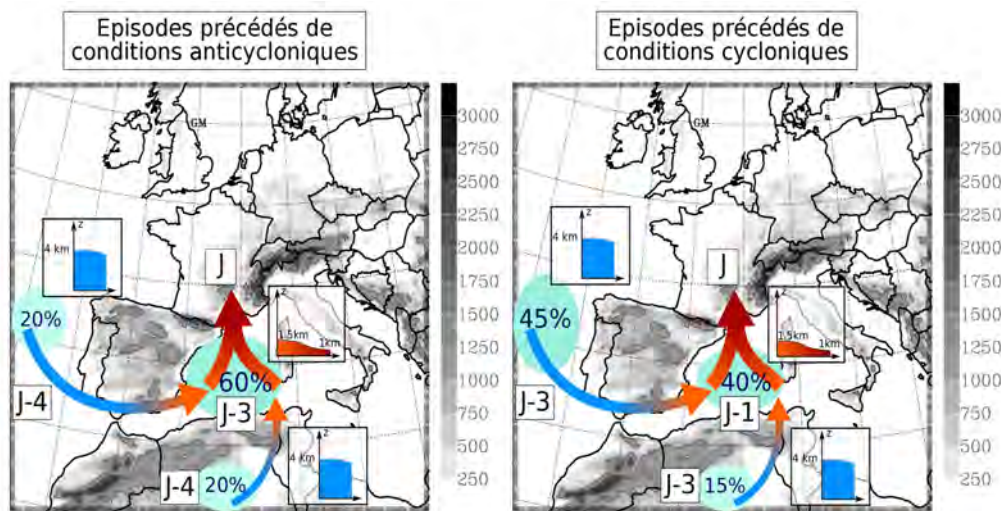


FIGURE 1.5 – Schémas conceptuels de l'alimentation en humidité des systèmes méditerranéens fortement précipitants sur le sud-est de la France pour les épisodes précédés de conditions anticycloniques (gauche) ou cycloniques (droite). La contribution des différentes sources d'humidité est indiquée en pourcentage bleu. Les flèches montrent le transport de l'humidité, leurs couleurs montrent l'extension verticale du flux (bleue : 4 km, rouge : 1,5-1 km). La chronologie journalière est aussi indiquée. D'après Duffourg and Ducrocq (2011).

Les forts cumuls de précipitations observés lors de ces épisodes méditerranéens nécessitent un apport en vapeur d'eau important. À partir d'une analyse lagrangienne du flux d'alimentation et de bilans en eau pour une dizaine de cas fortement précipitants, Duffourg and Ducrocq (2011) ont montré que l'humidité advectée vers les côtes provenait d'une part de l'évaporation de la mer, d'autre part de sources plus lointaines. La mer Méditerranée constitue une source d'humidité et de chaleur importante pour l'alimentation des épisodes de fortes précipitations au travers des flux de chaleur latente et sensible présents à l'interface air-mer. Les résultats de cette étude sont synthétisés sur le schéma conceptuel de la Figure 1.5.

Les cas sont distingués selon la situation synoptique prévalant avant l'épisode de pluie. Dans le cas de conditions cycloniques précédant l'évènement, la Méditerranée contribue pour environ 40% de la vapeur d'eau alimentant le système précipitant. Sa contribution est limitée par un temps de résidence réduit au-dessus de la mer ($< 24h$). La Méditerranée contribue jusqu'à 60% dans le cas de conditions anticycloniques dans les jours précédents l'évènement. Toutefois, la vapeur d'eau alimentant les systèmes fortement précipitants est aussi fournie par une advection d'humidité provenant de sources plus lointaines sur une durée supérieure à 3-4 jours. Lorsque le transport d'humidité d'origine plus lointaine est important, la contribution de la mer Méditerranée se trouve limitée par la saturation rapide de la masse d'air.

On trouve deux principales branches d'humidité, soit en provenance de l'Atlantique, le long de la côte espagnole, soit en provenance d'Afrique du nord en longeant la Sardaigne et la Corse. Dans le premier cas, l'océan Atlantique apporte de l'humidité soit par advection de masses d'airs tropicales soit par sa propre évaporation (20 à 40% de l'humidité en entrée du système précipitant). Dans le second cas, la vapeur d'eau provient de l'Afrique tropicale (5 à 20% de l'humidité en entrée du système précipitant). L'apport d'humidité par la seconde branche est moins fréquent mais généralement plus sensible. Le transport de l'humidité se fait dans un premier temps sur la moitié basse de la troposphère avant de descendre dans les plus basses couches à son arrivée sur la Méditerranée 1 à 3 jours avant l'épisode où le flux continue à se charger en humidité par évaporation. Ces résultats sur l'apport en humidité sont à corréler avec les circulations synoptiques et méso-échelles mises en évidence par [Ricard et al. \(2012\)](#) et [Nuissier et al. \(2011\)](#) qui la transportent.

La contribution de la Méditerranée peut aussi être modifiée par une évolution de la température de la surface de la mer. En effet, l'évaporation est d'autant plus importante que la température est élevée, que l'air est sec et que le vent de basses couches est fort ([Lebeaupin Brossier et al., 2008](#)). Inversement, les échanges de chaleur importants, peuvent aussi contribuer au refroidissement de la couche de mélange océanique et à une diminution de son évaporation. De manière générale, [Lebeaupin et al. \(2006\)](#) montrent qu'une modification globale de la température de la mer a un impact sur l'intensité des précipitations, alors que les modifications locales n'en ont pas.

1.1.5 Les mécanismes de soulèvement

La quasi-stationnarité du SCM avec le déclenchement répété des cellules convectives dans une région bien déterminée est essentiel pour accumuler les précipitations sur la même région. Pour cela, l'air humide doit être soulevé jusqu'à son niveau de convection libre, libérant l'instabilité conditionnelle convective du flux marin, au même endroit pendant plusieurs heures. Des ascendances de grande échelle peuvent faciliter ces soulèvements mais elles ne sont généralement pas suffisantes. En plus d'une situation synoptique évoluant lentement, il est donc nécessaire qu'il existe un mécanisme de soulèvement pour contrebalancer la force de flottabilité négative dans les plus basses couches de l'atmosphère et pour focaliser le déclenchement de la convection profonde. Parmi les principaux mécanismes on distingue : (i) le forçage orographique, (ii) le dôme froid sous orage et (iii) la convergence des vents en basses couches.

De nombreuses études ont montré la capacité du relief à amener à saturation une masse d'air instable et à déclencher la convection profonde (Buzzi et al., 1998; Ramis et al., 1998). Houze et al. (2001) présentent différents processus de soulèvement des masses d'air par le relief selon les caractéristiques de l'environnement, du relief lui-même et du flux incident, via la valeur du nombre de Froude Fr comme paramètre de contrôle.

$$Fr = \frac{U}{Nh} \quad (1.1)$$

où U est la vitesse du flux incident, h la hauteur du relief et N la fréquence de Brunt-Vaisala qui caractérise la stabilité statique de la masse d'air. Dans le cas où Fr est bien supérieur à 1, le flux rapide, conditionnellement instable et humide, est contraint à s'élever lorsqu'il rencontre le relief. La masse d'air s'élève le long de la pente. Dans le cas où Fr est inférieur à 1, on observe un effet de blocage ou de contournement des reliefs par le flux incident. Chen and Lin (2005); Miglietta and Rotunno (2010), entre autres, ont étudié la validité du nombre de Froude dans un cadre expérimental en effectuant des expériences de sensibilité sur les différents paramètres. Ducrocq et al. (2008) ont effectué des simulations numériques d'événements passés (Gard en 2002, Aude en 1999 et Cévennes en 1995) pour mieux comprendre les mécanismes associés à la stationarité des événements fortement précipitants. Ils ont mis en évidence l'importance du relief Cévennols pour le cas de 1995. Les mêmes travaux ont été réalisés sur d'autres régions de l'arc méditerranéen nord-occidental comme en Ligurie (Buzzi et al., 2014; Ferretti et al., 2014; Parodi et al., 2012) où les pentes des Alpes semblent jouer un rôle clé dans la localisation du déclenchement de la convection.

Le soulèvement peut également être dû à une convergence des vents en basses couches. Celle-ci peut être causée par la circulation de grande échelle (origine barocline), résulter d'effets de canalisation ou de contournement des reliefs (origine orographique) ou encore provenir d'une déviation des flux en basses couches liée à des dépressions de surface et des zones frontales (Romero et al., 2000). En effet, les reliefs et les îles modifient la circulation en basses couches au-dessus de la Méditerranée. Ce mécanisme permet la formation de convection sur mer.

Enfin, un troisième mécanisme de soulèvement vient de la formation d'une plage d'air froid sous les cellules convectives. La poche d'air froid est créée par l'évaporation des précipitations et les courants de densité associés qui s'étalent au sol. Les ascendances se concentrent sur le bord d'attaque de la plage froide et peuvent ainsi se décaler en amont des reliefs, sur plaine ou sur mer. Le système convectif peut alors s'auto-entretenir. Ce mécanisme a été mis en évidence dans le cas des inondations du Gard en 2002 expliquant la localisation du maximum de précipitations en plaine (Ducrocq et al., 2008). Un flux lent et/ou un environnement non saturé peuvent favoriser l'apparition du dôme froid (Bresson et al., 2012). La prévisibilité de ces épisodes en devient encore plus complexe.

Chaque mécanisme peut agir indépendamment ou interagir avec les autres. Par exemple, l'orographie, outre son rôle direct de soulèvement, peut détourner le flux de basses couches et créer de la convergence. Par exemple, [Scheffknecht et al. \(2016\)](#) ont étudié un cas de 2012 sur la Corse en aplanissant le relief de l'île, avec pour conséquence un déplacement des précipitations. Le relief a son importance car l'évènement est justement localisé au dessus d'une ligne de convergence résultant en partie d'un écoulement venant du nord et dévié par les montagnes corses. L'orographie peut aussi bloquer la plage froide. [Sénési et al. \(1996\)](#) ont réalisé une analyse à méso-échelle du cas de Vaison la Romaine en 1992. Ce cas est caractérisé par la formation de plusieurs systèmes convectifs à l'avant d'un front froid se déplaçant lentement. La relation entre l'orographie et la plage froide a permis de focaliser des cellules convectives au même emplacement.



FIGURE 1.6 – Schéma récapitulatif des mécanismes de soulèvement impliqués dans les événements fortement précipitants du sud-est de la France. source : V. Ducrocq.

La [Figure 1.6](#) récapitule tous les mécanismes pouvant permettre le soulèvement des masses d'air méditerranéennes et être à l'origine de la convection profonde.

1.1.6 Conclusion

Les pluies intenses en Méditerranée nord-occidentale sont le plus souvent attribuables à des systèmes convectifs de méso-échelle quasi-stationnaires (à régénération rétrograde). Ces systèmes peuvent se déclencher et se développer grâce à une situation synoptique particulière qui évolue lentement et qui conduit un flux de basses couches humide et conditionnellement instable vers les reliefs côtiers du pourtour Méditerranéen. La convection est déclenchée par (i) un soulèvement orographique, (ii) une convergence des vents induite par une dépression secondaire ou par des effets de canalisation/déviation et/ou (iii) un dôme froid sous orage lié à l'évaporation des précipitations sous le système.

Ces connaissances sont le résultat de nombreux travaux reposant sur des modélisations numériques. La campagne HyMeX nous donne aujourd’hui une opportunité de valider ce type de simulations et de mieux comprendre comment les mécanismes identifiés fonctionnent en interaction avec leur environnement. Peu d’études portent actuellement sur des cas de SCM se formant en mer avant de toucher les côtes Françaises. Là encore la campagne HyMeX fournit un large éventail de nouvelles observations sur mer non négligeable pour étudier le déclenchement de la convection sur mer.

1.2 Modélisation de la convection profonde

Les prévisions météorologiques sont effectuées à partir de modèles numériques en constante amélioration depuis ces dernières années. Cette section a pour objectif de rappeler les principaux progrès réalisés dans la prévision des événements fortement précipitants à partir de ces modèles numériques.

1.2.1 Les modèles de prévision actuels - simulations numériques à l'échelle kilométrique

L'amélioration des modèles de prévision du temps a notamment été permise grâce à (i) l'augmentation de la puissance de calcul des super-calculateurs permettant une augmentation de la résolution et/ou de la taille du domaine de simulation, (ii) une meilleure connaissance des processus physiques impliqués dans les phénomènes météorologiques, (iii) l'amélioration de leur représentation dans les modèles numériques avec notamment le développement de paramétrisations physiques élaborées, (iv) l'amélioration des conditions initiales grâce à un système d'assimilation de données perfectionné assimilant de nouvelles observations pour la représentation de la surface et de l'atmosphère (radar, satellite...)

Grâce à l'évolution permanente des super-calculateurs, les modèles actuels sont exploités à des résolutions kilométriques dans de nombreux services météorologiques pour la prévision à aire limitée. En France, le développement et la mise en opérationnel en 2008 du modèle AROME (Seity et al., 2011) se distingue par sa fine résolution horizontale (2.5 km à l'origine et 1.3 km aujourd'hui) et sa physique élaborée lui permettant de simuler la convection profonde de façon explicite. Deutscher Wetterdienst (DWD) utilise le modèle COSMO-DE à une résolution de 2.8 km depuis 2007 (Baldauf et al., 2011). Le MetOffice utilise le modèle UK unified model (UM) à 4 km de résolution depuis 2007 (Davies et al., 2005) et à 1.5 km de résolution depuis 2011 (Lean et al., 2008). Au Japon, le Meso Scale Model (MSM) est utilisé depuis 2006 avec 5 km de résolution (Saito et al., 2006) ainsi que le local forecast model à 2 km (Hirahara et al., 2011). Enfin le modèle WRF (Janjic, 2003) est utilisé de façon opérationnelle par le NCEP à 4 km de résolution. L'utilisation d'une résolution kilométrique a toujours été considérée comme un levier important d'amélioration pour la représentation des phénomènes météorologiques, et notamment pour la simulation des systèmes fortement précipitants qui affectent régulièrement la Méditerranée.

Les processus physiques impliqués dans ces phénomènes (convection profonde, processus de couche limite, échanges aux interfaces air/mer et végétation/air, turbulence...) jouent un rôle au sein d'une large gamme d'échelles. Les processus d'échelles supérieures à la résolution effective du modèle sont explicitement représentés tandis que les autres nécessitent une paramétrisation. La résolution effective est plus faible que la maille du modèle du fait notamment de la diffusion explicite du modèle et du mélange sous-maille (Takemi and Rotunno, 2003; Ricard et al., 2013). Les méthodes numériques employées pour la résolution temporelle et spatiale des équations de mouvement diminuent la résolution effective du modèle (i.e. le spectre d'énergie cinétique s'écarte de la théorie).

Aux résolutions kilométriques, la convection profonde est résolue. La résolution effective minimale pour considérer qu'une paramétrisation de la convection profonde n'est plus nécessaire a été proposée par [Weisman et al. \(2008\)](#) qui indiquent qu'en dessous de 4 km de résolution horizontale les éléments convectifs sont explicitement résolus. Cependant, la résolution permettant de s'affranchir de cette paramétrisation dépend des différences d'échelles de formation et d'organisation de la convection profonde dans les différentes régions du globe ([Dirmeier et al., 2012](#)). La convection peu profonde reste paramétrée pour l'initiation de la convection (stade de développement des petits cumulus). Il s'ajoute également à ces échelles une paramétrisation pour la turbulence et la microphysique. Du fait de l'augmentation de la résolution et d'une convection explicite, la représentation des processus microphysiques est plus détaillée. Les équations d'évolution prognostiques pour les hydrométéores liquides et solides permettent de représenter l'advection et le transport des hydrométéores ainsi que leur cycle de vie au sein d'un système convectif, ce qui profite par exemple à la modélisation des phénomènes de refroidissement sous-orages et de plage froide qui sont désignés comme mécanismes de soulèvement dans certains cas de convection profonde en Méditerranée. Les modèles opérationnels actuels utilisent aussi un système d'équations non-hydrostatiques capable de simuler les fortes accélérations verticales dans les ascendances convectives ([Weisman et al., 2008](#)). La résolution plus fine apporte également une meilleure représentation du relief et donc des circulations induites par ces reliefs. C'est particulièrement important pour les processus orographiques qui peuvent contribuer fortement au développement des systèmes convectifs dans les régions méditerranéennes.

En plus de la paramétrisation de certains processus clés, les conditions initiales et aux limites ont une grande importance dans la modélisation des événements fortement précipitants. Pour les conditions initiales, certains modèles à aire limitée peuvent bénéficier d'un système d'assimilation à méso-échelle. Par exemple, dans le cadre d'une prévision avec le modèle AROME, les analyses utilisées comme conditions initiales sont produites par un cycle d'assimilation 3D-VAR ([Brousseau et al., 2008](#)) qui fonctionne par cycles de 3 heures. Les observations en surface (pression, vent, température et humidité...) sont assimilées dans une fenêtre de +/- 1h30 autour du réseau d'analyse pour élaborer l'analyse à la résolution du modèle. Les conditions aux limites sont en général fournies par les prévisions d'un modèle de plus grande échelle. [Bouttier et al. \(2012\)](#); [Vié et al. \(2012\)](#) montrent à partir d'expériences de prévision d'ensemble que la sensibilité à la physique du modèle est généralement moins prononcée que celle aux conditions initiales et aux limites. Toutefois, les conclusions varient selon l'échéance de la prévision et la situation météorologique étudiée. À courte échéance et/ou lorsque les processus de méso-échelle qui pilotent la convection ont plus de poids que les conditions synoptiques, la sensibilité à la physique peut l'emporter. [Fiori et al. \(2011\)](#) ont également réalisé plusieurs expériences de sensibilité avec le modèle WRF à des résolutions kilométriques (5 et 1 km), en modifiant à la fois les conditions initiales et aux limites, la microphysique du nuage et la méthode de fermeture pour la convection sur un cas fortement précipitant de 2011 dans le golfe de Gênes. Ils ont déterminé que c'est le choix du temps d'initialisation de la simulation qui modifiait le plus la qualité de la simulation. Néanmoins, dans un contexte stationnaire piloté par des mécanismes de méso-échelle avec par exemple la mise en place progressive d'un dôme froid sous orage, l'impact de la physique du modèle reste significative.

Plusieurs études ont montré qu'avec des résolutions approchant le kilomètre et avec un modèle à convection profonde explicite, il était possible de simuler un évènement fortement précipitant Méditerranéen réaliste et d'en représenter les mécanismes clés cités dans la section précédente. Parmi les premières études réalisées, [Ducrocq et al. \(2002\)](#) ont simulé plusieurs cas convectifs méditerranéens avec une résolution de 10 km et 2,5 km. Ce travail a montré une meilleure estimation du cumul des précipitations à 2.5 km de résolution horizontale. Dans certains cas, le modèle a été capable de capturer certains processus de méso-échelle comme une convergence dans les plus basses couches de l'atmosphère. [Stein \(2004\)](#) a spécifiquement regardé l'influence de la résolution horizontale (10 et 2.5 km) et de la représentation de l'orographie sur la convection. La réponse du profil conditionnellement instable de l'atmosphère au niveau des chaînes alpines semble plus réaliste avec une résolution plus fine qui représente mieux la véritable hauteur du relief. La principale difficulté soulevée par [Barthlott et al. \(2011\)](#) avec l'utilisation d'une résolution encore trop lâche (3 km) concerne la représentation de l'initiation de la convection profonde au bon moment et au bon endroit. Plus récemment, [Barthlott et al. \(2014\)](#) ont à nouveau étudié cette sensibilité à la résolution kilométrique sur un cas de la campagne HyMeX. Les modèles COSMO et MOLOCH ont été utilisés avec des résolutions respectives de 2.8 et 1 km et 2.3 km et 1.5 km. Une résolution plus fine montre une meilleure corrélation avec les observations, en particulier pour la quantité de pluie totale, et une augmentation de la convergence dans les basses couches grâce à une meilleure représentation du relief et donc des gradients de vent à fine échelle. Cependant, l'impact de la résolution sur le timing de l'initiation du système reste plutôt faible.

Ces difficultés ne sont pas propres à la convection méditerranéenne. Des résultats similaires ont été trouvés pour des cas de convection hors Méditerranée. À partir de simulations réalisées avec le modèle anglais du Met Office, [Lean et al. \(2008\)](#) ont montré qu'en utilisant une résolution de 4 km les cellules convectives étaient encore trop larges avec un retard au niveau de l'initiation. L'utilisation d'une résolution horizontale plus fine (1 km) semble légèrement corriger le timing de l'initiation. Cependant, des problèmes subsistent à l'échelle kilométrique. [McBeath et al. \(2014\)](#) ont simulé des évènements de convection profonde avec une résolution approchant le kilomètre et les cellules étaient toujours trop larges et n'avaient pas tendance à s'organiser en complexe de méso-échelle. [Pearson et al. \(2014\)](#) confirment ces problèmes persistants à une échelle kilométrique à savoir le timing de l'initiation du système convectif et la difficulté pour les nuages individuels à s'organiser en de plus grands systèmes (défaillance de la microphysique et du mélange de fine échelle).

De tels résultats ont poussé la communauté scientifique à s'interroger jusqu'à quel point la résolution pouvait améliorer la simulation de la convection profonde. Désormais, les travaux de recherche se focalisent sur la capacité des modèles à représenter la convection profonde avec des résolutions sub-kilométriques.

1.2.2 La modélisation dans la zone grise de la turbulence

À ces échelles sub-kilométriques, les phénomènes turbulents sont en partie résolus et en partie sous-maille. On est dans la zone grise de la turbulence. La représentation des processus turbulents devient alors particulièrement délicate. L'étude de la microphysique à ces échelles est aussi un sujet important qui mériterait une étude à part entière mais ses paramétrisations ne seront que peu abordées au sein de cette thèse (voir [section A](#)).

1.2.2.1 Définition de la turbulence

La turbulence désigne le mode d'écoulement d'un fluide, dont les caractéristiques (vitesse, pression...) fluctuent de manière aléatoire autour d'un état moyen. Un écoulement turbulent est donc le siège de mouvements chaotiques tourbillonnaires. La localisation, la taille et l'intensité des tourbillons varient constamment dans le temps.

La turbulence peut être d'origine thermique (flottabilité) ou dynamique (frottements dus à la viscosité au sein d'une couche ou entre deux couches). Elle se manifeste particulièrement dans la couche limite (partie basse de l'atmosphère influencée par les propriétés de la surface), du fait de la chaleur du sol et du cisaillement vertical de vent lié aux frottements. On observe des phénomènes turbulents aussi dans l'atmosphère libre (au-dessus de la couche limite), comme par exemple le long de fronts à cause du contraste thermique et du cisaillement de vent ou dans les zones orographiques du fait des ondes de relief ou encore au sein d'un nuage et en particulier aux seins des nuages convectifs. Il est possible de deviner l'effet de la turbulence aux seins des nuages convectifs à travers leur forme en chou-fleur. Elle résulte des fortes hétérogénéités au sein du nuage et avec son environnement : fortes ascendances, mélange au bord du nuage, courant de densité et fronts de rafales, ondes de gravité au sommet du nuage ...

Dans un écoulement turbulent se met en place un processus dit de "cascade d'énergie" ([Kolmogorov, 1941](#)) dans laquelle la division des gros tourbillons en tourbillons plus petits permet un transfert d'énergie des grandes échelles vers les petites échelles. Le taux de transfert est constant pendant une échelle de temps caractéristique de la durée de vie des tourbillons. La cascade continue avec les nouveaux tourbillons qui transfèrent leur énergie à des structures encore plus petites jusqu'à que les tourbillons atteignent une taille suffisamment petite pour que la viscosité devienne importante. L'énergie cinétique est alors dissipée en chaleur par les plus petits tourbillons sous l'effet de la viscosité. Les tourbillons affectent donc différentes échelles de notre atmosphère. On définit la nature de l'écoulement par son nombre de Reynolds. L'écoulement est de nature turbulente si son nombre de Reynolds est supérieur au nombre de Reynolds critique de l'atmosphère (estimé à 10^3)

$$Re = \frac{UL}{\nu} \quad (1.2)$$

Avec la longueur caractéristique du tourbillon (L), la vitesse du vent (U) et la viscosité cinématique du fluide (ν)

1.2.2.2 Représentation de la turbulence dans les modèles

L'objectif des modèles est de représenter ces transferts d'énergie entre les tourbillons de différentes tailles. La [Figure 1.7](#) illustre la répartition spectrale d'énergie de l'atmosphère en fonction du nombre d'onde. (ℓ) représente la taille caractéristique des tourbillons les plus énergétiques et (Δ) la taille de la maille du modèle numérique. La valeur typique de (ℓ) dépend de la nature des processus. Pour la convection profonde (i.e. un cumulonimbus), (ℓ) vaut une dizaine de kilomètres, alors que pour un cumulus (ℓ) vaut quelques centaines de mètres. Pour certains processus turbulents liés à la convection, en particulier sur les bords du nuage ou à l'avant d'une plage froide, (ℓ) est de l'ordre de dix mètres. Lorsque (Δ) est supérieure à (ℓ) , on se trouve à méso-échelle et toute la turbulence est paramétrée. Lorsque (Δ) est très inférieure à (ℓ) , les tourbillons les plus énergétiques sont résolus par le modèle. Seuls les tourbillons les plus petits restent paramétrés. On parle de simulation LES (Large Eddy Simulation). Un modèle qui résout l'ensemble des tourbillons à toutes les échelles sans paramétrisation est un modèle DNS (Direct Numerical Simulation). La résolution de tels modèles doit être très fines, typiquement de l'ordre de 0,1 mm pour un nuage convectif ([Bryan et al., 2003](#)). Même avec un très grand nombre de points, à la limite maximale de la puissance des supercalculateurs, un modèle DNS ne peut simuler qu'une fraction d'un nuage ([Mellado et al., 2014](#)). Pour étudier un système convectif dans son ensemble, on doit adopter des résolutions plus basses et paramétrer l'effet des tourbillons les plus petits en respectant les transferts d'énergie turbulents entre les échelles.

La paramétrisation de la turbulence dans les modèles à échelle kilométrique est généralement 1-D, avec des flux turbulents qui sont exprimés en fonction du gradient vertical des variables moyennes. La fermeture du schéma est réalisée au travers d'une longueur de mélange (ℓ) qui représente la taille caractéristique des tourbillons les plus énergétiques. Les structures cohérentes de couche limite comme les thermiques ou les rouleaux convectifs, sont quant à elles représentées bien souvent par un schéma de convection peu profonde. Ce schéma peut être dérivé des paramétrisations de la convection profonde ou basé sur l'approche EDMF (Eddy Diffusivity Mass Flux), comme le schéma EDKF de Méso-NH ([Pergaud et al., 2009](#)). En mode LES, la paramétrisation de la turbulence est 3-D avec une turbulence supposée isotrope et exprime les flux turbulents en fonction des gradients locaux des variables résolues.

Entre ces deux domaines de résolution LES et méso-échelle, typiquement entre les résolutions kilométriques et hectométriques pour la convection profonde, l'échelle caractéristique des tourbillons les plus énergétiques est du même ordre de grandeur que la taille de la maille. Les structures turbulentes ne peuvent pas être entièrement résolues mais ne sont pas complètement sous-maille. Les paramétrisations développées pour les modèles LES ou pour les modèles à résolution kilométrique ne sont plus adaptées. Cette région, appelée "zone grise de la turbulence", est définie par [Wyngaard \(2004\)](#) sous le nom de "terra incognita". Les schémas de turbulence doivent être évalués à de telles échelles. [Honnert et al. \(2011\)](#) ont calculé le ratio des parties résolues et sous-maille de la turbulence à différentes résolutions dans la zone grise de la turbulence pour différentes couches limites convectives. Il se trouve que les modèles dans la zone grise de la turbulence produisent trop de turbulence résolue lorsque seulement la paramétrisation 1-D de la turbulence est utilisée.

Il apparaît donc que les paramétrisations actuelles ne représentent pas correctement les processus turbulents dans les simulations dont la résolution se trouve dans la zone grise de la turbulence. Dans la section suivante, nous allons voir quelle en est la conséquence pour la simulation des systèmes convectifs.

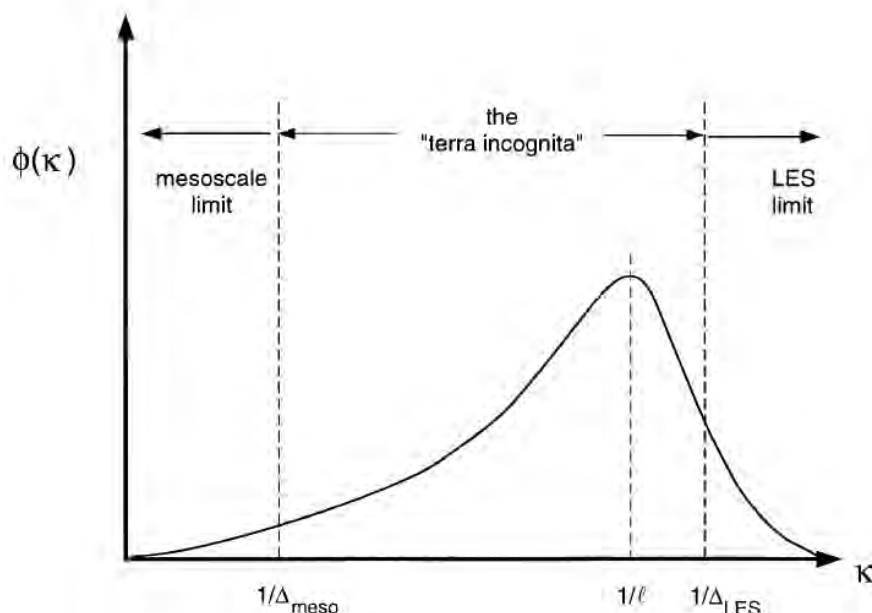


FIGURE 1.7 – Illustration du spectre d'énergie turbulente $\phi(k)$ en fonction du nombre d'onde horizontal k . L'échelle contenant l'énergie est indiquée pour $k = 1/\ell$, avec ℓ l'échelle de longueur des tourbillons énergétiques, Δ est la maille horizontale du modèle - d'après Wyngaard (2004).

1.2.2.3 Simulations de systèmes convectifs dans la zone grise de la turbulence

Une bonne représentation des processus turbulents dans le modèle est primordiale pour arriver à simuler des systèmes convectifs de manière réaliste. Outre la dynamique, le mélange turbulent a aussi la capacité d'affecter directement la microphysique nuageuse. Il peut augmenter la production des cristaux de glace dans les nuages convectifs (Zeng et al., 2011) et diminuer le contenu en eau nuageuse (Burnet and Brenguier, 2007). De plus, le mélange augmente la collision des hydrométéores (Benmoshe et al., 2012) et impacte donc la distribution en taille des gouttes (Pinsky and Khain, 1997).

De nombreuses études ont analysé les faiblesses des schémas de turbulence dans la zone grise et leur impact sur la simulation de systèmes convectifs à des résolutions horizontales allant de 2 km jusqu'à 200 m. Fiori et al. (2010) et Verrelle et al. (2015) ont analysé des simulations de convection profonde (supercellules) idéalisées afin d'examiner l'impact de l'utilisation d'un schéma de turbulence 3-D à la place d'un schéma 1-D. Il induit plus de mélange et améliore la représentation des processus microphysiques, produisant une plus large couverture nuageuse et plus de précipitations. La différence entre un schéma 1-D et 3-D devient perceptible à 1 km, soulignant la nécessité de traiter

les flux turbulents horizontaux à des résolutions kilométriques. Toutefois, [Verrelle et al. \(2015\)](#); [Lebo and Morrison \(2015\)](#) ont aussi trouvé un mélange turbulent qui reste insuffisant même avec un schéma 3-D et une faible production thermique de turbulence au sein du nuage convectif soulignant un manque d'entraînement et de déentraînement à ces résolutions intermédiaires. [Adlerman and Droegemeier \(2002\)](#) montrent également un déficit d'énergie cinétique turbulente sous-maille lors de la simulation idéalisée d'une supercellule. Des études de sensibilité à la longueur de mélange ([Hanley et al., 2015](#); [Machado and Chaboureau, 2015](#)) ont également montré d'importantes variations sur certaines caractéristiques telles que le nombre de cellules convectives ou le taux de pluie. L'utilisation d'une faible longueur de mélange augmente le nombre de petites cellules nuageuses et le taux de pluie moyen.

L'organisation du nuage apparaît donc très sensible à la paramétrisation de la turbulence mais les études restent majoritairement idéalisées et elles n'analysent pas la sensibilité des mécanismes d'initiation et d'organisation de la convection.

1.2.2.4 Impact de la résolution sub-kilométrique

Malgré les difficultés de représentation de la turbulence dans la zone grise, plusieurs études de cas idéalisés et de cas réels ont néanmoins montré un apport concret de la résolution sub-kilométrique par rapport à la méso-échelle pour la simulation des systèmes convectifs.

[Verrelle et al. \(2015\)](#) ont montré sur un cas convectif idéalisé qu'une augmentation de la résolution des échelles kilométriques à 500 m permet de simuler une plus grande couverture nuageuse et des valeurs de vitesses verticales plus élevées donnant un caractère plus sévère à la convection et des cumuls de précipitations supérieurs de 30%. [Lang et al. \(2007\)](#) ont montré qu'une augmentation de résolution de 1000 m à 250 m sur des simulations semi-idéalisées de deux événements convectifs au cours d'une campagne au Brésil permettait aussi une transition de la convection peu profonde à profonde moins abrupte et donc plus réaliste. Enfin, [Couvreur et al. \(2012\)](#) obtiennent des résultats similaires avec une autre simulation semi-idéalisée (initialisée à partir d'un radiosondage) d'un événement convectif dans le cadre du projet AMMA (Analyse Multidisciplinaires de la Mousson Africaine). L'utilisation d'une résolution horizontale plus fine (de 500 m à 200 m) développe plus rapidement la convection peu profonde et la fraction totale de nuage est plus grande.

[Hanley et al. \(2015\)](#) et [Fiori et al. \(2017\)](#) ont réalisé plusieurs simulations de cas réels de convection, dont un cas méditerranéen à Gênes (Italie), avec des résolutions horizontales variant de 5 km à 200 m. Une grosse différence apparaît entre 500 m et les résolutions horizontales supérieures. À des résolutions horizontales supérieures à 500 m, la simulation ne représente toujours pas les petites cellules et sous-estime ou localise au mauvais endroit les pics d'intensité de pluie. Alors qu'en dessous de 500 m de résolution horizontale, plus de petites cellules avec une forte intensité sont représentées, augmentant de ce fait la couverture nuageuse totale de manière similaire aux différentes études idéalisées. Les simulations à l'échelle hectométrique sont ainsi plus proches des observations, même si le nombre de petites cellules simulées et leur intensité s'avère légèrement exagéré.

Zhang and Zhang (2012) et Warren et al. (2014) résument bien les améliorations apportées par l'utilisation d'une résolution sub-kilométrique sur l'initiation de la convection, l'intensification des ascendances et la représentation d'une plus large couverture nuageuse pour la simulation de cas réels. Néanmoins, des problèmes persistent à cette échelle comme notamment la trop grande représentation de petites cellules convectives très intenses. Cela peut être en partie causé par la déficience des schémas de turbulence à ces résolutions qui représentent avec difficulté certaines caractéristiques turbulentes de la convection comme l'entraînement ou qui ne déterminent pas la part adéquate d'énergie cinétique turbulente résolue. D'où l'importance de s'extraire de la « zone grise » de la turbulence et d'explorer les simulations LES.

1.2.3 LES de systèmes convectifs

Afin de s'affranchir des difficultés liées à la zone grise de la turbulence, il faut descendre encore en résolution à travers l'exploitation de simulations LES. Les études pionnières sur la modélisation de la convection profonde en mode LES sont celles de Bryan et al. (2003) et Petch et al. (2002). Ces deux études explorent une simulation idéalisée de la convection profonde à des résolutions allant de 1000 m à 100 m. Ils ont trouvé qu'il était nécessaire de descendre à 100 m pour résoudre les tourbillons les plus énergétiques et représenter les plus basses couches de l'atmosphère afin d'obtenir une meilleure simulation du transport d'humidité et de la convection. Toutefois, ils déplorent les variations persistantes de certaines caractéristiques du système convectif à la résolution horizontale, comme notamment sur l'intensité des ascendances verticales.

Dans les mêmes gammes de résolution (1600 m à 100 m), Khairoutdinov and Randall (2006); Khairoutdinov et al. (2009); Bryan and Morrison (2012) ont travaillé sur différentes régions du globe et notamment dans les tropiques humides. Plusieurs simulations semi-idéalisées ont été réalisées. Elles sont initialisées à partir d'observations. Ils ont confirmé que le transport d'humidité est mieux résolu dans les basses couches du nuage avec une meilleure estimation de l'évaporation qui favorise la transition peu profond/profond. De manière générale, le profil d'humidité varie peu au niveau du nuage, excepté dans la couche limite et au sommet du nuage où une plus fine résolution apporte une plus grande humidité. La plus grande couverture nuageuse déjà observée dans les simulations à 200 m de résolution horizontale s'explique ici par les nuages bas, plus petits et à durée de vie plus courte, qui sont présents en plus grand nombre et contiennent une grande quantité d'eau nuageuse capable de créer des précipitations importantes.

Dans le projet "DYMECS", le Met Office a simulé des cas réels à des résolutions allant de 1 km à 100 m des systèmes convectifs observés par un radar, permettant d'observer l'évolution de la structure 3-D d'un nuage (Stein et al., 2015). Ils confirment la meilleure représentation de la structure du nuage avec les simulations inférieures à 200 m de résolution. Comme dans les études idéalisées précédentes, ils montrent une prédominance des petites cellules à durée de vie courtes avec une capacité à créer des précipitations importantes. De plus, la vitesse moyenne des courants ascendants simulés à ces résolutions se rapproche également des observations. Toutefois, la durée de vie des systèmes convectifs restent trop courte.

Tout récemment, [Zängl et al. \(2015\)](#) ont réalisé des simulations de convection réelle à 150 m de résolution horizontale sur un domaine englobant l'Allemagne (un domaine plus large que dans toutes les études citées précédemment) avec le modèle : ICOsahedral Non-hydrostatic atmospheric model (ICON). Un large panel d'observations permet la validation des simulations avec des observations satellites et radar ([Heinze et al., 2017](#)). Les résultats sont prometteurs avec des profils turbulents réalistes et des colonnes de vapeur d'eau reproduisant bien la variabilité temporelle observée à petite échelle. Une représentation toujours trop importante des petits cumulus persiste.

1.2.4 Conclusion

La communauté scientifique s'accorde généralement pour dire que l'augmentation de la résolution horizontale est l'un des principaux leviers d'amélioration pour la simulation de la convection profonde et la prévision des événements fortement précipitants en Méditerranée.

Les modèles de prévision numérique actuels sont à l'échelle kilométrique et tendent vers des résolutions sub-kilométriques. Cette augmentation de résolution améliore grandement la simulation des épisodes méditerranéens avec une meilleure représentation des systèmes convectifs de méso-échelle (initiation, dynamique) et une meilleure estimation des précipitations. Toutefois la sur-représentation des petites cellules convectives de forte intensité questionne les schémas de turbulence à ces résolutions. En effet, le mélange turbulent reste insuffisant et la production thermique faible au sein du nuage convectif. L'angle d'étude choisi pour valider les simulations d'événements convectifs à de telles résolutions a généralement été de se focaliser sur le système précipitant et sa dynamique et moins sur les processus associés. Il semble urgent de déterminer comment un changement dans la paramétrisation de la turbulence joue sur l'environnement afin d'évaluer plus précisément la qualité de ces paramétrisations. De plus, une majorité des études de ce chapitre présentent des cas de convection profonde idéalisée, forcés par des perturbations types bulles chaudes ou froides. Dans l'ensemble, les simulations réalisées avec un modèle à aire limitée qui possède son propre système d'assimilation ou qui est forcé aux limites par un modèle globale sont celles qui semblent les plus réalistes.

Les simulations LES permettent d'obtenir la meilleure représentation d'un épisode de convection profonde avec une meilleure description de l'humidité dans les basses couches, une taille de système plus proche des observations et des ascendances convectives plus réalistes. Toutefois, aucune étude de ce type n'a encore été réalisée pour un cas réel d'événement fortement précipitant méditerranéen. De plus, la taille du domaine des simulations déjà réalisées ne dépassent que rarement les 2000 points x 2000 points et les 300 km x 300 km. Les simulations LES sur de grands domaines demeurent un vrai challenge car elles demandent un coût de calcul important et un traitement complexe des données. Or, une simulation LES sur un grand domaine permettrait de résoudre les processus turbulents et microphysiques à la fois dans le flux amont du système précipitant et dans le système lui-même tout au long de son cycle de vie.

L'objectif de cette thèse est donc de mieux comprendre et mieux représenter dans les modèles les processus d'initiation et d'organisation de la convection profonde au-dessus de la mer Méditerranée. Pour cela, différentes gammes de résolution seront explorées, de l'échelle kilométrique des modèles opérationnels à l'échelle LES sur un grand domaine en passant par la zone grise de la turbulence. Les processus convectifs seront analysés avec l'appui des observations spécifiques de la campagne HyMeX.

Chapitre 2

Cadre d'étude

Sommaire

2.1	Le modèle de recherche Meso-NH	32
2.1.1	Le coeur dynamique	32
2.1.2	Les paramétrisations physiques	33
2.1.3	Les outils diagnostics	38
2.2	La situation convective du 26 octobre 2012	41
2.2.1	Le contexte météorologique	41
2.2.2	Les précipitations observées	43
2.3	La stratégie d'observation pendant la POI16a	46
2.4	Conclusion	52

Ce chapitre introduit le cadre utilisé pour l'étude de l'événement fortement précipitant du 26 octobre 2012 (POI16a). Il utilise toute une stratégie d'observation au profit d'un travail de modélisation. Dans un premier temps, le modèle de recherche Meso-NH sera présenté. Ensuite, le déroulement de l'événement du 26 octobre 2012 sera détaillé. Enfin, les observations déployées spécifiquement dans le cadre de la campagne HyMeX et en particulier pour la POI16a seront décrites.

2.1 Le modèle de recherche Meso-NH

Pour mener à bien ces travaux de thèse, des simulations ont été réalisées avec le modèle numérique non hydrostatique de recherche, Meso-NH (Lafore et al., 1997), développé et maintenu conjointement par le Laboratoire d'Aérodynamique et le CNRM. Ce modèle est capable de réaliser des simulations de cas réels ou des simulations de cas idéalisés avec des résolutions allant de la dizaine de kilomètres au mètre. On se limite ici à la présentation des schémas numériques et des paramétrisations utilisés dans cette thèse.

2.1.1 Le coeur dynamique

2.1.1.1 Les équations

Meso-NH est un modèle eulérien en point de grille avec une projection conforme des coordonnées géographiques et une coordonnée verticale de type Gal-Chen and Somerville (1975) suivant le relief près du sol. Ses équations adoptent l'approximation anélastique (Durran, 1989) qui permet de filtrer les ondes acoustiques pour ne pas avoir à utiliser un pas d'intégration trop petit. Les variables pronostiques du modèle sont les trois composantes du vent (u , v , w), la température potentielle (θ), les rapports de mélange pour la vapeur d'eau et cinq autres espèces d'hydrométéores (gouttelettes nuageuses, pluie, cristaux de glace, neige, graupel), ainsi que l'énergie cinétique turbulente (TKE). La pression (P) est diagnostiquée selon une équation elliptique tridimensionnelle dérivée des équations de mouvement et de continuité, et résolue par une méthode itérative (solveur de pression). Les équations sont discrétisées sur la verticale et l'horizontale sur une grille C d'Arakawa (Mesinger et al., 1976)

2.1.1.2 Les schémas numériques

Les schémas d'advection pour les composantes du vent et pour les autres variables (dites scalaires) sont différents, du fait de leur position distincte sur la grille C d'Arakawa. Pour les trois composantes du vent, plusieurs schémas d'advection sont implémentés dans Meso-NH : soit un schéma centré du 2ème ou 4ème ordre, soit un schéma WENO (Weighted Essentially Non Oscillatory) du 3ème ou 5ème ordre, moins coûteux en temps de calcul. Seuls les schémas centrés du 4ème ordre et WENO du 5ème ordre ont été utilisés dans cette thèse. Les autres schémas testés ont montré des résultats sensiblement moins bons. Pour les variables scalaires, le schéma d'advection PPM (Piecewise Parabolic Method) est utilisé (Colella and Woodward, 1984). L'intégration temporelle se fait à l'aide d'un schéma Leap-Frog.

2.1.1.3 Les conditions aux limites latérales (grid-nesting)

Dans la thèse, les simulations Meso-NH sont forcées sur les bords avec des champs provenant d'un autre modèle au domaine plus étendu par exemple les analyses AROME (conditions dite ouvertes). Les simulations Meso-NH à résolution spatiale élevée nécessitent parfois l'ajout d'une grille intermédiaire plus étendue et à plus basse résolution permettant de limiter l'écart de résolution avec le modèle coupleur. Les interactions entre les différentes grilles Meso-NH peuvent suivre une approche 1-way ou 2-way. La grille plus étendue (modèle père) donne les conditions aux limites latérales à la grille haute résolution (modèle fils). En 2-way, un terme de relaxation est ajouté dans le modèle père pour le rappeler vers les valeurs moyennes du modèle fils.

2.1.2 Les paramétrisations physiques

2.1.2.1 La surface

Les échanges entre l'atmosphère et la surface sont gérés par un modèle externe à Meso-NH : SURFEX ([Masson et al., 2013](#)). Les données physiographiques nécessaires à l'initialisation des caractéristiques de la surface proviennent de la base de données "ECOCLIMAP2" ([Faroux et al., 2013](#)). La couverture du sol y est indiquée avec une résolution de 1 km environ. Elle permet de définir, sur toute la grille Meso-NH, le type de surface pour SURFEX (mer, nature, ville... et dans le cas de la nature le type de végétation fractionné en 12 classes). Une base de données de résolution horizontale 10 km fournit les informations sur la texture du sol (taux d'argile ou de sable). Enfin, une dernière base de données à 1 km, 250 m ou 90 m fournit la topographie. Les échanges d'énergie entre l'atmosphère et la surface sont calculés pour les différents types de surface de SURFEX : ISBA ([Noilhan and Mahfouf, 1996](#)) est utilisé pour les interactions dans les zones de végétation ; TEB (Town Energy Balance) ([Masson, 2000](#)) pour les échanges avec les aires urbaines ; ECUME ([Belamari, 2005](#)) pour les échanges entre air et océan. Chaque maille du modèle peut contenir plusieurs types de surface. Le flux d'échange total est alors la somme des flux pour chaque type de surface pondérée par la fraction de la surface dans la maille.

2.1.2.2 Le rayonnement

Le schéma de rayonnement pour les grandes longueurs d'onde (ex : IR) est le RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) ([Mlawer et al., 1997](#)), développé et maintenu par le Centre Européen pour les Prévisions météorologiques à moyen terme (CEP). Il calcule les principaux flux radiatifs absorbés et émis par les gaz et la surface. Le schéma de rayonnement pour les courtes longueurs d'onde (ex : rayonnement solaire) ([Morcrette, 1991](#)), développé également par le CEP, calcule l'absorption, la réflexion et la diffusion des flux radiatifs par l'atmosphère et la surface terrestre. Ce schéma coûteux est appelé avec une fréquence plus faible que le pas de temps de la simulation : toutes les 15 minutes pour tout le domaine et toutes les 5 minutes pour les colonnes convectives.

2.1.2.3 La microphysique

Les équations pronostiques qui régissent l'évolution des espèces microphysiques liquides (eau liquide nuageuse et eau précipitante) et solides (cristaux de glace, graupel et neige) ainsi que les processus de changement de phase des hydrométéores, sont paramétrées selon un schéma mixte à 1 moment, de type bulk ([Pinty and Jabouille, 1998](#)), appelé ICE3. Ce type de schéma signifie que les distributions de taille des particules ne dépendent que du contenu en hydrométéore. Ces distributions suivent une loi gamma généralisée. Pour la pluie, la neige et le graupel, ces distributions se simplifient en une loi exponentielle. Le schéma ICE3 utilise une paramétrisation de la glace en trois classes ([Caniaux, 1993](#)) associée à un schéma de [Kessler \(1969\)](#) pour la formation de l'eau liquide nuageuse et la pluie. Les processus microphysiques (sources et puits) considérés dans les équations d'évolution des hydrométéores de la paramétrisation ICE3 sont présentés sur la [Figure 2.1](#). Les gouttelettes d'eau nuageuse se forment dès que la vapeur d'eau est localement saturante par un mécanisme de condensation. La croissance de ces gouttelettes se fait par autoconversion ou accréton afin de devenir assez grosses pour précipiter. Enfin, ces gouttes peuvent s'évaporer si l'environnement n'est pas à saturation. En ce qui concerne les hydrométéores glacés, les cristaux de glace nuageuse se forment selon plusieurs processus, soit par la formation de glace dans un environnement avec une très forte sur-saturation par rapport à la glace (mécanisme de déposition), soit par congélation des gouttelettes d'eau surfondues formées par activation de noyaux de condensation. En-dessous d'une certaine température, les gouttelettes d'eau nuageuse peuvent directement se transformer en cristaux de glace par nucléation homogène. Les cristaux de glace peuvent aussi décroître par sublimation lorsque l'environnement est sous-saturé par rapport à la glace. Enfin, les particules de neige (ou agrégats) sont formées par autoconversion des cristaux de glace ou par un mécanisme d'agrégation. Le graupel apparaît lors de la congélation des gouttes de pluie au contact de la glace. Le givrage de la neige est aussi un moyen de former du graupel. Le passage de la phase solide à la phase liquide se fait par fonte des cristaux de glace en eau liquide nuageuse, des agrégats de neige en graupel fondant, de l'eau entourant la particule de graupel jusqu'à la faire fondre complètement et créer des gouttes de pluie.

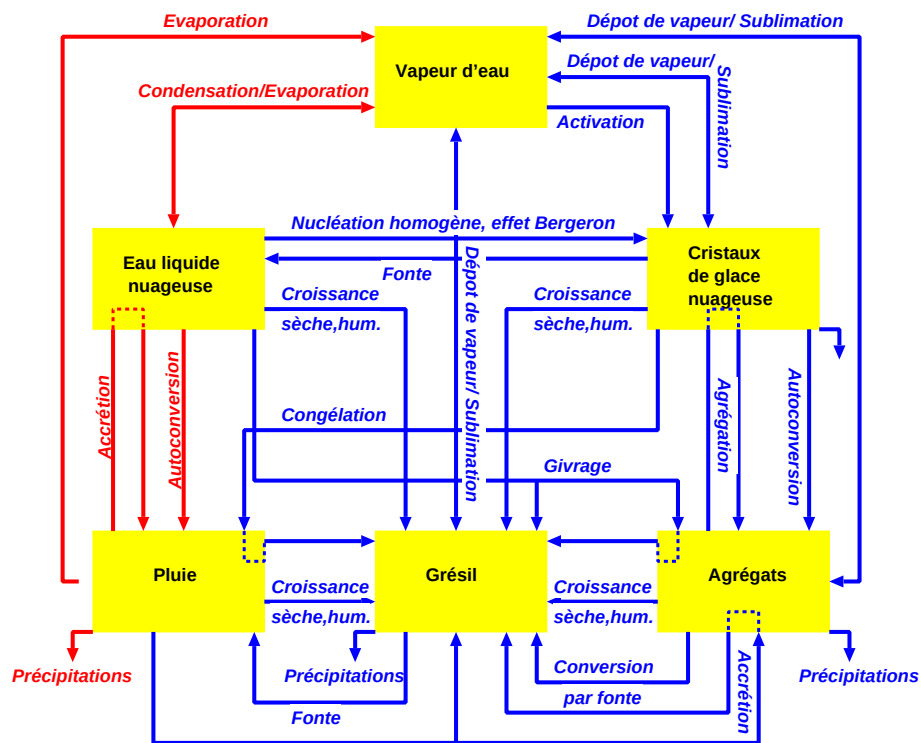


FIGURE 2.1 – Processus microphysiques représentés dans le schéma microphysique ICE3

2.1.2.4 La turbulence

Les flux turbulents $u'_i u'_j$, $u'_i \Theta'_l$, et $u'_i q'_t$ influencent l'évolution des paramètres moyens du modèle. Ces flux représentent le transport des variables u'_j , Θ'_l et q'_t , respectivement, par les fluctuations de vitesse dues à la turbulence. Les équations d'évolution des flux turbulents (d'ordre n) font apparaître d'autres inconnues correspondant aux flux turbulents d'ordre supérieur (moments d'ordre $n+1$). Il y a donc toujours plus d'inconnues que d'équations. Il faut faire une hypothèse de fermeture. L'effet des flux turbulents sur les variables pronostiques est paramétré par le schéma de turbulence. Dans Meso-NH, ce schéma a été développé par [Cuxart et al. \(2000\)](#). Le schéma a été développé à la fois pour les simulations à méso-échelle pour lesquelles on peut considérer que la turbulence est un phénomène complètement sous-maille et les LES (Large Eddy Simulation) qui résolvent les gros tourbillons de la turbulence. Il peut être utilisé en 1-D lorsque le schéma est utilisé dans une configuration méso-échelle, typiquement avec des mailles supérieures à 1-2 km, on peut faire l'hypothèse que les gradient horizontaux et les flux turbulents sur l'horizontal, sont largement plus faibles que leurs contreparties verticales. Sinon il est utilisé en 3-D ([Honnert et al., 2011](#); [Verrelle et al., 2015](#)). C'est un schéma avec une fermeture à l'ordre 1.5 avec une équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente (TKE) et des flux turbulents supposés stationnaires, homogènes et isotropes. On arrive aux équations paramétrées suivantes :

$$\underbrace{\frac{\partial e}{\partial t}}_{\text{inertie}} = - \underbrace{\frac{1}{\rho_{ref}} \frac{\partial \rho_{ref} \bar{u}_k e}{\partial x_k}}_{\text{advection}} - \underbrace{\frac{u'_i u'_k}{\partial x_k} \frac{\partial u_i}{\partial x_k}}_{\text{production dynamique}} + \underbrace{\frac{g}{\Theta_{vref}} \delta_{i3} \overline{\theta'_v w'}}_{\text{production par flottabilité}} - \underbrace{\frac{1}{\rho_{ref}} \frac{\partial}{\partial x_j} (C_T \rho_{ref} L e^{\frac{1}{2}} \frac{\partial e}{\partial x_j})}_{\text{transport turbulent}} - \underbrace{C_\epsilon \frac{e^{\frac{3}{2}}}{L}}_{\text{dissipation}} \quad (2.1)$$

$$\overline{u'_i \theta'_l} = -\frac{2}{3} \frac{L}{C_s} e^{\frac{1}{2}} \frac{\partial \bar{\theta}_l}{\partial x_i} \gamma \quad (2.2)$$

$$\overline{u'_i r'_t} = -\frac{2}{3} \frac{L}{C_h} e^{\frac{1}{2}} \frac{\partial \bar{r}_t}{\partial x_i} \psi \quad (2.3)$$

$$\overline{u'_i u'_j} = \frac{2}{3} e - \frac{4}{15} \frac{L}{C_m} e^{\frac{1}{2}} \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right) \quad (2.4)$$

$$\overline{(\theta'_l) r'_t} = C_2 L^2 \left(\frac{\partial \bar{\theta}_l}{\partial z} \frac{\partial \bar{r}_t}{\partial z} \right) (\gamma + \psi) \quad (2.5)$$

$$\overline{(\theta'_l)^2} = C_1 L^2 \left(\frac{\partial \bar{\theta}_l}{\partial z} \frac{\partial \bar{\theta}_l}{\partial z} \right) \gamma \quad (2.6)$$

$$\overline{(r'_t)^2} = C_1 L^2 \left(\frac{\partial \bar{r}_t}{\partial z} \frac{\partial \bar{r}_t}{\partial z} \right) \psi \quad (2.7)$$

Pour la TKE, on trouve dans l'ordre un terme d'advection de la TKE par le vent moyen. Puis vient la production dynamique induite par le cisaillement de vent. Elle est importante dans des situations convectives. La production dynamique est toujours positive ou nulle, car le cisaillement ne peut que créer de la turbulence. Ensuite, le terme de production thermique induit par des effets de flottabilité peut être positif ou négatif et donc source ou puits de turbulence. Le terme suivant représente le transport par la turbulence et les fluctuations de pression. Enfin, le terme de dissipation par viscosité, toujours négatif, est paramétré suivant les hypothèses de Kolmogorov, avec C_ϵ une constante. Dans cette équation, u , v et w sont les différentes composantes du vent dans les directions x , y et z , Θ_v est la température potentielle virtuelle, Θ_{vref} et ρ_{ref} les profils de température potentielle virtuelle et de densité de référence. Enfin, g est l'accélération due à la gravité, C_T une constante, $\delta_{i,j}$ le tenseur de Kronecker et L la longueur de mélange. Les flux turbulents sont diagnostiques et s'expriment en fonction des paramètres moyens (i.e. variables sur la maille du modèle) et de l'énergie cinétique turbulente (TKE). Les constantes C_x sont définies dans [Redelsperger and Sommeria \(1986\)](#) et [Cuxart et al. \(2000\)](#). Les paramètres γ et ψ , l'inverse des nombres de Prandtl et Schmidt ([Cuxart et al., 2000](#)) sont caractéristiques du mélange turbulent. Ces expressions diagnostiques font intervenir la longueur de mélange, dernière inconnue du problème qu'il faut donc paramétrer.

La longueur de mélange représente la taille caractéristique des tourbillons sous-maille/non résolus. Trois longueurs de mélange sont implémentées dans Meso-NH. La taille des tourbillons non résolus peut être donnée par la taille de la maille :

$$L = \sqrt[3]{\Delta(x)\Delta(y)\Delta(z)} \quad (2.8)$$

Cette longueur de mélange est appelée DELT. Elle ne varie pas au cours du temps. L'étirement de la grille verticale induit une longueur de mélange particulièrement forte dans les hautes altitudes.

La longueur de mélange de [Bougeault and Lacarrere \(1989\)](#) représente la taille verticale des tourbillons les plus énergétiques. Elle est basée sur le principe de la conservation de l'énergie d'une parcelle d'air. La longueur de mélange est liée à la distance moyenne (l_{up} et l_{down}) qu'une particule peut parcourir avec une énergie cinétique turbulente donnée, avant d'être stoppée par les couches stables de l'atmosphère. Cette longueur de mélange de nature non locale est donc fonction de la stabilité du profil vertical. Elle est très dépendante de l'énergie cinétique turbulente des zones stables en basses couches et en altitude. Elle est particulièrement appropriée à des mailles anisotropes comme on en a avec les modèles de méso-échelle. Elle est calculée selon les équations suivantes :

$$L = \left[\frac{l_{up}^{-2/3} + l_{down}^{-2/3}}{2} \right]^{-3/2} \quad (2.9)$$

$$\int_z^{z+l_{up}} \frac{g}{(\Theta_v)_{ref}} (\Theta_v(z') - \Theta_v(z)) dz' = e(z) \quad (2.10)$$

$$\int_{z-l_{down}}^z \frac{g}{(\Theta_v)_{ref}} (\Theta_v(z) - \Theta_v(z')) dz' = e(z) \quad avec \quad l_{down} \leq z \quad (2.11)$$

Enfin, [Deardorff \(1972\)](#) a proposé une longueur de mélange qui dépend de la taille de la maille et de la fréquence de Brunt Vaisala "N".

$$L = \min(\sqrt[3]{\Delta(x)\Delta(y)\Delta(z)}, 0.76\sqrt{\frac{e}{N^2}}) \quad (2.12)$$

En condition stable, elle dépend de la stabilité de la parcelle d'air et de la TKE de manière similaire à [Bougeault and Lacarrere \(1989\)](#). En condition instable, elle suit le comportement de DELT. C'est une longueur de mélange classique en LES ([Deardorff, 1972](#)).

2.1.2.5 Les schémas de convection

Un schéma de convection peu profonde ([Pergaud et al., 2009](#)) de type EDMF (Eddy Diffusion Mass Flux) peut compléter le schéma de turbulence pour représenter les thermiques de la couche limite. L'activation du schéma de convection peu profonde a été testée à des résolutions horizontales de 500 m et n'a pas apporté de résultats significativement différents. Le modèle donne aussi la possibilité d'utiliser un schéma de convection profonde ([Bechtold et al., 2001](#)) adapté de [Kain \(1993\)](#). Cependant, [Weisman et al. \(2008\)](#) et [Dirmeyer et al. \(2012\)](#) ont démontré que les paramétrisations de convection profonde ne sont plus nécessaires pour une résolution inférieure à 4 km.

2.1.3 Les outils diagnostics

Le modèle Meso-NH dispose d'outils diagnostiques permettant d'analyser l'évolution des variables pronostiques et les processus simulés associés. Nous décrivons ici ces deux outils diagnostiques que nous avons utilisé : les traceurs lagrangiens et les bilans.

2.1.3.1 Traceurs lagrangiens

À partir des travaux de [Schär and Wernli \(1993\)](#), [Gheusi and Stein \(2002\)](#) ont développé un outil de traceurs lagrangiens. La méthode de calcul de ces traceurs lagrangiens est basée sur le calcul eulérien des trois champs $x_0(x,y,z,t)$, $y_0(x,y,z,t)$ et $z_0(x,y,z,t)$ correspondant à la position initiale à $t=0$ de la particule située en (x,y,z) à l'instant t . Ces trois champs eulériens sont assimilés à des traceurs passifs initialisés à partir des coordonnées spatiales et transportés par le flux selon l'équation suivante avec $\vec{u}$ pour le champs de vent et $\vec{x}_0$ le vecteur (x_0, y_0, z_0) :

$$\frac{\partial \vec{x}_0}{\partial t} + \vec{u} \cdot \vec{\nabla} \vec{x}_0 = \vec{0} \quad (2.13)$$

Le calcul de l'évolution des traceurs passifs est fait "en ligne" en même temps que celui des variables pronostiques du modèle. La forme discrétisée de l'équation 2.13 considère non seulement l'advection par le vent résolu mais aussi le transport par les mouvements sous-maille turbulents et convectifs. La diffusion numérique influence aussi l'évolution de ces traceurs passifs.

Cet outil de traceurs lagrangiens permet notamment de réaliser des rétro-trajectoires, c'est-à-dire représenter la trajectoire d'une particule d'air d'un instant t_{final} à un instant antérieur $t_{initial}$. Dans l'utilisation qui sera faite des rétro-trajectoires au sein de cette thèse, quelques particules d'air seront sélectionnées dans les ascendances des systèmes précipitants simulés à fine échelle. Ces particules sont prises soit en milieu de troposphère (4-6 km) lors de l'initiation des précipitations convectives, soit près de la tropopause (9-10 km) lors de la phase mature de précipitations convectives. Les particules d'air sont ensuite suivies à rebours dans les simulations aussi longtemps qu'elles demeurent à l'intérieur du domaine de simulation. Ces rétro-trajectoires ont par exemple permis de caractériser le flux d'alimentation à court terme des systèmes fortement précipitant dans [Duffourg and Ducrocq \(2011\)](#). Les paramètres physiques des particules peuvent être suivis au cours du temps, le long de leur trajectoire.

2.1.3.2 Bilans

Le modèle Meso-NH permet le calcul de bilans pour les différentes variables pronostiques du modèle. Ils permettent d'estimer l'évolution temporelle des variables et de quantifier les termes source et puits de l'équation d'évolution. Ce calcul est intégré sur une partie du domaine et une durée définies par l'utilisateur. Pour une variable pronostique α , son bilan d'évolution prend la forme générique suivante :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\tilde{\rho}\alpha) = -\frac{\partial}{\partial x}(\tilde{\rho}U\alpha) - \frac{\partial}{\partial y}(\tilde{\rho}V\alpha) - \frac{\partial}{\partial z}(\tilde{\rho}W\alpha) + \sum_{p=4}^{pmax} \alpha_p \quad (2.14)$$

avec $\sum_{p=4}^{pmax} \alpha_p$ représentant la source (ou le puits) due au processus physique p (par exemple turbulence, échange avec la surface, microphysique,...). Les trois premiers termes du membre de droite représentent les contributions de l'advection dans les trois directions.

Voici en exemple l'équation du bilan pour la température potentielle utilisé dans la [section 4.2](#). Les processus considérés dans ces bilans sont représentés sur la [Figure 2.1](#).

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Theta}{\partial t} = & -REVA + COND + HENU + HON + SFR + DEPS + DEPG - \\ & RIM + ACC + CFRZ + WETG + DRYG - GMLT - IMLT + CDEPI \end{aligned} \quad (2.15)$$

Les processus de refroidissement sont : (1) l'évaporation de l'eau liquide en eau nuageuse (REVA), (2) la fonte du graupel et de la glace (GMLT et IMLT), (3) la sublimation du graupel en vapeur d'eau (RIM). Les processus de réchauffement sont : (1) tous les processus d'accrétion qui forment du graupel (DRYG et WETG), (2) l'accrétion des gouttes de pluies qui précipitent (ACC), (3) les processus de congélation spontanée de l'eau liquide ou au contact d'une espèce glacée pour devenir du graupel (SFR, CFRZ), (4) la condensation d'eau liquide qui génère de la vapeur d'eau (COND) (5) la nucléation homogène ou hétérogène pour former de la glace (HENU, HON). Certains termes peuvent être à la fois des processus de refroidissement ou de réchauffement selon l'altitude à laquelle ils agissent. En l'occurrence, les processus de sublimation de la neige, du graupel et de la glace en eau nuageuse en altitude et les processus de déposition au sol de ces mêmes espèces (CDEPI, DEPG, DEPS). Un terme défini comme une tendance dynamique s'ajoute, représentant en plus du transport par l'advection, une somme de la turbulence, du filtre d'Asselin, de la relaxation sur les bords ou la verticale, de la diffusion et des corrections numériques. Deux autres bilans utilisés dans cette thèse sont dans la [section B](#).

2.2 La situation convective du 26 octobre 2012

Cette section présente l'évènement fortement précipitant du 26 octobre 2012 (POI16a), documenté lors de la période d'observation spéciale de la campagne HyMeX (SOP1). Lors de cet épisode, une large partie du nord-ouest méditerranéen a été touchée par des précipitations intenses provoquant localement des inondations.

2.2.1 Le contexte météorologique

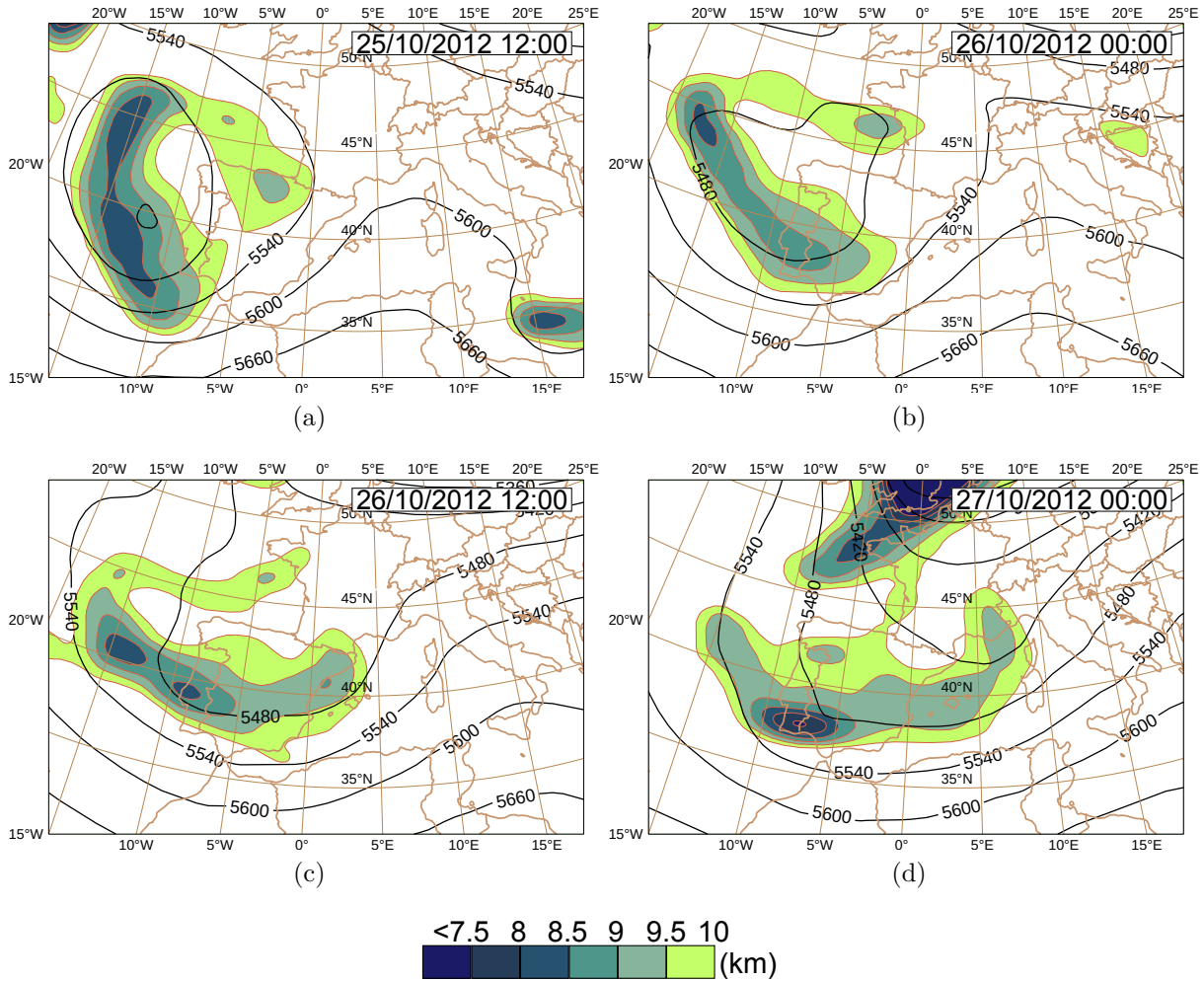


FIGURE 2.2 – Analyse du géopotentiel à 500 hPa (isolignes) et de l'altitude de la tropopause dynamique (surface 2 PVU) issue du modèle Arpège le 25/10/2012 à 12 UTC (a), le 26 /10/2012 à 00 UTC (b), le 26/10/2012 à 12 UTC (c) et le 27/10/2012 à 00 UTC (d).

La [Figure 2.2](#) montre l'évolution du 25 au 27 octobre 2012 des conditions météorologiques en altitude avec le géopotentiel à 500 hPa et l'altitude de la tropopause correspondant à 2 unités de tourbillon potentiel (PVU). D'autre part, la [Figure 2.3](#) illustre la pression au niveau de la mer ainsi que les observations satellite de température de brillance dans l'infra-rouge qui localisent la convection.

Les conditions météorologiques sont favorables au déclenchement d'épisodes convectifs sur le bassin méditerranéen nord-occidental. Le contexte synoptique est caractérisé par de bas géopotentiels (cut-off) au niveau du Portugal, associés à une anomalie de tropopause. Dans les basses couches, un vaste système dépressionnaire se positionne sur la péninsule Ibérique. Cette configuration météorologique induit un flux de sud à sud-ouest au dessus de la Méditerranée nord-occidentale qui advecte vers les côtes françaises une masse d'air humide et instable. Dans le cas présent, la situation semble s'apparenter à un schéma de type CSW décrit par [Nuissier et al. \(2011\)](#).

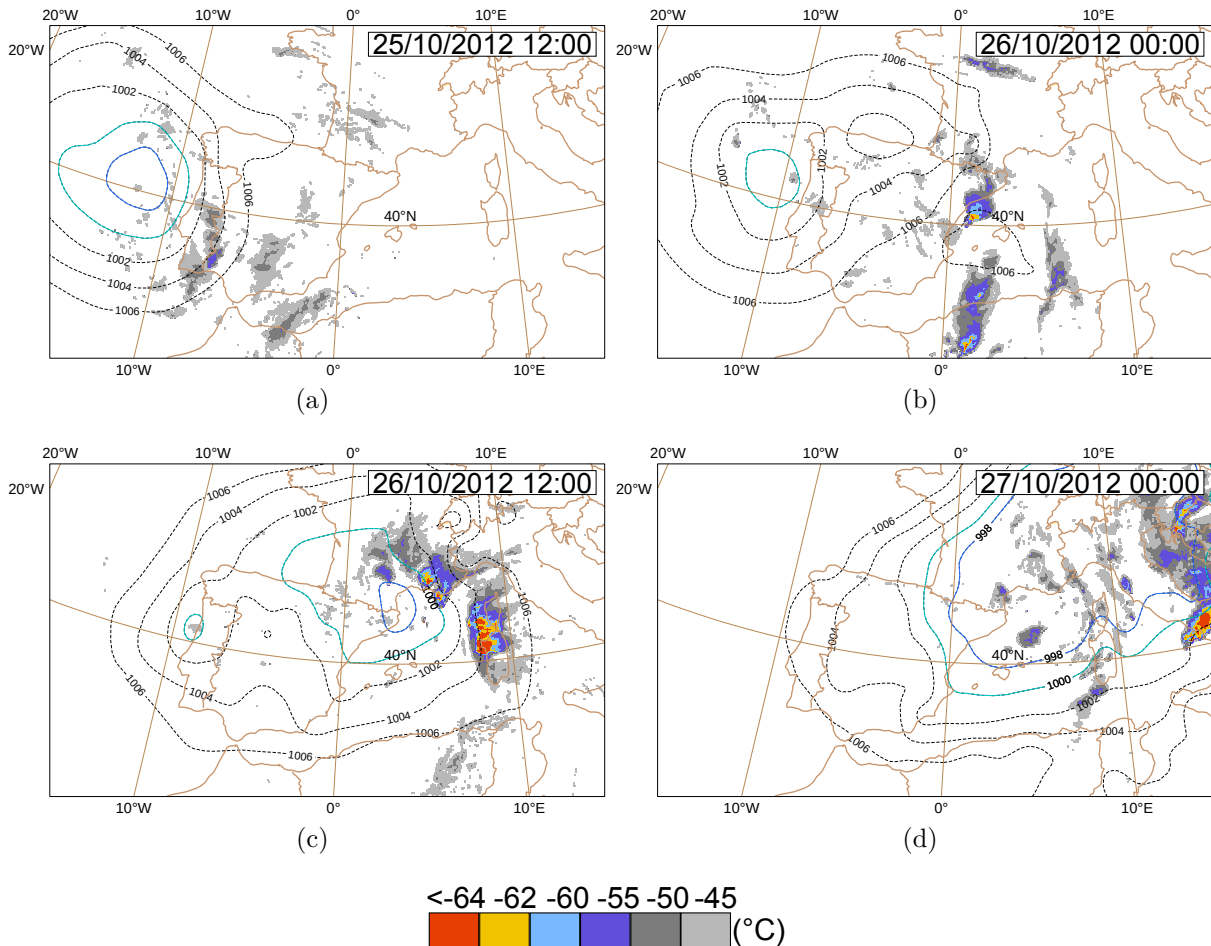


FIGURE 2.3 – Analyse de la pression au niveau de la mer (isolignes) issue du modèle ARPEGE le 25/10/2012 à 12 UTC (a), le 26 /10/2012 à 00 UTC (b), le 27/10/2012 à 12 UTC (c) et le 26/10/2012 à 00 UTC (d). Les observations de température de brillance dans l'infra-rouge sont superposées (°C, MSG/canal 10'8).

La zone de bas géopotentiels se décale lentement vers l'est au cours du 26 octobre et l'anomalie de tropopause bascule selon un axe ouest-est. Cette anomalie principale de tropopause reste en retrait et n'impacte pas sensiblement la dynamique de l'épisode convectif. Au même moment, Une dépression secondaire se creuse sur les Baléares amplifiant le flux de basses couches sur mer (Figures 2.3b et 2.3c). Cette perturbation se dirige sur le Var durant la journée du 26 octobre 2012. Associée au flux en basses couches, elle s'amplifie tout au long de la matinée pour atteindre un maximum vers 12 UTC. Ce sont donc ces forçages de basses couches qui pilotent en grande partie l'évolution de la convection au cours de la journée du 26 octobre.

Dans ce contexte météorologique favorable, la convection profonde se développe au sud de la Catalogne (Figure 2.3b) et s'organise en plusieurs systèmes convectifs qui remontent vers les côtes françaises dans le flux de sud à sud-ouest. Finalement, le talweg d'altitude et la perturbation de surface associée s'évacuent progressivement vers l'est décalant l'activité convective intense sur l'Italie (Figure 2.3d).

2.2.2 Les précipitations observées

Le 26 octobre 2012, de forts cumuls de pluie ont été relevés en diverses régions du sud-est français comme le montre la Figure 2.4 avec le cumul 24-h des précipitations au sol estimées par le réseau radar et par les pluviomètres. Deux zones de forts cumuls sont visibles sur mer, s'étendant de la Catalogne aux Cévennes d'une part et au sud-ouest de la région du Var d'autre part.

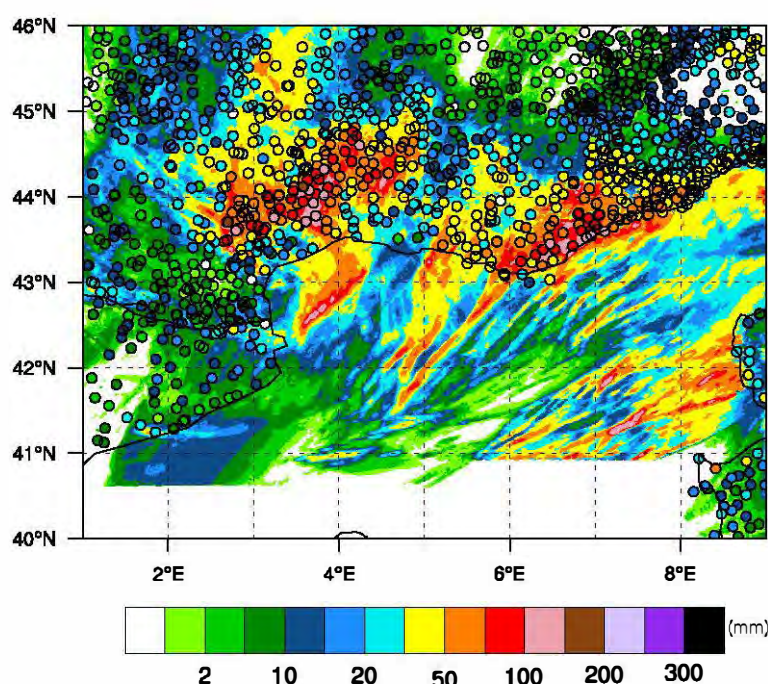


FIGURE 2.4 – Cumul 24-h précipitation estimé par radar avec superposition des cumuls mesurés par les pluviomètres pour la P0116a : de 00 UTC le 26/10/2012 à 00 UTC le 27/10/2012

Bien que l'estimation de la pluie sur mer par radar soit sujette à caution en raison de l'éloignement des zones observées et de l'angle de visée du radar, les observations indiquent des précipitations intenses sur mer. Elles sont induites par une activité convective intense comme en témoignent les impacts de foudre observés au cours de la journée du 26 octobre 2012 (Figure 2.5). Des impacts de foudre et des cumuls 24-h supérieurs à 100 mm ont aussi été observés sur la côte Varoise. Des inondations urbaines vers Marseille et dans le Var ont été répertoriées causant notamment 2 décès à Toulon. Dans un même temps, des précipitations essentiellement orographiques (peu d'impacts de foudre) ont affecté les Cévennes tout au long de la journée donnant des cumuls en 24-h avoisinant les 200 mm notamment sur les départements de l'Hérault et du Gard. Enfin, la Corse a également été affectée mais dans une moindre mesure.

Les réflectivités radar de la [Figure 2.6](#) montrent l'évolution des systèmes précipitants au cours de la journée du 26 octobre ainsi que le flux de basses couches et la température pseudo-adiabatique du thermomètre mouillé (Θ'_w) à 925 hPa issus des analyses AROME-WMED. AROME-WMED est une version du modèle opérationnel français de prévision à méso-échelle AROME dédiée au bassin méditerranéen nord-occidental ([Fourrié et al., 2015](#)). Son domaine couvre l'ouest du bassin méditerranéen afin de simuler explicitement les flux d'alimentation des systèmes fortement précipitants.

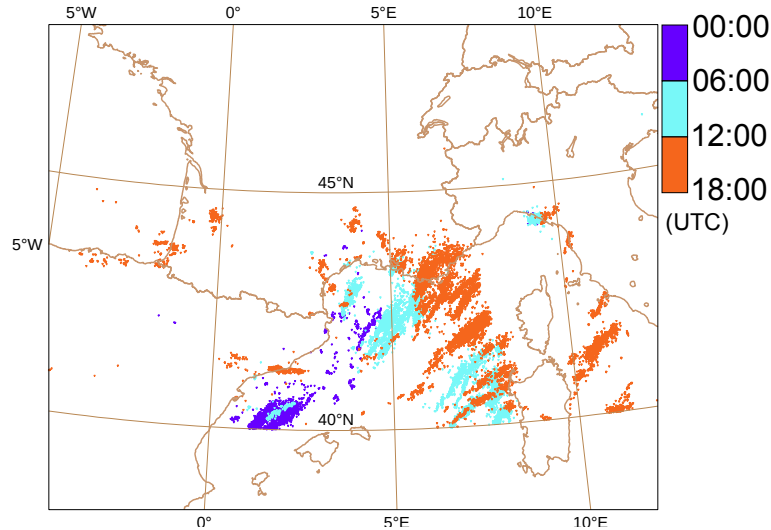


FIGURE 2.5 – Impacts de foudre observés le 26/10/2012 entre 00 UTC et 18 UTC.

Les réflectivités observées montrent deux principaux systèmes convectifs vers 06 UTC notés SCM1a et SCM1b qui se forment au niveau d'une zone de convergence des vents associée à une forte advection d'humidité en basses couches (fortes valeurs de Θ'_w sur la France et jusqu'au sud de la Méditerranée). Les deux systèmes deviennent matures dans la matinée et prennent une forme en V caractéristique des systèmes à régénération rétrograde. Le SCM1a reste d'abord stationnaire au large de la Catalogne puis se déplace en direction des Cévennes. Il se désorganise en approchant des côtes juste avant 12 UTC et participe aux précipitations orographiques observées sur les Cévennes. Le SCM1b se déplace en direction du sud-est français suivant l'évolution de la dépression dans les basses couches jusqu'à atteindre un maximum d'activité convective vers 12 UTC ([Figure 2.6c](#)). Le creusement en basses couches et l'advection d'humidité sont également à leur maximum à 12 UTC. Le SCM1b arrive sur le Var et le traverse au cours de l'après midi. A 18 UTC, la convection n'impacte plus le sud-est Français et s'évacue vers l'est en direction de l'Italie ([Figure 2.6d](#)).

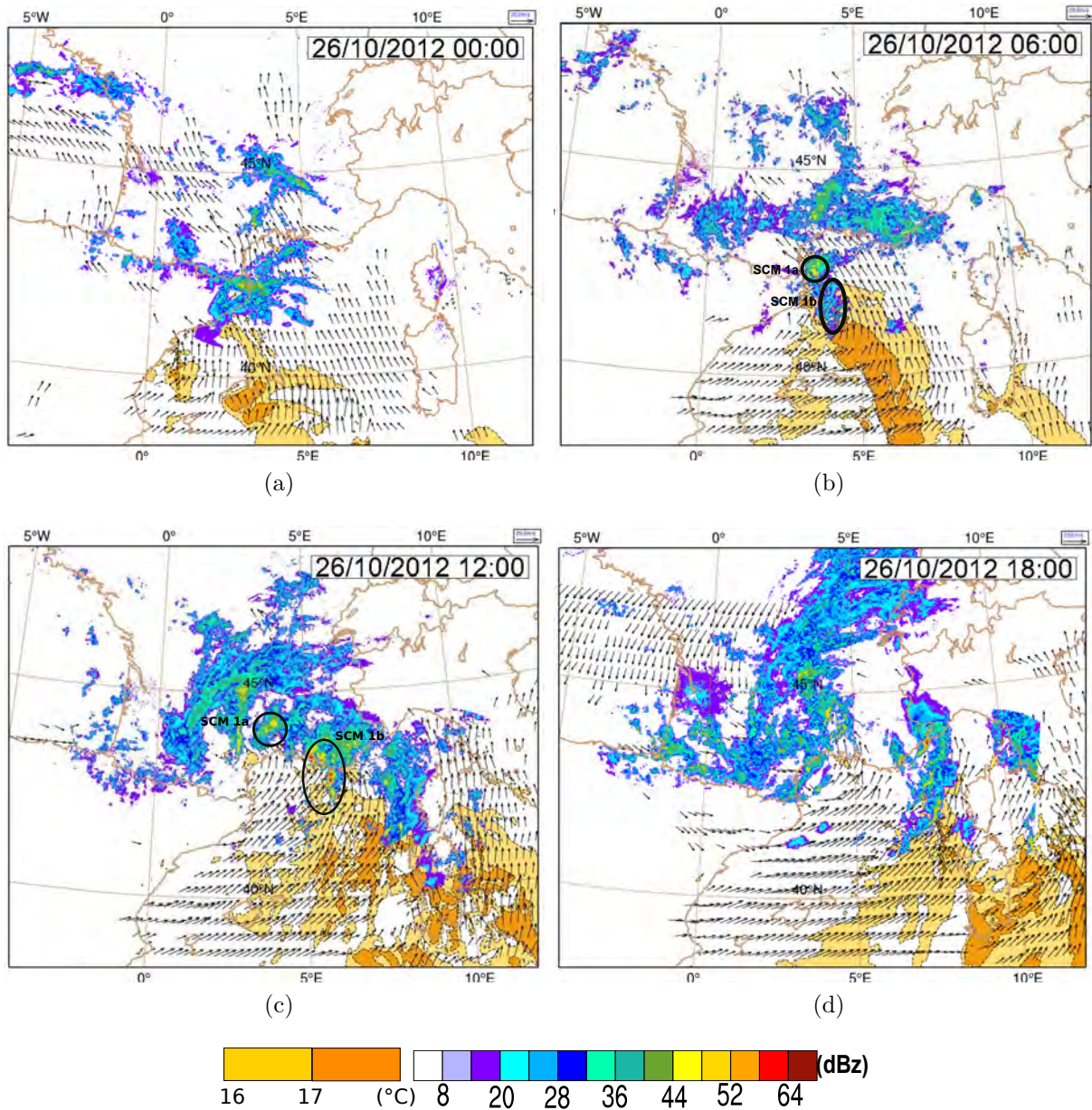


FIGURE 2.6 – Réflectivités radar observées superposées aux analyses de la Θ'_w et du vent à 925 hPa issus du modèle AROME-WMED le 26/10/2012 à 00 UTC (a), le 26/10/2012 à 06 UTC (b), le 26/10/2012 à 12 UTC (c) et le 26/10/2012 à 18 UTC (d).

2.3 La stratégie d'observation pendant la POI16a

Lors de la période spéciale (SOP1) de la campagne HyMeX, des moyens d'observation ont été déployés en mer et sur les côtes dans le but d'observer les systèmes précipitants et le flux d'alimentation en humidité. Afin d'échantillonner sur la verticale les caractéristiques thermodynamiques (vent et humidité) de l'environnement des systèmes convectifs, le réseau d'observations côtier habituel a par exemple été renforcé par des profileurs de vent et des radiosondages. Un des points forts de la SOP1 HyMeX a été la mise en place en synergie de missions aéroportées et maritimes afin de bénéficier d'observations au-dessus de la mer Méditerranée. En effet, deux avions ont participé à la SOP1 HyMeX : l'ATR42 et le Falcon 20 (F20). La mission principale de l'ATR42 était de caractériser le flux d'alimentation de la convection (structure, dynamique...) avec à son bord un LIDAR à absorption différée (LEANDRE2 : Lidar pour l'étude des interaction Aérosols Nuages Dynamique Rayonnement et du cycle de l'Eau) (Bruneau et al., 2001). L'avion F20 avait pour objectif de caractériser la composition des nuages et la dynamique à l'intérieur du système convectif, avec à son bord le radar doppler nuage RASTA (Radar Aéroporté et Sol de Télédétection des propriétés nuAgeuses) et son ensemble de capteurs microphysiques (Delanoë et al., 2007). Enfin, des ballons pressurisés ont été lancés depuis Minorque dans le but d'échantillonner l'évolution de la couche limite sur mer, et plus précisément l'évolution du flux de basse couche alimentant les systèmes convectifs. Indépendamment, des radiosondages ont été effectués depuis le bateau Le Provence pour échantillonner l'environnement proche du système. La stratégie d'observation est décrite plus en détail dans l'article de Ducrocq et al. (2014).

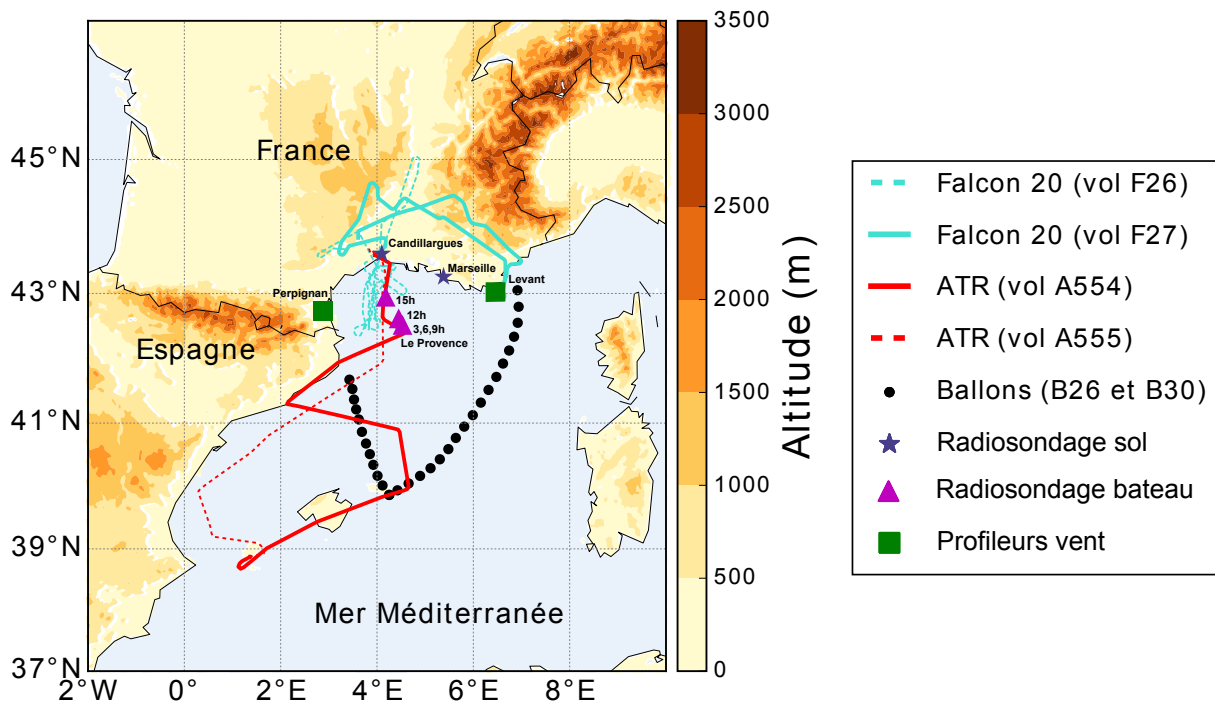


FIGURE 2.7 – Observations de la campagne HyMeX déployées lors de la POI16a

Au vu du contexte météorologique favorable et de la possibilité de déclenchements convectifs sur mer remontant par le sud-ouest en direction des régions côtières pour la POI16a, des moyens d'observation ont été mis en alerte afin de documenter ce type de cas de convection sur mer encore peu étudié jusqu'à présent à cause du manque d'observations. Les opérations plus spécifiques à cette POI16a avaient donc comme objectifs de : (i) documenter l'environnement à méso-échelle et en particulier le flux marin amont ayant pré-conditionné la convection et (ii) disposer de mesures "in-situ" dans ces systèmes convectifs remontant dans le flux perturbé de sud-ouest. La [Figure 2.7](#) récapitule en partie les observations réalisées pour cette POI16a.

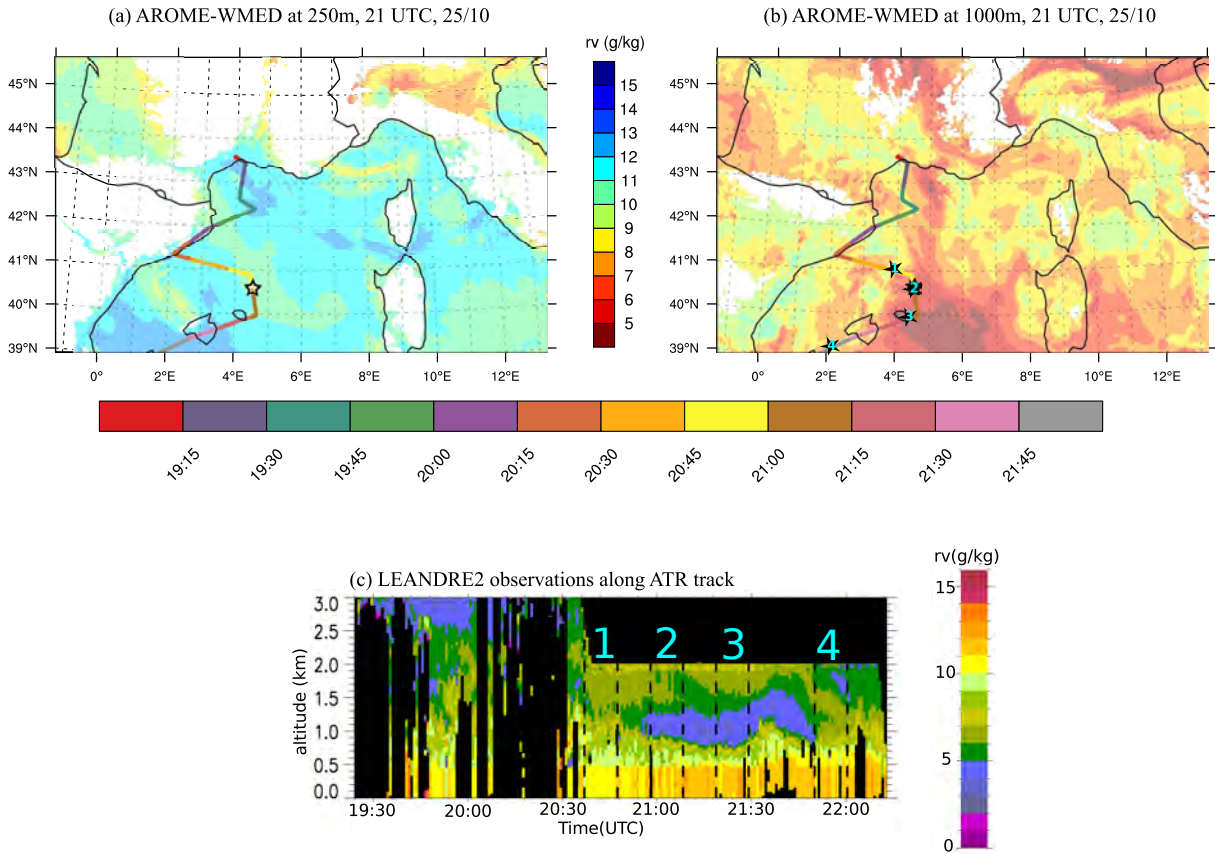


FIGURE 2.8 – Rapport de mélange de vapeur d'eau issu des analyses AROME-WMED à 21 UTC le 25 octobre 2012 à 250 m ASL (a) et 1000 m ASL (b), superposé à la trajectoire de l'avion ATR42. La trajectoire colorée de l'ATR et les étoiles numérotées donnent une indication sur le temps. Rapport de mélange de vapeur d'eau le long de la trajectoire de l'avion observé par le lidar LEANDRE2 (c). D'après [Duffourg et al. \(2016\)](#)

L'ATR42 a d'abord effectué deux vols dans la nuit du 25 et la matinée du 26 octobre 2012 pour surveiller l'évolution des masses d'air alimentant la convection. Les Figures [2.8a-b](#) montrent le trajet de l'avion entre 19 et 22 UTC superposé au rapport de mélange de vapeur d'eau issu des analyses du modèle AROME-WMED à 250 m et 1000 m d'altitude respectivement. La [Figure 2.8c](#) présente le profil vertical (résolution 150 m) en basses couches du rapport de mélange de la vapeur d'eau observé le long de la trajectoire de l'avion. Les zones noires correspondent aux régions où les nuages ou la pluie ont contaminé les mesures de LEANDRE2. Les mesures lidar montrent un fort contenu en vapeur d'eau dans la couche limite près de la surface (environ 11 g/kg)

et une masse d'air plus sèche au-dessus, avec un rapport de mélange allant de 8 à 4 g/kg selon les zones traversées par l'avion. Le lidar vapeur d'eau BASIL, positionné sur le "super-site" de Candillargue montrent des valeurs d'humidité similaires en basses couches au niveau des côtes françaises le 25 octobre (non montré). Les Figures 2.8a-b sont cohérentes avec ces observations. Elles montrent que la vapeur d'eau proche de la surface est plutôt uniforme sur tout le bassin nord-ouest méditerranéen, avec de forts contenus en humidité allant jusqu'à 13 g/kg autour des îles Baléares. A 1000 m, l'humidité est moins homogène avec notamment une zone très sèche ($< 5g.kg$) qui s'étend de l'est des Baléares jusqu'au côtes françaises. Les observations lidar et les analyses AROME-WMED sont cohérentes sur la localisation et le contenu en eau de cette poche d'air sec.

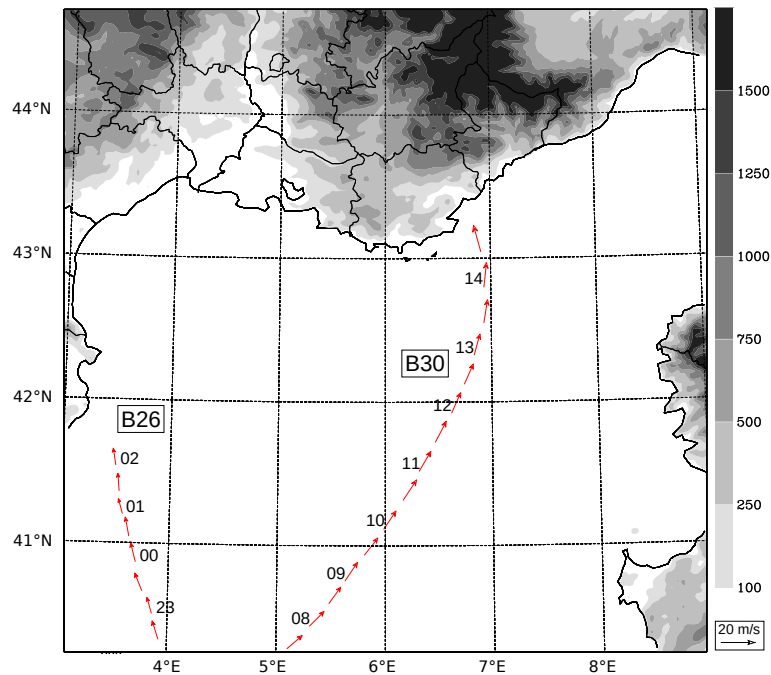


FIGURE 2.9 – Vent horizontal mesuré par les ballons plafonnants (rouge) toutes les 30 minutes le long de leur trajectoire le 25 et 26 octobre 2012. Le temps est indiqué en UTC. D'après [Duffourg et al. \(2016\)](#)

Deux ballons ont été lancés le 25 et le 26 octobre 2012 depuis Minorque sur les îles Baléares. Ils se sont déplacés avec le flux de basses couches donnant des informations sur les caractéristiques dans la couche limite. La Figure 2.9 montre le vent horizontal mesuré par les deux ballons toutes les 30 minutes. Le premier ballon (B26) montre un flux de sud/sud-est avant le déclenchement de la convection. Le second ballon (B30) est advecté par le flux de basses couches en provenance du sud-ouest. Il se déplace conjointement au SCM1b en restant au sud-ouest des développements convectifs et légèrement à l'ouest du flux d'alimentation. Il montre également la signature d'un flux de contournement au sud des Alpes, avec une trajectoire virant sud-ouest à sud-est après 13 :30 UTC, alors qu'il se rapproche des côtes.

Toujours sur mer, des radiosondages ont été lancés depuis le bateau Le Provence toutes les 3 heures afin d'observer l'évolution des caractéristiques thermodynamiques de la colonne atmosphérique sur mer au cours de l'évènement convectif de la POI16a. À partir de 06 UTC, l'humidité et le vent horizontal près de la surface augmentent (**Figure 2.10**). On retrouve les fortes valeurs d'humidité observées dans les basses couches par le lidar LEANDRE2 plus au sud quelques heures plus tôt. Ces observations témoignent de l'advection de la masse d'air méditerranéenne chaude et humide vers les côtes françaises. Le SCM1b est passé dans le voisinage du Provence vers 09 UTC. La signature de son passage est clairement visible avec une augmentation du rapport de mélange en vapeur d'eau au-dessus de 1000 m et jusqu'à 5000 m à 09 UTC. Après le passage du SCM1b, on observe une diminution de la vapeur d'eau dans les basses couches et jusqu'à 4000 m. Le profil de vent à l'arrière du système montre un vent de sud-ouest.

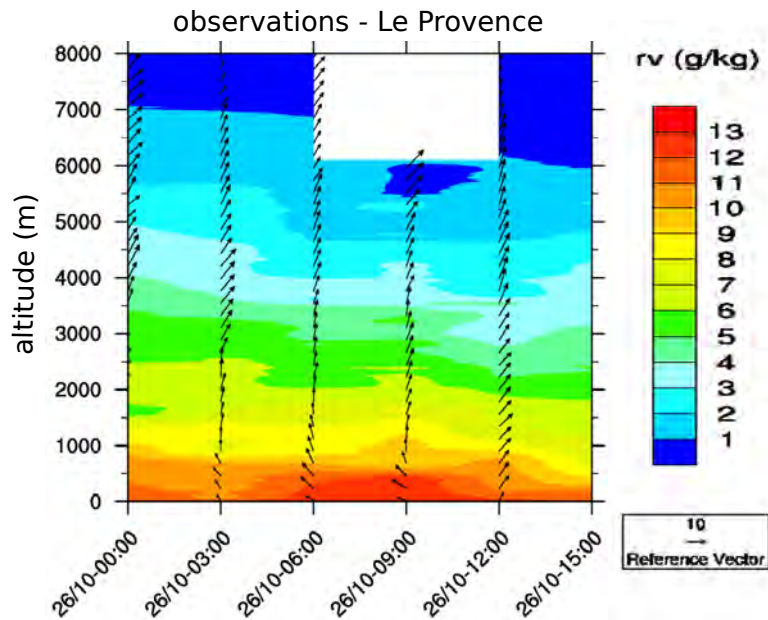


FIGURE 2.10 – Série temporelle des profils verticaux de rapport de mélange en vapeur d'eau et de vent horizontal issue des radiosondages effectués depuis le bateau Le Provence de 00 à 15 UTC, le 26/10/2012.

Le long des côtes françaises, les observations de profileurs et de radiosondages côtiers permettent de suivre l'évolution du profil thermodynamique de l'atmosphère advectée vers les terres. Le profileur de vent déployé à Perpignan (**Figure 2.11a**) montre dans les basses couches jusqu'à 09 UTC un vent de sud-est cohérent avec les mesures du ballon B26. On observe également une intensification du vent de sud/sud-ouest en altitude (au-dessus de 4000 m) vers 09-12 UTC correspondant à l'approche de la zone de bas géopotentiels. Le profileur du Levant (**Figure 2.11b**) montre bien le renforcement du flux de basses couches à partir de 06 UTC pour atteindre un maximum vers 13 UTC lors de l'arrivée du système sur les côtes. À ce moment, le vent est maximal vers 1000 m, ce qui est typique d'un jet de basses couches. Au-dessus de 1000 m, c'est un vent de sud qui prédomine. Après le passage du système, le vent faiblit et tourne au sud-ouest sur tout le profil.

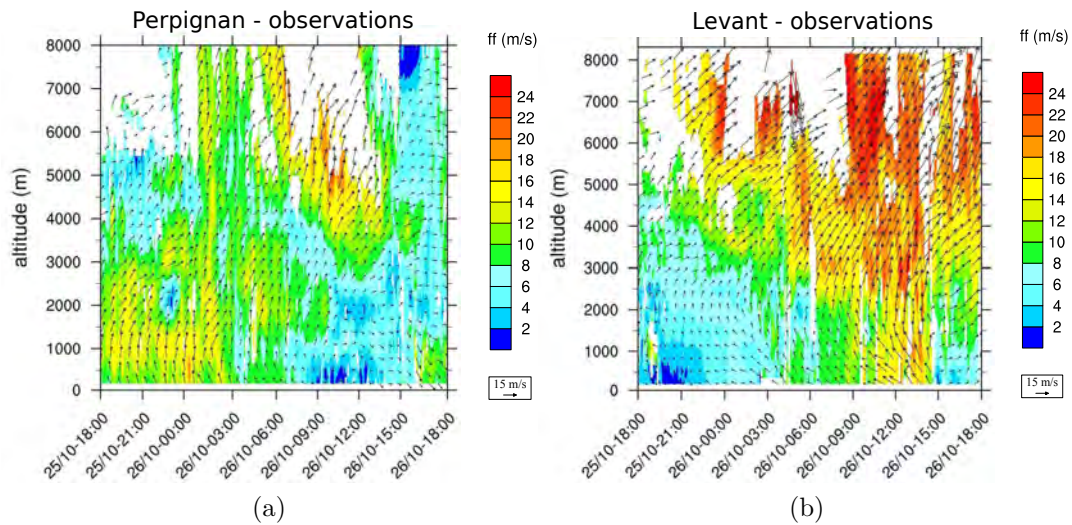


FIGURE 2.11 – Séries temporelles des profils verticaux de vent horizontal observés par le profileur de vent de Perpignan (a) et déployé sur l'île du Levant (b) de 18 UTC le 25/10/2012 à 18 UTC le 26/10/2012

En synergie avec toutes ces observations, le Falcon 20 a réalisé deux vols pour documenter les systèmes convectifs eux-mêmes. (i) Un premier vol a permis entre 06 :30 UTC et 09 :55 UTC d'échantillonner le premier système convectif SCM1a. (ii) Un second vol s'est intéressé entre 12 :45 UTC et 15 UTC au SCM1b pendant son stade mature. Ce second vol a d'abord traversé la zone stratiforme du système convectif pour se rapprocher de la zone de développement des nouvelles cellules convectives. Le trajet de l'avion est représenté sur la [Figure 2.12a](#). À son bord, le radar nuage RASTA (94 GHz) a mesuré les réflectivités radar et les vitesses doppler dans 3 directions non colinéaires. Ces mesures sont particulièrement intéressantes pour l'analyse des propriétés physiques et radiatives des particules de glaces et la dynamique du système convectif. Les profils verticaux des réflectivités radar RASTA observées sur le trajet de l'avion sont représentés sur la [Figure 2.12b](#). Le nuage s'étend jusqu'à quasiment 12 km en altitude et peut atteindre des réflectivités maximum supérieures à 15 dBz autour de 6-7 km d'altitude, synonyme de forts contenus en hydrométéores glacés. La bande brillante est bien visible à 3 km. Les observations distinguent bien une partie nuageuse stratiforme où la bande brillante est bien visible et une partie plus convective très développée entre 13 :45 UTC et 14 :05 UTC.

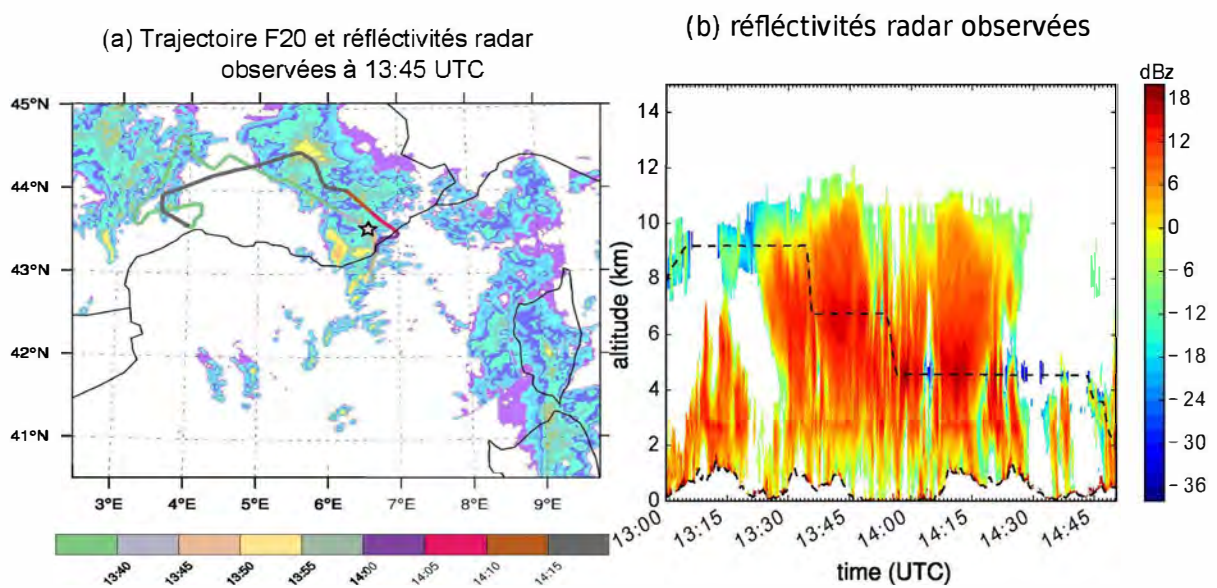


FIGURE 2.12 – Trajectoire de l'avion F20 superposée aux réflectivités radar observées à 13 :45 UTC le 26 Octobre 2012 (a). Réflectivités RASTA observées à 13 :45 UTC (b). La trajectoire de l'avion est représentée par les lignes noires. Les étoiles montrent la position de l'avion à 13 :45 UTC dans les observations.

2.4 Conclusion

L'évènement convectif de la POI16a est d'un intérêt tout particulier car il est caractérisé par la génération de systèmes convectifs intenses sur mer, ensuite advectés vers les côtes. Le déclenchement de la convection sur mer a jusqu'ici été peu étudié, en particulier à cause du manque d'observations disponibles. La campagne HyMeX a permis de déployer des moyens d'observations exceptionnels sur mer et sur les côtes offrant de nouvelles possibilités pour étudier la convection sur mer. Ces observations ont montré notamment un fort contenu en vapeur d'eau dans les basses couches près de la surface associé à un flux de sud-est, avec la présence d'un jet de basses couches, se renforçant à l'approche de la convection. D'autre part, l'évènement convectif de la POI16a se démarque aussi par la production de précipitations dépassant les 200 mm en 24 heures au dessus de la mer Méditerranée et les 150 mm en 24 heures sur les contreforts du massif des Cévennes et sur la région Var, causant plusieurs morts et de nombreux dégâts matériels. La convection lors de la POI16a se découpe en plusieurs phases. La phase d'initiation et de développement de la convection à 06 UTC au large de la Catalogne est suivie d'une phase mature au-dessus de la mer Méditerranée entre 09 et 12 UTC. L'après-midi la convection est mature sur terre avant de s'évacuer vers l'Italie vers 18 UTC.

Dans le chapitre suivant, nous utiliserons conjointement les observations décrites précédemment ainsi que la modélisation comme un laboratoire numérique afin d'identifier les processus associés aux étapes de déclenchement et d'organisation de la convection sur mer et de mieux comprendre l'interaction entre la dynamique des systèmes convectifs et l'évolution de l'environnement.

Chapitre 3

Simulation numérique à l'échelle kilométrique

Sommaire

3.1	Protocole de simulation	54
3.2	Validation de la simulation à 2.5 km de résolution (BL2.5)	56
3.2.1	L'environnement à méso-échelle	56
3.2.2	Les systèmes précipitants	58
3.2.3	Les processus de basses couches	61
3.3	Conclusion	65

Afin de conduire une première analyse détaillée de l'évènement de pluie intense du 26 octobre 2012 à partir de simulations à haute résolution, nous avons d'abord cherché à simuler les systèmes convectifs observés lors de l'évènement convectif de la POI16a de la façon la plus réaliste possible à l'aide du modèle de recherche Meso-NH. Ce dernier est initialisé et forcé aux limites latérales par les analyses AROME-WMED (2.5 km de résolution horizontale). Afin de déterminer les principaux mécanismes participant à la génération de ces systèmes convectifs sur mer, nous avons donc réalisé une simulation à 2,5 km de résolution horizontale dans un cadre proche de celui des modèles opérationnels actuels. Ces travaux sont résumés dans l'article de [Duffourg et al. \(2016\)](#) disponible en [section C](#). La première partie de ce chapitre s'attardera à valider l'évolution de la convection et de l'environnement de méso-échelle grâce aux observations de la campagne HyMeX puis à décrire les processus qui gouvernent les phases de déclenchement et d'organisation de la convection.

3.1 Protocole de simulation

Meso-NH a déjà montré sa capacité à simuler des cas réels de fortes précipitations avec une résolution horizontale kilométrique. Nous avons donc mis en oeuvre une première simulation de référence avec un domaine à 2,5 km de résolution horizontale. Cette simulation sera appelée par la suite BL2.5.

Le domaine de simulation est représenté sur la [Figure 3.1](#). Il recouvre la région méditerranéenne nord occidentale, centrée sur le Golfe du Lion, comprenant plus exactement le sud de la France dont une partie de la Corse, une partie de l'Espagne, une petite partie nord-occidentale de l'Italie et la pointe nord-ouest de la Sardaigne. La taille du domaine est de 500 km x 500 km. L'objectif était d'englober au mieux toutes les régions d'intérêts pour la simulation de l'évènement convectif de la POI16a, que ce soit les différents massifs montagneux français, la partie nord-ouest du bassin méditerranéen (lieu du déclenchement de la convection) ainsi que les principaux lieux d'observations dédiées lors de la campagne HyMeX (trajets d'avions, sites de radiosondages et de profileurs, ballons...).

La grille verticale du domaine est définie avec 55 niveaux étirés et répartis inégalement, 18 se trouve dans les couches les plus basses de l'atmosphère (0-1500 m). Une couche de Rayleigh supérieure à 15 km d'altitude avec un effet d'amortissement est utilisée pour éviter la réflexion parasite avec la limite supérieure du modèle. L'étirement avec l'altitude permet de décrire avec une plus forte résolution les très basses couches de l'atmosphère, où les ingrédients favorables aux précipitations intenses évoluent. Les paramétrisations physiques utilisées pour définir le rayonnement, la microphysique et la turbulence du modèle sont celles décrites dans la [partie 2.1](#). En particulier, pour fermer le schéma de turbulence nous utilisons une longueur de mélange définie sur une dimension par la méthode de [Bougeault and Lacarrere \(1989\)](#). Cette longueur de mélange est plus adaptée pour des simulations avec une résolution proche du kilomètre car la taille de la maille permet de négliger les échanges horizontaux de la turbulence. Les schémas de convection peu profonde et profonde ne sont pas activés dans cette gamme de résolution. La simulation commence à 00 UTC le 26 octobre 2012 et est initialisée et forcée aux limites latérales par les analyses AROME-WMED. La fréquence de couplage est de 3 h et la simulation se termine à 00 UTC le 27 octobre 2012.

Il est important de souligner que de nombreuses expériences supplémentaires ont été réalisées, faisant varier la taille du domaine, les conditions initiales et aux limites latérales ou bien la physique du modèle Meso-NH. Ces simulations ont montré une sensibilité importante quant à l'évolution des systèmes précipitants dans le modèle. Cependant nous ne montrerons par la suite que la simulation BL2.5, soit celle reproduisant au mieux l'évolution des fortes précipitations.

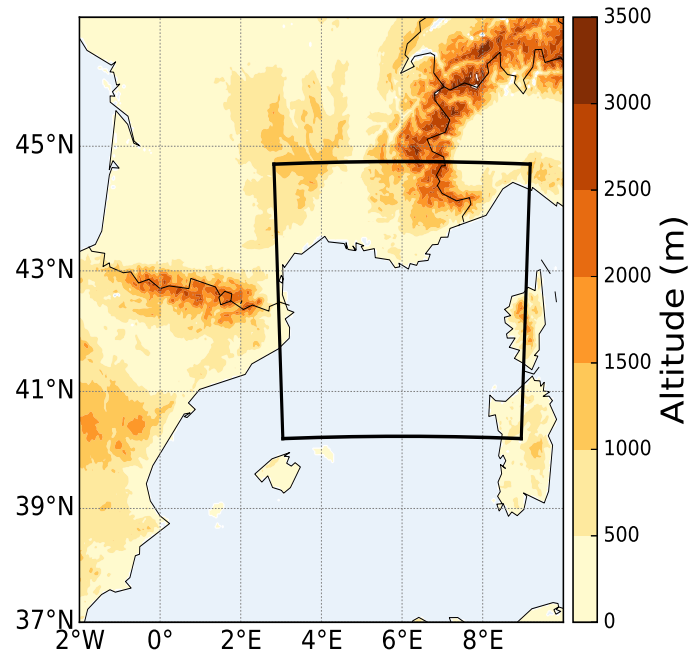


FIGURE 3.1 – Représentation du domaine de simulation avec une résolution horizontale 2.5 km.

3.2 Validation de la simulation à 2.5 km de résolution (BL2.5)

3.2.1 L'environnement à méso-échelle

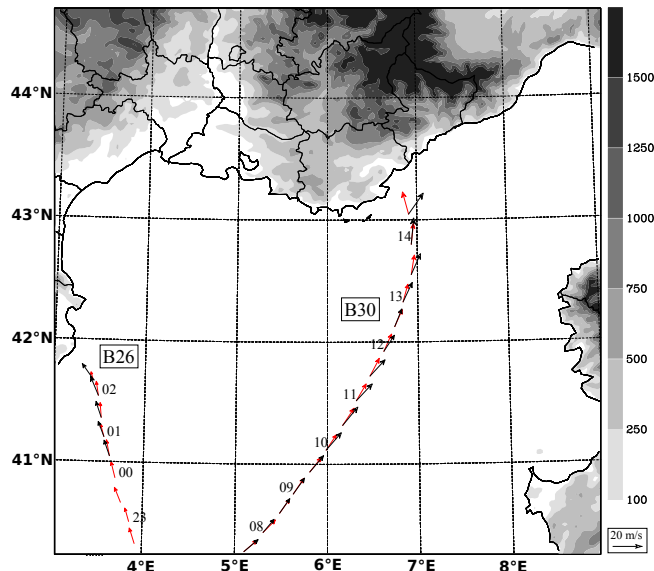


FIGURE 3.2 – Vent horizontal observé (rouge) et simulé par BL2.5 (noir) toutes les 30 minutes le long de la trajectoire des ballons de basses couches lancés le 25 et 26 octobre 2012. Le temps est indiqué en UTC (D’après [Duffourg et al. \(2016\)](#))

Dans un premier temps nous avons évalué la capacité de la simulation BL2.5 à représenter l’environnement favorable à la convection décrit dans le chapitre précédent. On rappelle que le lidar LEANDRE2 a observé de fortes valeurs d’humidité le 25 octobre 2012, localisées au sud de notre domaine de simulation. L’emplacement des masses d’air très humides font qu’elles ne sont pas encore présentes dans l’état initial de la simulation BL2.5. Néanmoins, ce flux de basses couches humide progresse et apparaît dans le domaine de simulation grâce aux conditions aux limites imposées par les analyses AROME-WMED.

La [Figure 3.2](#) montre le vent horizontal observé le long de la trajectoire des ballons B26 et B30 et simulé par BL2.5. Le vent de sud à sud-est observé par le ballon B26 est bien représenté dans le début de la simulation. D’autre part, le vent observé par le ballon B30, advecté dans le flux de basses couches en provenance du sud-ouest, est également bien simulé par BL2.5, ceci jusqu’à 10 UTC. Par la suite, l’intensité du flux est légèrement surestimé prenant une composante plus ouest. De plus, la simulation a du mal à représenter le basculement du vent au sud-est après 13 :30 UTC, probablement associé à un flux de contournement au voisinage sud des Alpes. Le long des côtes françaises, le profileur du Levant échantillonne aussi l’évolution du vent ([Figure 3.3](#)). La simulation BL2.5 montre bien le flux de basses couches alimentant le SCM1b avec un renforcement du vent de sud-est entre 06 et 13 UTC, atteignant un maximum un peu plus tôt que dans les observations vers 11 UTC aux environs de 1000 m d’altitude lors de l’arrivée du système sur les côtes. Après le passage du SCM1b, la simulation BL2.5 montre bien l’affaiblissement du vent et sa bascule au sud-ouest à tous les niveaux de l’atmosphère.

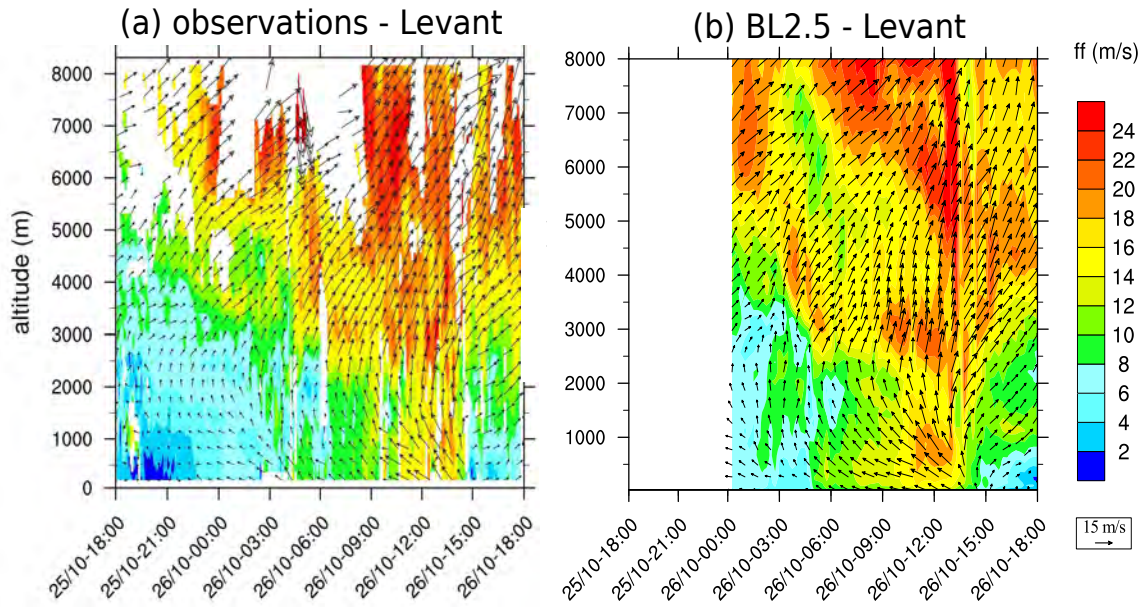


FIGURE 3.3 – Série temporelle des vents horizontaux observés (a) et simulés (b) par le profileur de vent déployé sur l'île du Levant de 18 UTC le 25/10/2012 à 18 UTC le 26/10/2012.

Les structures d'humidité observées plus en amont par le lidar LEANDRE2 évoluent conjointement avec le déplacement de la dépression dans les basses couches. Les radiosondages lancés du bateau Le Provence ont permis de suivre la progression des masses d'air très humides au dessus de la mer Méditerranée au cours de l'évènement convectif de la POI16a. La [Figure 3.4b](#) représente l'évolution du profil thermodynamique de l'atmosphère observé et simulé à la position du bateau Le Provence entre 03 UTC et 18 UTC. L'augmentation de l'humidité dans les basses couches associée au renforcement du vent de sud-est est bien simulé par BL2.5 entre 06 et 09 UTC avant l'arrivée du système convectif. Le Provence se trouvait proche du système convectif SCM1b entre 8 et 11 UTC. L'empreinte du passage du système convectif est clairement visible dans la simulation avec une augmentation de l'humidité au dessus de 3000 m et une diminution du vent horizontal au dessous de 3000 m d'altitude. Enfin, le changement de direction du vent au sud-ouest associé à des couches atmosphériques plus sèches au dessus de 3000 m d'altitude est également bien simulé par BL2.5 après le passage du SCM1b. Le radiosondage côtier lancé à Marseille montre aussi une augmentation de l'humidité dans les basses couches entre 09 et 12 UTC puis un assèchement des différentes couches de l'atmosphère après le passage du SCM1b.

La simulation BL2.5 simule bien les conditions d'humidité mais aussi de vent qui sont favorables au développement de la convection au cours de la POI16a. Toutefois, l'intensité du flux de basses couches augmente un peu plus sensiblement dans la simulation, en prenant surtout une composante plus ouest. Nous le verrons par la suite que ces différences auront une conséquence sur l'évolution du système convectif à son arrivée sur la région Var.

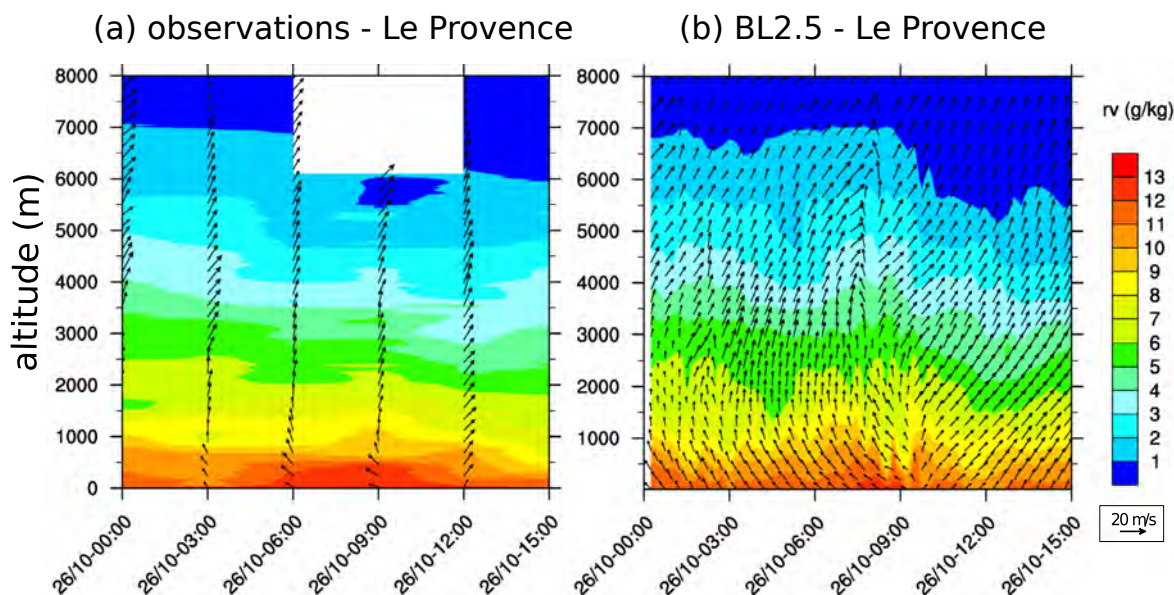


FIGURE 3.4 – Série temporelle du rapport de mélange en vapeur d'eau et du vent horizontal issue d'un radiosondage effectué depuis Marseille (a) et simulée par BL2.5 (b) de 03 à 18 UTC, le 26/10/2012.

3.2.2 Les systèmes précipitants

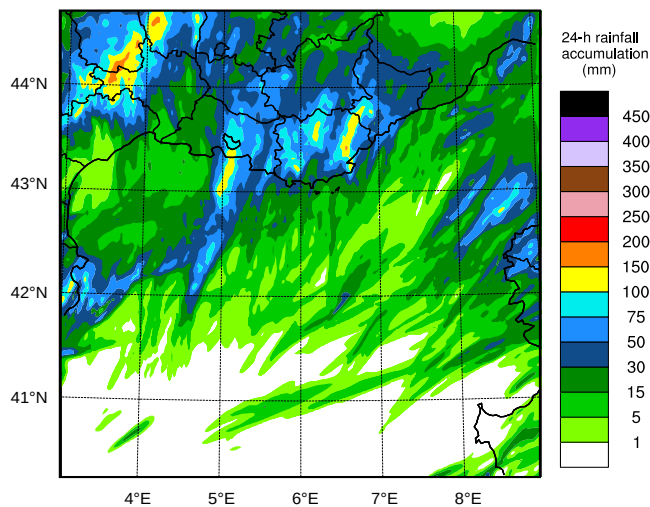


FIGURE 3.5 – Cumul 24-h des précipitations simulés de 00 UTC le 26/10/2012 à 00 UTC le 27/10/2012. D'après [Duffourg et al. \(2016\)](#).

Les conditions à méso-échelle simulées par BL2.5 sont à l'origine des cumuls de pluie en surface illustrés sur la [Figure 3.5](#). La simulation produit plusieurs zones de précipitations intenses : une zone sur les contreforts des Cévennes avec des précipitations principalement orographiques dépassant les 150 mm en 24 heures, une autre zone sur la mer Méditerranée le long d'une trajectoire qui s'étend du sud-ouest au nord-est et enfin une zone sur le Var. La simulation BL2.5 arrive à bien représenter les zones précipitantes qui correspondent aux phases de déclenchement et d'organisation de la convection intense sur la mer Méditerranée et la région du Var, respectivement entre 06-09 UTC et 09-13UTC, comparés à l'observation ([Figure 2.4](#)).

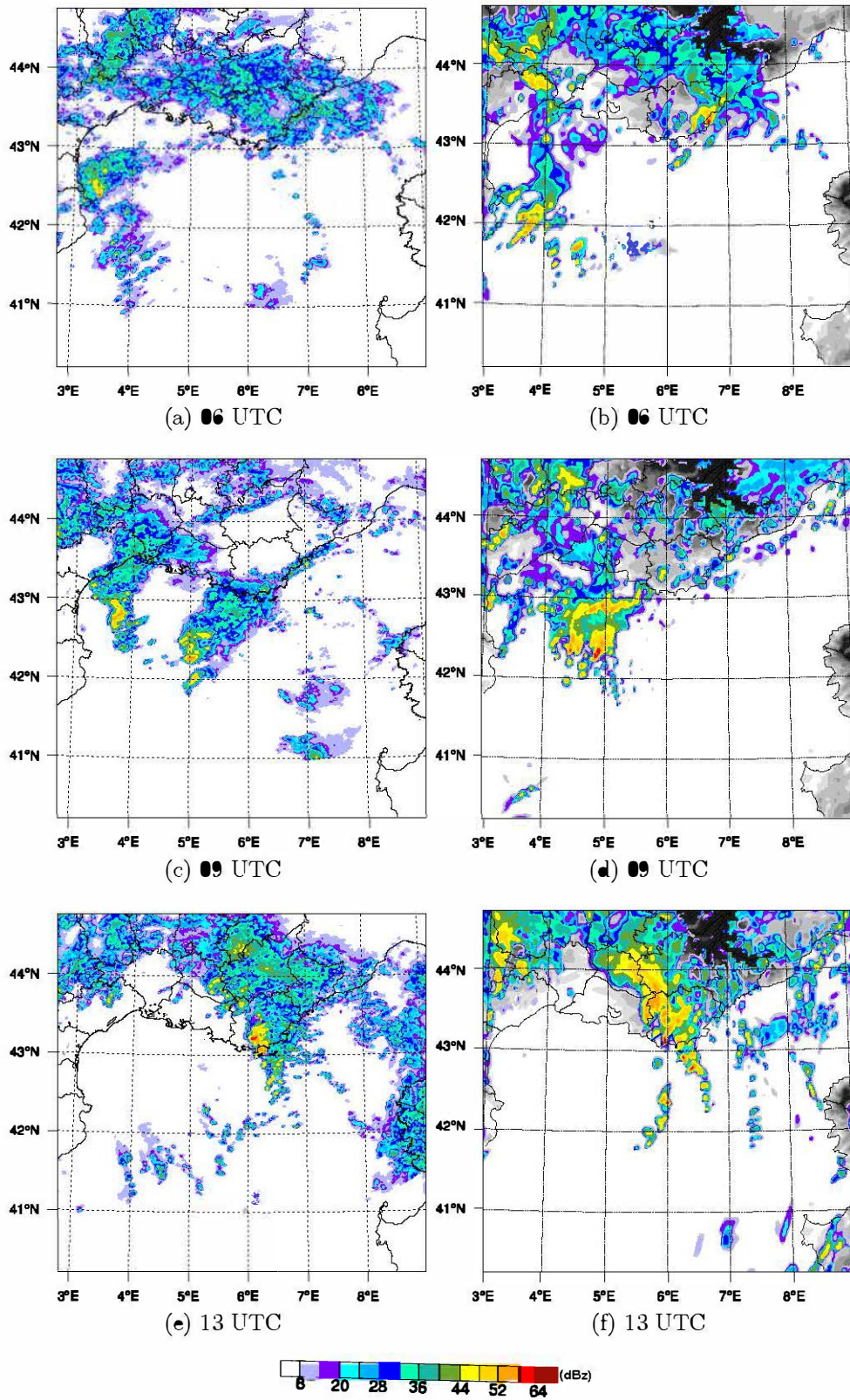


FIGURE 3.6 – Réflectivités radar observées (gauche) et simulées (droite) à 06, 09 UTC et 13 UTC le 26 octobre 2012

La Figure 3.6 détaille l'évolution temporelle des réflectivités radar observées et simulées à 06, 09 et 13 UTC au cours de la phase de déclenchement, d'organisation et de maturité des systèmes orageux. A 06 UTC, les observations montrent les premières cellules convectives qui se développent sur mer à l'est de la Catalogne. La simulation arrive à bien reproduire l'instant d'apparition des premières cellules convectives et leurs localisations. Toutefois, à 09 UTC, le scénario diverge. Les observations montrent deux systèmes convectifs bien distincts (SCM1a et SCM1b) qui se déplacent respectivement en direction des Cévennes et vers la région Var, alors que BL2.5 ne simule qu'un seul système convectif bien développé. En outre, BL2.5 simule moins bien l'extension spatiale des précipitations et la partie stratiforme du système orageux.

La convection intense continue sa progression en direction du nord-est, au sein du flux de basses couches de sud à sud-est, jusqu'à atteindre les côtes françaises à 11 UTC et la région du Var à 13 UTC. Pour la phase mature du SCM1b, il a été possible de valider le système précipitant lui-même grâce à une mission aéroportée du Falcon 20 et avec le radar RASTA à son bord. Dans la simulation BL2.5 la convection se déplace un peu plus rapidement entraînant une arrivée sur le Var du système convectif environ 45 minutes plus tôt par rapport aux observations. Afin de faciliter la comparaison, la simulation des réflectivités du radar RASTA est confrontée aux observations mais avec un décalage de 45 minutes (Figure 3.7). Les structures précipitantes simulées et observées sont assez similaires que ce soit pour la partie stratiforme ou convective. BL2.5 montre des maximum de réflectivité et une extension verticale du nuage avoisinant les 11 km d'altitude proches des observations. La bande brillante est bien localisée à 3 km d'altitude.

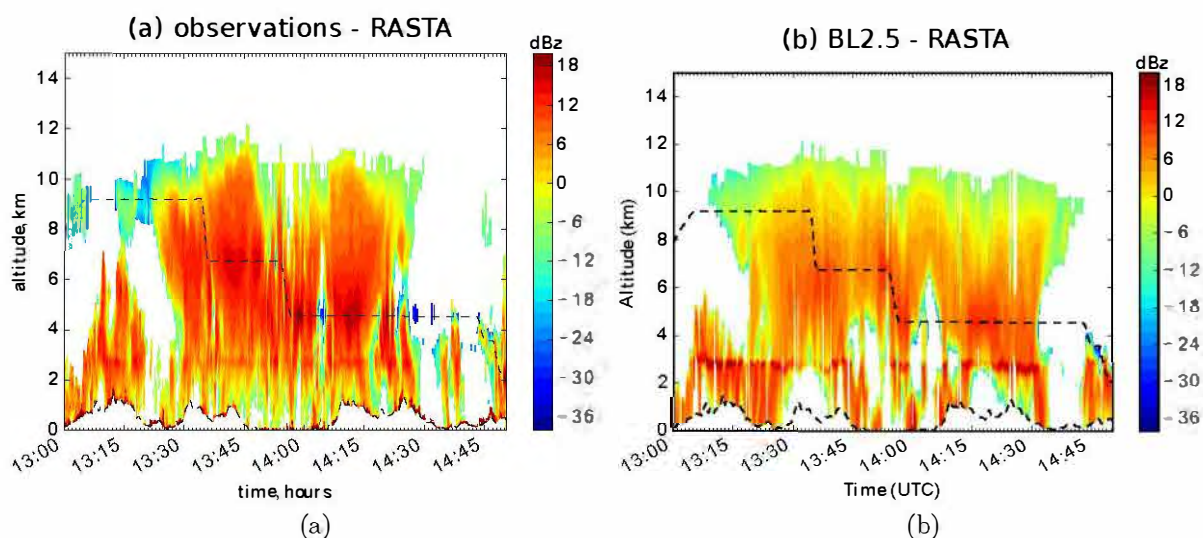


FIGURE 3.7 – Réflectivités RASTA observées (a) et simulées (b) le long de la trajectoire de l'avion Falcon représentée par les lignes noires entre 13 UTC et 14 :45 UTC.

La simulation réussit donc à bien représenter la phase mature du système convectif avec un renouvellement en continu de la partie convective au sud. Toutefois, la simulation BL2.5 présente quelques défauts. En effet, le système arrive sur les côtes françaises beaucoup plus tôt et balaye la région du Var trop rapidement. Les conséquences sont visibles sur les pluies au sol avec une extension spatiale vers le nord-est des pluies sur le Var. Finalement, la simulation n'arrive pas à simuler le système convectif suffisamment longtemps, qui se désorganise après 15 UTC.

3.2.3 Les processus de basses couches

L'intérêt d'une telle simulation est aussi de pouvoir analyser les mécanismes participant au déclenchement et au maintien de la convection profonde. On rappelle que le développement des premières cellules convectives est alimenté par une très forte advection d'humidité caractérisée par de fortes valeurs de température potentielle équivalente (Θ_e). La Figure 3.8 confirme la capacité de la simulation BL2.5 à simuler ces conditions en basses couches au moment de l'apparition des premières cellules convectives à 06 UTC. On observe bien l'arrivée d'une dépression dans les basses couches et la présence d'une forte advection d'humidité. La convection se déclenche au sein de ce flux de sud à sud-est très humide.

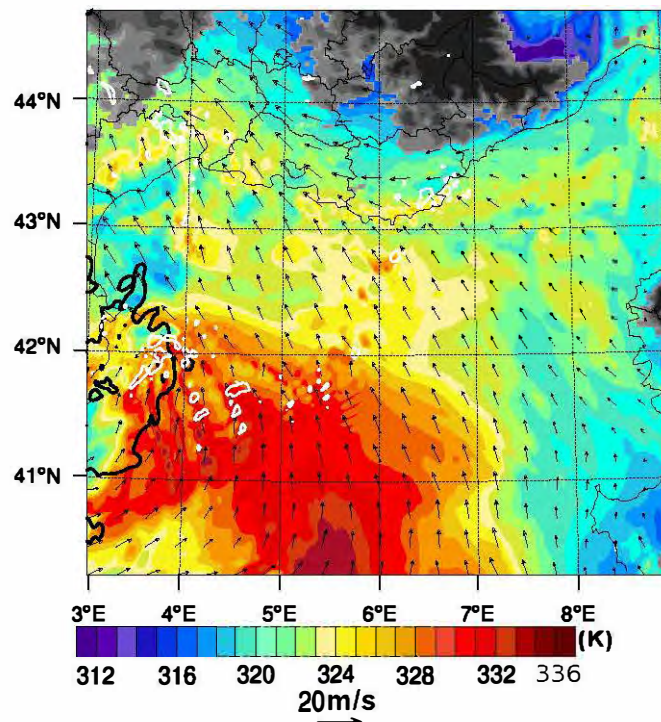


FIGURE 3.8 – Température potentielle équivalente (K, aires colorées) et vent horizontal (m/s, flèches) à 925 hPa à 06 UTC le 26 Oct. 2012. Pression au niveau de la mer inférieure à 1001 hPa (isolignes noires espacées de 2 hPa). Convergence du flux d'humidité intégrée verticalement sur les 3000 premiers mètres de l'atmosphère dépassant 0.01 kg/m^2 (isolignes blanches). D'après Duffourg et al. (2016).

Pour analyser en détail l'évolution de la circulation de basses couches au-dessus de la Méditerranée et déterminer les mécanismes de soulèvement impliqués dans le développement des systèmes convectifs, des rétro-trajectoires de particules lagrangiennes prises au sein du système précipitant à 10 UTC ont été réalisées (Figure 3.9a). Le principal mécanisme de soulèvement identifié est une convergence des vents en basses couches. En effet, la convergence entre le flux de sud-ouest et le flux de sud-est très humide permet le soulèvement en bloc des masses d'air jusqu'au niveau de convection libre qui libère l'instabilité convective conditionnelle nécessaire au développement de la convection. Ces deux flux sont également représentés sur la Figure 3.8.

La Figure 3.9b représente la projection sur la verticale de ces rétro-trajectoires avec l'ajout de la température potentielle virtuelle (Θ_v), de la Θ_e et du nuage. Les particules lagrangiennes se trouvaient au nord des îles Baléares à 04 UTC dans les premiers 500 m de l'atmosphère. Ceci confirme que des masses d'air très humides dans cette région (Θ_e élevée) alimentent le système convectif et que la convergence de basses couches contribue au soulèvement de ces dernières.

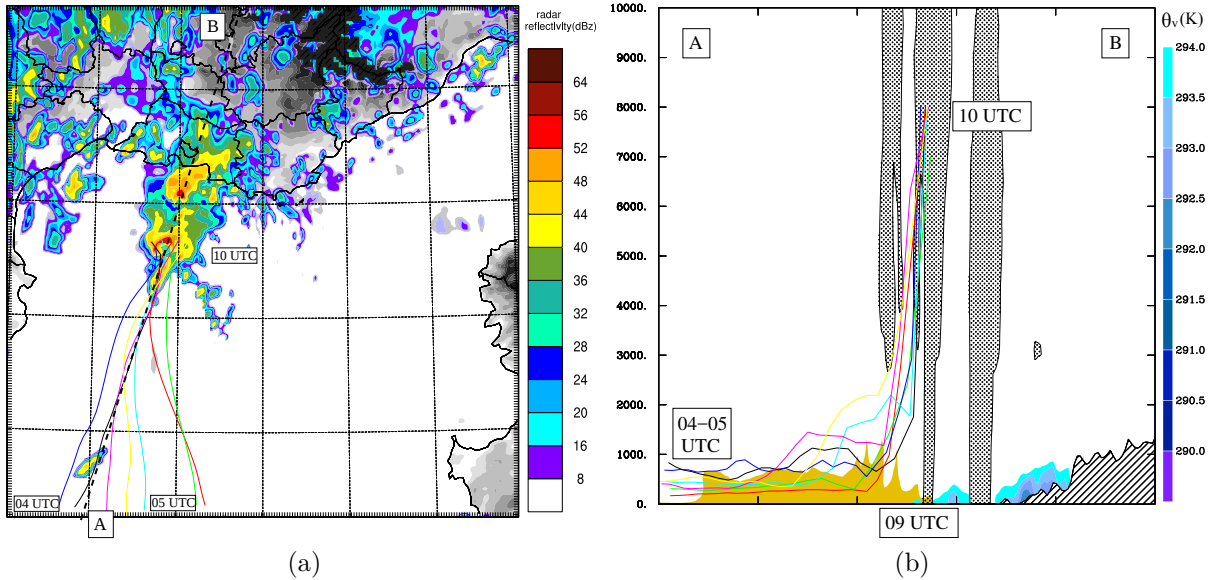


FIGURE 3.9 – (a) Projection horizontale des rétrotrajectoires de particules lagrangiennes prises dans la partie supérieure du SCM1b simulée à 10 UTC et les réflectivités radar simulées à 2000 m à 10 UTC le 26/10/2012. La ligne A-B correspond à la coupe verticale de la figure (b) à laquelle s'ajoute la température potentielle équivalente supérieure à 328 K (orange) et la température potentielle virtuelle (K, plage de couleur bleue) à 09 UTC. Le système convectif simulé est montré par l'aire pointillée pour un contenu en hydrométéores dépassant 2 g/kg. D'après Duffourg et al. (2016).

Au cours de la phase mature du système convectif, une plage froide se forme sous le système due à l'évaporation des précipitations. Elle apparaît distinctement sur la Figure 3.9b par la représentation de la Θ_v . Elle persiste de 09 UTC à 12 UTC et s'ajoute à la convergence de basses couches pour forcer l'air chaud et humide à s'élever. On retrouve ces mécanismes dans d'autres situations comme lors du cas fortement précipitant du Gard en 2002 où Nuissier et al. (2008) et Ducrocq et al. (2008) ont mis en évidence l'apparition d'une plage froide sous orage et son importance dans la

localisation inhabituelle de la convection sur plaine. À partir d'une étude idéalisée, Bresson et al. (2012) ont montré que la plage froide contribuait aussi à expliquer la localisation des systèmes convectifs sur mer.

La Figure 3.10 montre une intensification du flux d'advection chaud et humide associé aux fortes valeurs de Q_2 ainsi qu'un creusement de la dépression en partie causé par un feedback positif avec la convection, jusqu'à 11 UTC. En outre, la Figure 3.10 montre également que le dôme froid joue un rôle bien plus spécifique pour ce cas de convection sur mer. Il est identifié par une aire de Q_2 beaucoup plus froide que l'environnement (diminution de 10 K). En plus d'être une source supplémentaire de soulèvement, le dôme froid est aussi la cause d'un contournement du flux de basses couches qui intensifie localement la convergence et de ce fait renforce les ascendances au sein du système convectif.

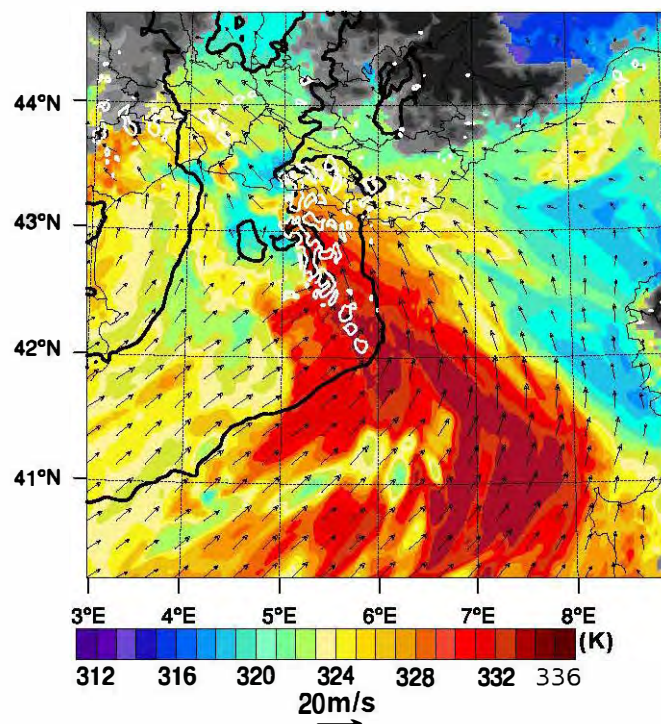


FIGURE 3.10 – Comme la Figure 3.8 mais pour le 26 octobre 2012 à 11 UTC. D'après Duffourg et al. (2016)

Les mécanismes de soulèvement co-existent donc et se combinent entre eux. On s'est alors posé la question de leurs importances respectives. Il s'avère que le développement de la plage froide est indispensable à une organisation réaliste de la convection. Une expérience de sensibilité sans refroidissement a montré qu'on perd l'organisation en système convective de méso-échelle (Figure 3.11). En effet, si l'on retire le refroidissement associé au processus d'évaporation, la plage froide ne se forme pas et la convection s'organise uniquement le long de la ligne de convergence, s'étendant beaucoup plus au nord-ouest.

À l'arrivée sur le Var, vers 13 UTC, la convergence de basses couches se maintient alors que l'intensité de la plage froide diminue. Ensuite, le relief commence à interagir avec une convergence moins localisée et l'advection d'humidité diminue fortement accélérant le déplacement du système convectif sur le Var et sa désorganisation.

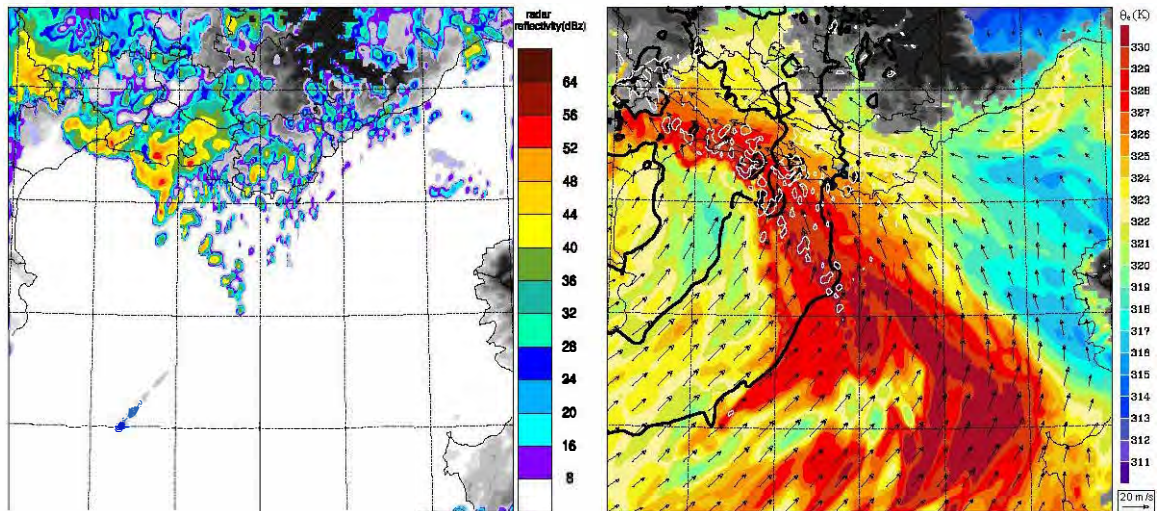


FIGURE 3.11 – Réflectivités radar simulées à 11 UTC le 26/10/2012 (gauche) et comme la Figure 3.8 en retirant le mécanisme d'évaporation à 11 UTC le 26/10/2012 (droite). D'après Duffourg et al. (2016)

3.3 Conclusion

La simulation BL2.5 réussit à bien représenter l'épisode fortement précipitant observé durant la POI16a et en particulier la phase de déclenchement ainsi que l'évolution de la convection sur mer au cours de la matinée, ceci malgré un scénario légèrement différent. La simulation nous a permis d'identifier les mécanismes pilotant ce cas de convection sur mer. En plus de la présence d'un flux d'advection chaud et humide, le soulèvement des masses d'air est piloté par une convergence entre un flux de sud-est et un flux de sud-ouest dans les basses couches. La convection s'organise le long de cette ligne de convergence. Pendant la phase mature de la convection, un refroidissement sous-orage apparaît, créant un dôme froid qui participe à amplifier le soulèvement et à maintenir la convection. Le dôme froid sous orage apparaît comme un facteur très important dans l'organisation de la convection en SCM. D'autre part, ce dôme froid, en faisant obstacle au flux de basses couches, contraint ce dernier à le contourner par son flanc sud-est. Ce mécanisme renforce la convergence de basses couches en aval.

Toutefois, des imprécisions sur la localisation des précipitations persistent, en particulier sur la région du Var où les précipitations s'étendent trop au nord et à l'est. La représentation de la circulation au-dessus de la Méditerranée et du système convectif en fin de matinée peut expliquer en partie ce décalage spatial des précipitations. Par ailleurs, les cumuls simulés sur les Cévennes sont surestimés de plus de 100 mm et le système convectif SCM1a n'est pas simulé à 2.5 km de résolution horizontale. Malgré une bonne représentation des phases d'initiation et de maturité du système SCM1b, des défauts persistent sur l'organisation de la convection en début de matinée.

L'exploration par la suite des simulations à plus fines résolutions pourrait améliorer l'organisation de la convection et la représentation de la pluie au sol. De plus, les différents mécanismes de déclenchement et de maintien de la convection analysés à 2.5 km de résolution horizontale seraient représentés avec plus de précision. Nous nous sommes donc dirigés vers des simulations à une résolution sub-kilométrique présentées et analysées dans le chapitre suivant.

Chapitre 4

Sensibilité de la simulation dans la zone grise de la turbulence

Sommaire

4.1	Synthèse de l'article : Analyse à fine échelle de la sensibilité de la POI16a à la paramétrisation de la longueur de mélange	69
4.2	Article : Fine-scale numerical analysis of the sensitivity of the HyMeX IOP16a heavy precipitating event to the turbulence mixing length parameterization.	70
4.3	Conclusion	92

Afin d'améliorer la représentation de l'épisode fortement précipitant de la POI16a, nous avons choisi de réaliser une nouvelle simulation à 500 m de résolution horizontale. Si cette gamme de résolution de quelques centaines de mètres permet une meilleure représentation de la convection (initiation) et de son interaction avec la topographie, elle correspond également dans le spectre de la turbulence à une zone dite "grise" pour laquelle il devient difficile de déterminer clairement la part des processus turbulents sous-maille de la contribution explicitement résolue.

Plusieurs études ont montré une sensibilité significative à la paramétrisation de la turbulence dans la zone grise (Honnert et al., 2011; Verrelle et al., 2015). D'autre part à la résolution horizontale de 500 m une représentation tri-dimensionnelle (3-D) de la turbulence devient nécessaire. Dans la thèse, on choisit d'examiner l'impact de la formulation de la longueur de mélange qui ne représente qu'une composante de la paramétrisation de la turbulence. Pour les épisodes fortement précipitants, peu de travaux se sont intéressés à cette problématique, se focalisant principalement sur la structure précipitante. Machado and Chaboureau (2015) montrent qu'une représentation 3-D de la turbulence dans des simulations à 2 km de résolution horizontale améliore la distribution en taille des cellules convectives, comparée à un schéma 1-D. Pour des cas d'épisodes fortement précipitants méditerranéens, Scheffknecht et al. (2016) montrent qu'un changement de formulation de la longueur de mélange impacte l'organisation de la convection. La thèse propose d'aller plus loin en examinant l'impact de la formulation de la longueur de mélange sur l'environnement des systèmes convectifs et les mécanismes associés.

Ce chapitre 4 a donc été motivé par les questions scientifiques suivantes :

1. Quel est l'apport de l'augmentation de la résolution horizontale (2,5 km à 500 m) dans le cas de notre épisode fortement précipitant de la POI16a ?
2. Dans quelle mesure la représentation de la longueur de mélange impacte le système précipitant, son environnement et les mécanismes associés ?
3. Les paramétrisations actuellement à notre disposition sont-elles adaptées dans la zone grise de la turbulence ?

Dans cette partie nous présentons les résultats de nos expériences de sensibilité à la paramétrisation de la turbulence et en particulier à la formulation de la longueur de mélange. Ces travaux sont présentés sous la forme d'un article accepté au *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, précédé d'un résumé en français de l'article.

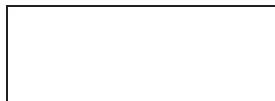
4.1 Synthèse de l'article : Analyse à fine échelle de la sensibilité de la POI16a à la paramétrisation de la longueur de mélange

Afin de répondre à ces questions, nous avons donc réalisé plusieurs simulations à 500 m de résolution horizontale avec différentes formulations de la longueur de mélange. Contrairement à la simulation BL2.5, le schéma de turbulence utilisé est 3-D. Trois formulations de la longueur de mélange sont à notre disposition avec le modèle Meso-NH : (i) la longueur de mélange proposée par [Bougeault and Lacarrere \(1989\)](#) plus adaptée aux simulations de méso-échelle, (ii) la longueur de mélange DELT entièrement numérique qui donne aux tourbillons les plus énergétiques la taille de la maille du modèle et enfin (iii) la longueur de mélange proposée par [Deardorff \(1972\)](#) adaptée aux simulations LES. Cette dernière est contrainte par la taille de la maille de manière similaire à DELT. Toutefois, elle peut se retrouver limitée par la stabilité de la parcelle d'air, suivant un comportement similaire à la longueur de mélange proposée par [Bougeault and Lacarrere \(1989\)](#). Trois simulations sont donc réalisées, respectivement appelées par la suite BL500, DELT500 et DEAR500.

La comparaison avec les observations disponibles durant la campagne HyMeX montre que les simulations à 500 m de résolution horizontale améliorent la représentation de l'événement convectif observé lors de l'épisode fortement précipitant de la POI16a par rapport à la simulation BL2.5. La distribution spatiale de la pluie sur mer semble mieux reproduite par DELT500 alors que la distribution spatiale des précipitations sur terre et en particulier sur le Var ainsi que le vent sur tout le domaine sont mieux représentés par les simulations utilisant les longueurs de mélange BL500 ([Bougeault and Lacarrere, 1989](#)) et DEAR500 ([Deardorff, 1972](#)). L'utilisation d'une longueur de mélange directement reliée à l'énergie cinétique turbulente apparaît alors comme la méthode la plus réaliste (BL500 et DEAR500).

La formulation de la longueur de mélange impacte non seulement le système convectif mais également son environnement et les processus microphysiques intra-nuageux. Lorsque la longueur de mélange est plus grande (DEL500), l'énergie cinétique turbulente sous-maille devient plus forte. Il en résulte une réduction de l'advection d'humidité en basses couches et des taux de précipitations au sol. Inversement, lorsque la longueur de mélange est plus petite (BL500 et DEAR500), l'énergie cinétique turbulente sous-maille est réduite et le vent devient plus fort pour contrebalancer cet effet. Le système est donc plus intense avec une plus grande advection d'humidité, des contenus en hydrométéores au sein du nuage plus importants et une plage froide plus intense due à une évaporation sous orage plus intense. Un mélange moins important contribue à la dynamique de la plage froide et renforce sa capacité à se maintenir.

4.2 Article : Fine-scale numerical analysis of the sensitivity of the HyMeX IOP16a heavy precipitating event to the turbulence mixing length parameterization.



Fine-scale numerical analysis of the sensitivity of the HyMeX IOP16a heavy precipitating event to the turbulent mixing length parameterization

M. Martinet^{a*}, O. Nuissier^a, F. Duffourg^a, V. Ducrocq^a, D. Ricard^a

^aCNRM-GAME, UMR3589, Météo-France & CNRS, 42 avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse cedex 1, France

*Correspondence to: Météo-France, CNRM-GAME/GMME/MICADO, 42 avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse cedex 1,
France. E-mail : maxime.martinet@meteo.fr

This present study investigates the issue of turbulence representation in the "grey zone" at a subkilometric scale (500 m) and analyses the sensitivity of the simulated convective systems, their mesoscale environments and their triggering mechanisms. Special attention is paid to a case of heavy precipitation (IOP16a), occurring on 26 October 2012 and being well documented during the HyMeX SOP1. To this end, sensitivity experiments were performed with the mesoscale non-hydrostatic French model Meso-NH so as to investigate the impact of the different mixing length formulation at a subkilometric scale. The simulations succeeded in representing the observed precipitation systems and the principal mechanisms of maintenance and formation such as low-level convergence and the low-level cold pool. Spatial precipitation distribution and system evolution are fairly well reproduced with a realistic surface rainfall pattern. The simulated environment and convective processes are however highly sensitive to the formulation of the mixing length. The developing and mature stage are similarly reproduced. The intensity of the low-level cold pool depends on the simulation nevertheless. When the mixing length is larger, subgrid turbulent kinetic energy (TKE) is larger, the moisture advection and the accumulation of the hydrometeor species is reduced in which case the system is less intense with less precipitation. Conversely, when the mixing length is weaker, subgrid TKE is weaker and winds are increased to balance this effect. The simulated convective systems are more intense associated with larger moisture advection, higher hydrometeor contents and marked low-level cold pools.

Key Words: <Heavy precipitation event, HyMeX, mesoscale convective system, turbulence, mixing length>

Received ...

1. Introduction

The Mediterranean region is an area affected by heavy precipitation events (HPE), producing surface precipitation rates which exceed more than 150 mm in only a few hours, mostly during fall (Ricard *et al.* 2012). These events are often associated with major and devastating flash floods (Llasat *et al.* 2013). Many

cases of floods, with both human and material damage, have been reported in past studies in places such as Vaison la Romaine (Sénési *et al.* 1996) and Gard (Delrieu *et al.* 2005) in south-eastern France. Similar cases have also been observed around the Mediterranean sea e.g. in Spain (Romero *et al.* 1998) and Italy (Buzzi *et al.* 1998).

The favourable synoptic-scale conditions for HPE were brought to light by [Jansa et al. \(2001\)](#) and [Nuissier et al. \(2011\)](#). They are characterized by the presence of an upper-level trough over the western part of the Mediterranean basin, and a south-westerly to south-easterly moist low-level flow over the Mediterranean sea. The slow evolution of these meteorological patterns explains the great total rainfall accumulation and the Mediterranean Sea is the main moisture source feeding convection during HPE ([Duffourg and Ducrocq 2011](#)). Moistening and heating at the lowest levels of the atmosphere are governed by the sea surface temperature (SST), which also peaked in the fall ([Mariotti et al. 2002](#)). [Xie et al. \(2005\)](#) and [Lebeaupin et al. \(2006\)](#) examined the role of the (SST) on the intensity of convection and precipitation, showing that a warmer SST causes more intense convection.

The moisture advection generated by the low-level flow is due to specific conditions in the lowest layers of the atmosphere. HPE are often associated with quasi-stationary mesoscale convective systems (MCS) ([Romero et al. 2000](#); [Ducrocq et al. 2008](#); [Buzzi et al. 2014](#)), characterized by a continual generation of convective cells at the same location while older cells are transported downstream ([Bluestein and Jain 1985](#)). To enable stationarity of the system and triggering of deep convection, lifting mechanisms help in the releasing and focusing of the Convective Available Potential Energy (CAPE) at the same location ([Chappell 1986](#)). Previous studies have analysed these processes at a kilometric scale ([Sénési et al. 1996](#); [Ducrocq et al. 2008](#); [Trapero et al. 2013](#)). [Doswell III et al. \(1998\)](#) showed orographic enhancement of precipitation below a relatively stable air mass and [Davolio et al. \(2009\)](#) found a convergence of a north-easterly jet along the Alps and a south-easterly jet from the Adriatic sea. Idealized studies have also demonstrated the importance of these mechanisms. [Stein \(2004\)](#) and [Chen and Lin \(2005\)](#) attest an impact on rainfall regimes when mountains are removed from the simulation. [Miglietta and Rotunno \(2014\)](#) showed that environmental conditions with no upper-level cross mountain flows are more favourable for HPE by allowing the development of deeper convective cells. [Bresson et al. \(2012\)](#) simulates precipitation regimes with deep convection located over plains or sea, upstream of mountain foothills, and associated with a cold pool under storms. The low-level flow can be deflected by neighbouring mountains (the Pyrénées, Massif Central and the Alps) or islands such as Corsica and Sardinia in the study of [Barthlott et al. \(2014\)](#). [Duffourg et al. \(2016\)](#) studied the initiation and maintenance mechanisms of an offshore convection case, using a fairly common physical parameterization with a 2.5 km horizontal resolution. The main mechanisms of initiation and maintenance of the system are the low-level convergence and a low-level cold pool participating in the generation of deep convection. This combination of lifting mechanisms is associated with an increase in the cyclonic circulation, driven by a surface low pressure on its southern edge, causing a disturbance of the low-level flow.

It is still difficult for numerical models to represent explicitly every process, (especially those which are fine-scale) and their interactions. Indeed, high resolution models representing mesoscale convective dynamics are in need of improvement and evaluation. At kilometric resolution, [Walser et al. \(2004\)](#) found that the chaotic aspect of the atmosphere made it difficult to forecast the development of convective cells. [Morrison and Grabowski \(2007\)](#) stressed the importance of the microphysical parameterization for processes playing a role in stationary systems. They also pointed out very clearly that it is a limitation of the model. [Caine et al. \(2013\)](#), compared high resolution simulations with radar data. Smaller or taller rainfall cells are simulated, which may include a poor description of the three dimensional initial field and some systematic model errors. One solution may be to use a finer horizontal resolution. Sub-kilometric grid spacing becomes accessible with the increasing availability of computational resources. In the study of [Caine et al. \(2013\)](#), they found that reducing the grid spacing to a sub-kilometric scale reduced the overestimation in height and size of the convective cells. Recently, [Zhang and Zhang \(2012\)](#) and [Verrelle et al. \(2015\)](#) have explored some possible improvements, arguing that there is an impact of horizontal resolution on convection. Amounts of surface precipitation are increased with the use of a finer resolution. Convective structures are better represented at sub-kilometric scale.

Fine-scale numerical analysis of the HyMeX IOP16a heavy precipitating event

3

90 The increase in horizontal resolution is a great improvement but remains questionable, with for instance special attention paid 129
91 it poses problems in particular for the turbulence parameterization to mixing length formulation but using a single turbulence 130
92 in a "grey zone" raised between a 1 km and 100 m horizontal grid parameterization. There are few studies which have investigated 131
93 spacing (Wyngaard and Côté 1971). Current operational models the impact of mixing length formulation, and those that exist 132
94 are approaching such resolution and will have to deal with the have focussed mainly on cloud organization (Scheffknecht *et al.* 133
95 "grey zone". The turbulent mixing length is controlled by the 2016). This present study goes a step further by studying the 134
96 concept of entrainment between a cloud and its environment. It sensitivity of the processes associated with convection and the 135
97 is one of the most sensitive, important and unknown parameters sensitivity of the environment. There is a need to improve the 136
98 in deep convective models. Fresnay *et al.* (2012) have created representation of the multi-scale processes and their interactions 137
99 a stochastic ensemble in order to test perturbations in model in the model, by studying the contribution of increasing the 138
100 physics and they found greater sensitivity with higher resolution. horizontal resolution and the impact of the different mixing 139
101 At the kilometric scale, entrainment is partly represented by length formulation. The paper focuses on an offshore convection 140
102 the subgrid turbulence scheme as shown for the boundary layer case observed during the intense observation period (IOP16a), 141
103 by Honnert *et al.* (2011). In this case, the common turbulence described in Duffourg *et al.* (2016), which took place on 26 142
104 parameterizations use a one dimensional (1D) scheme with for October 2012 during the first special observation period (SOP1) of 143
105 instance a mixing length from Bougeault and Lacarrere (1989). the HyMeX (hydrological cycle experiment in the Mediterranean) 144
106 Large eddy simulations (LES), with a horizontal resolution field campaign (Drobinski *et al.* 2014; Ducrocq *et al.* 2014). 145
107 neighboring 100 m, use a three dimensional formulation (3D) HyMeX SOP1 was dedicated to the study of heavy precipitation 146
108 with, for example, a mixing length from Deardorff (1972). At events and flash floods. An important dataset of ground-based, 147
109 sub-kilometric scale, Fiori *et al.* (2010) has pointed out some airborne and seaborne observations is provided (for instance 148
110 uncertainties about the representation of the boundary layer radiosoundings launched from the Provence ship and in Marseille, 149
111 and Honnert *et al.* (2011) questioned the use of the closing operational and research radar network, drifting balloons). These 150
112 method for a 1D turbulence in the case of deep convection. are all exploited together to better describe the convective system 151
113 So far, very few studies have focussed on the effect of and its environment observed during IOP16a. Observations for 152
114 turbulence on cloud organization. Verrelle *et al.* (2015) showed convection over the sea are scarce so it was challenging to obtain 153
115 that greater mixing and larger cloud cover is induced by reliable information before the campaign. 154
116 turbulence in 3D. Hanley *et al.* (2015) found a decrease in cell
117 size. Machado and Chaboureaud (2015) performed simulations
118 with 1D turbulence which produced too many small cloud systems
119 and rainy cells with a shorter lifespan. 3D turbulence yields
120 size and lifetime distributions more consistent with observations,
121 larger mixing length and entrainment, and stronger turbulent
122 kinetic energy within cloudy areas.

123 The objective of this study is to analyse the ability of a
124 model to represent a mesoscale convective system and the
125 atmospheric processes involved in its initiation and maintenance,
126 while using a horizontal resolution of 500 m and different mixing
127 lengths in a three dimensional (3D) turbulence framework. In
128 the "grey zone", at 500 m, the issue of turbulence representation

The article is organized as follows : Section 2 presents 155
the case study, the numerical simulations and the different 156
parameterizations used. In Section 3, the physical processes 157
involved in the case study are then examined at 500 m 158
grid spacing. Section 4 reports the result showing the impact 159
of changing the mixing length formulation, both on the 160
microphysical processes and on dynamics of the convective 161
system. In Section 5 the relationship between the mixing length, 162
the turbulent kinetic energy (TKE) and the results found in the 163
previous sections is discussed. Finally, conclusions and future 164
studies are outlined in Section 6. 165

2. Context of the study

2.1. The IOP16a case study

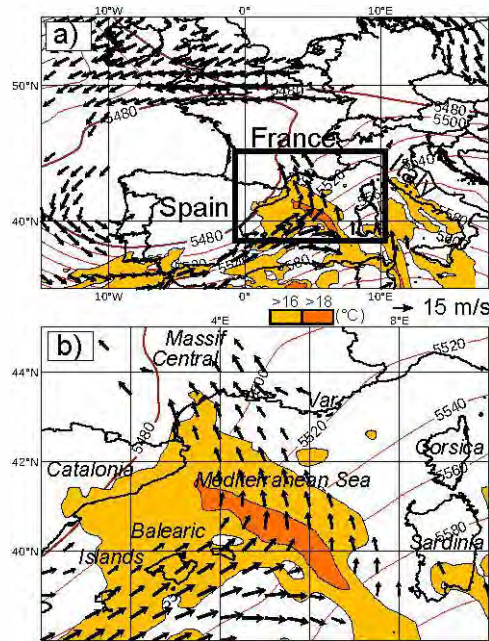


FIGURE 1. ARPEGE analyses at 06 UTC on 26 October 2012 in terms of geopotential height at 500 hPa (solid line), horizontal wind at 925 hPa (arrows) and wet-bulb potential temperature at 925 hPa (shaded areas). The names of the geographical locations are also given.

The upperlevel synoptic situation (500 hPa geopotential) as well as the meteorological context in the lower atmospheric layers (horizontal wind and wet-bulb temperature at 925 hPa), at 06 UTC, on 26 October 2012, are presented in Figure 1. The synoptic situation is characterized by a deep trough over the Spanish peninsula associated with a southerly to south westerly low level flow over the north-western Mediterranean sea (Figure 1a). It carries warm and moist air from the Mediterranean sea as evidenced by a wet-bulb temperature larger than 18 °C (Figure 1b). At 06 UTC, this moisture advection was enhanced by a surface low pressure located between Catalonia and the Balearic Islands. The synoptic pattern shifted slowly eastwards during the day.

Such meteorological conditions favoured triggering of several convective systems during the day on 26 October 2012. This study focusses on one Mesoscale Convective System (MCS), shown in the circle in Figure 2a. The time evolution of the MCS is represented in Figure 2 through the observed radar reflectivities

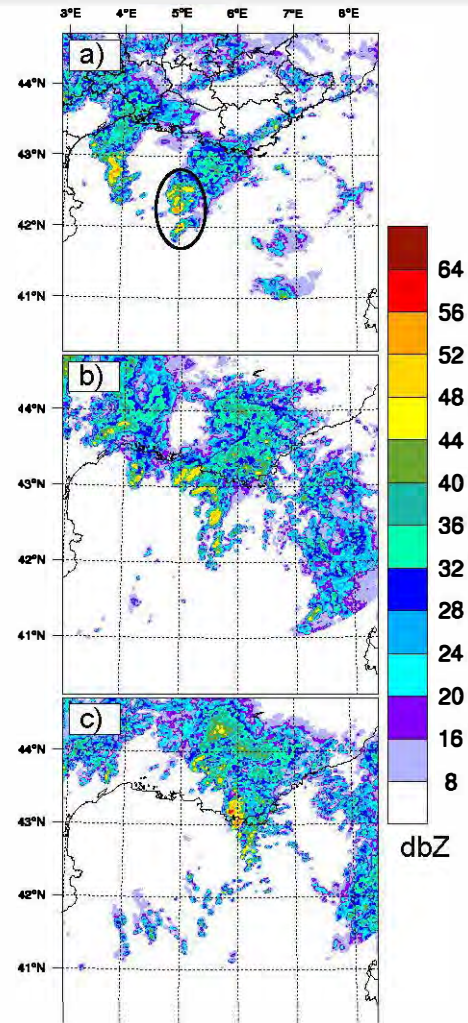


FIGURE 2. Radar reflectivity composite from the observations on 26 October 2012, at 09 UTC (a), 11 UTC (b) and 13 UTC (c), respectively. The circle shows the studied Mesoscale Convective System (MCS).

at 09 UTC, 11 UTC and 13 UTC respectively. The MCS developed over the sea, on the edge of a previous system near the Spanish coast at 06 UTC (not shown). During the morning, convective cells organised rapidly and moved northeastward, over the Mediterranean Sea, until they reached the Var region at 12 UTC. The MCS dissipated at 18 UTC after crossing Var during the afternoon. The 24-h rainfall accumulation is displayed in Figure 3. The MCS caused a large precipitation accumulation over the Var region during the afternoon, releasing nearly 150 mm of precipitation in 24 hours which caused two casualties. Large amounts of precipitation also fell over the sea during the morning. Orographic rainfall was also recorded in the south east of the

198 Massif Central during the event, in addition to the accumulation
199 due to the MCS.

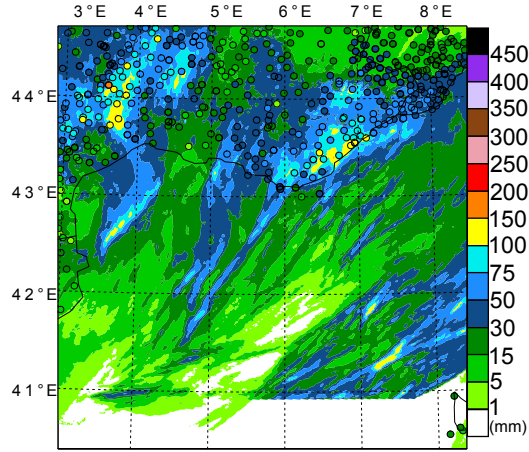


FIGURE 3. 24-h accumulated observed rainfall (mm) measured by the rain gauges (circles) and estimated from the French radar network (shaded areas) at 00 UTC on 27 October 2012.

2.2. Numerical experiments

2.2.1. The Meso-NH Model

Simulations were performed with the non-hydrostatic meso-scale Meso-NH numerical model (Lafore *et al.* 1998) governed by a system of anelastic equations. The prognostic variables of the model are the three wind components, the potential temperature, the mixing ratios for water vapour and five species of hydrometeors (cloud droplets, rain, ice crystals, snow, graupel), and the Turbulent Kinetic Energy (TKE). Momentum components are transported with a 4-order centred advection scheme and other variables are carried with the piecewise parabolic method (PPM) (Colella and Woodward 1984). The microphysical processes are parameterized according to a bulk mixed 1-moment scheme (Pinty and Jabouille 1998) with a three-class ice parameterization and associated with a Kessler scheme for the warm processes. The radiation scheme is the RRTM (Rapid Radiation Transfer Model) of ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecasts) (Mlawer *et al.* 1997). Both, deep and shallow convection, are explicitly resolved. Weisman *et al.* (2008) and Dirmeyer *et al.* (2012) have supported that deep convective parameterizations are no longer needed for a resolution of less than 5 km. For each mesh of the grid, energy exchanges between the atmosphere and the

surface are computed through the combination of four different surface models running for the different types of surface (natural land area, urban area, ocean and lake) (Masson *et al.* 2013). ISBA (Noilhan and Mahfouf 1996) is used for the interactions between soil-biosphere-atmosphere, TEB (Town Energy Balance) (Masson 2000) for exchanges with urbanized areas and ECUME (Belamari 2005) for connections between air and ocean.

At 500 m horizontal resolution, the calculation of the turbulent flow is performed through a 3 dimensional (3D) scheme (Cuxart *et al.* 2000). It is derived from Redelsperger and Sommeria (1986) and based on 1.5 order closure by the mixing length of the system of second order equations with a prognostic equation for the subgrid-scale TKE. Three different mixing length formulations are implemented in Meso-NH.

2.2.2. Mixing length formulations

The first mixing length (called BL hereafter), is derived from Bougeault and Lacarrere (1989). It represents the characteristic size of the most energetic vertical vortices. The vertical characteristics are reported on the horizontal. This mixing length is related to the average distance (l_{up} and l_{down}) that a particle with a given TKE submitted to buoyancy effects can reach before being stopped by stability. BL is restricted by TKE and also by remote stable zones above and below due to its non local nature. It is calculated according to the system of equation (1), (2) and (3), with Θ_v as the virtual potential temperature, Θ_{vref} its reference, "g" the gravity constant and "e" the turbulent kinetic energy.

$$L = \left[\frac{l_{up}^{-2/3} + l_{down}^{-2/3}}{2} \right]^{-3/2} \quad (1)$$

$$\int_z^{z+l_{up}} \frac{g}{(\Theta_v)_{ref}} (\Theta_v(z') - \Theta_v(z)) dz' = e(z) \quad (2)$$

$$\int_{z-l_{down}}^z \frac{g}{(\Theta_v)_{ref}} (\Theta_v(z) - \Theta_v(z')) dz' = e(z) \quad \text{with } l_{down} \leq z \quad (3)$$

In the second mixing length, called DELT hereafter, the characteristic length scale is provided by the size of the mesh

($\Delta(x)\Delta(y)\Delta(z)$) and does not vary over time. It is calculated by the equation (4).

$$L = \sqrt[3]{\Delta(x)\Delta(y)\Delta(z)} \quad (4)$$

The third mixing length (called DEAR hereafter) proposed by Deardorff (1972) is a compromise between the two previous mixing lengths. It depends both on the size of the mesh and on the Brunt Vaisala frequency "N". This mixing length is the minimum value between the two terms of the equation (5). In a stable condition, it can be directly linked to the potential temperature, the stability of the air parcel, and the TKE, very like BL. In an unstable condition, DEAR depends on the size of the mesh, and it behaves very like DELT.

$$L = \min(\sqrt[3]{\Delta(x)\Delta(y)\Delta(z)}, 0.76\sqrt{\frac{c}{N^2}}) \quad (5)$$

2.2.3. Simulation configuration

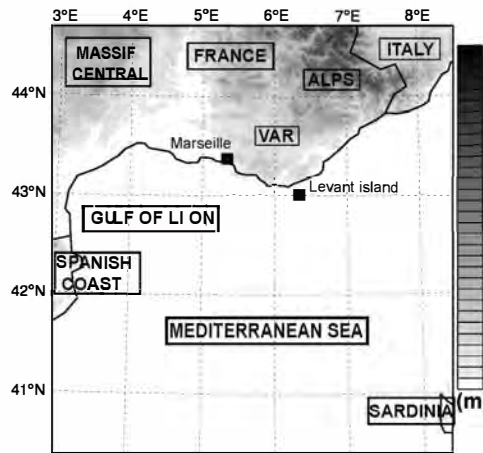


FIGURE 4. Simulation domain with the model orography (shaded areas) and the names of the main geographical areas. Marseille radiosounding and Levant wind profiler sites are located.

All simulations are initialised on 26 October 2012 at 00 UTC. The initial and lateral boundary conditions are provided by the AROME-WMED analyses every 3 hours. AROME-WMED is a version of the French convective-scale operational model AROME dedicated to the Mediterranean basin (Fourrié et al. 2015) with a horizontal resolution of 2.5 km. Simulations are carried out with 500 m horizontal resolution, on a domain in three dimensions (450 x 480 x 20 km) represented in Figure 4,

covering south-eastern France and the Gulf of Lion. The vertical grid is defined with 55 stretched levels, including 18 in the lowest layers of the atmosphere (0-1500 m). A Rayleigh layer above 15 km of altitude with a damping effect is used to avoid spurious reflection with the model top boundary. Such a configuration has already proved able to produce realistic simulations with a lower horizontal resolution of about 2.5 km and a 1D parameterization of the turbulent flow closed by a BL mixing length (Duffourg et al. 2016). The reference simulation will be BL500, using the same mixing length, BL, also used in French operational models. It is analysed in detail in the following section. Additional simulations with 500 m horizontal resolution were performed with the two other mixing length formulations described before : DEAR500, using a DEAR mixing length and DELT500, using a DELT mixing length.

3. Detailed analysis of BL500

3.1. Overview of the simulated precipitating system

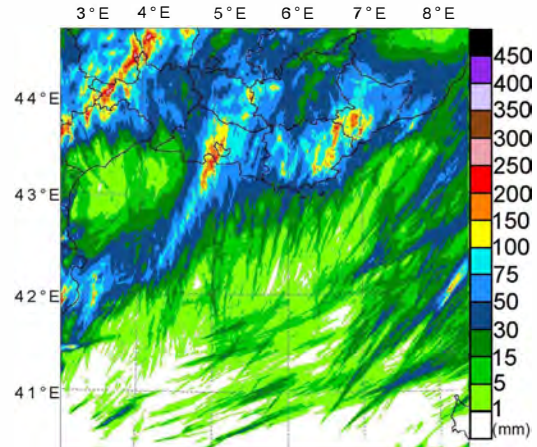


FIGURE 5. 24-h accumulated simulated rainfall (mm) for BL500 at 00 UTC on 27 October 2012.

First of all, accumulated precipitation simulated by BL500 shown in Figure 5 is compared to observations (Figure 3). BL500 succeeds in producing heavy rainfall in the correct areas, over the sea, the Var region and the foothills of the Massif Central. The simulated rainfall accumulation is overestimated however with almost 200 mm and 150 mm respectively over the south east of the Massif Central and the Var region, instead of 100 mm for both

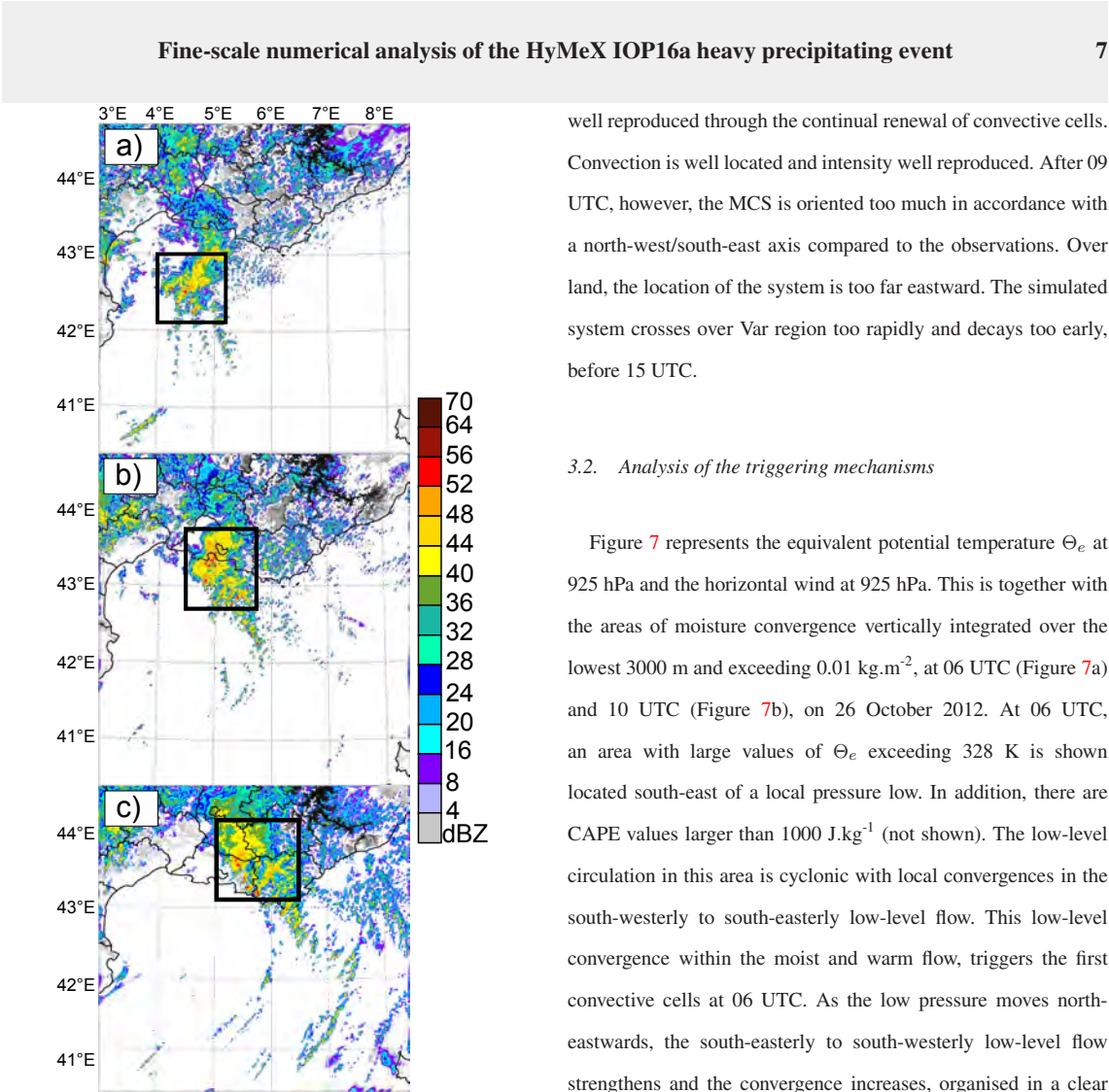


FIGURE 6. Simulated radar reflectivities (dBZ) for BL500 at 2000 m ASL at 09 UTC (a), 11 UTC (b) and 13 UTC (c), respectively, on 26 October 2012. Black rectangles delineate the system box.

295 areas. The simulated rainfall is slightly misplaced to the north-
296 east over the Var. The simulation represents quite accurately the
297 track of the system over the sea compared to the observations,
298 despite the spatial distribution of the precipitation being oriented
299 too much along a south-west/north-east axis and the accumulation
300 maxima being located too far to the north. Radar reflectivities
301 in Figure 6 detail the evolution of the simulated precipitating
302 system. Compared to the observed reflectivities (Figure 2), many
303 small convective cells are simulated. They may not be detected
304 due to the coarser resolution of the observations (about twice the
305 resolution of the simulation). The simulation reproduces the MCS
306 quite well. The developing phase between 06 UTC and 09 UTC is

well reproduced through the continual renewal of convective cells. 307
Convection is well located and intensity well reproduced. After 09 308
UTC, however, the MCS is oriented too much in accordance with 309
a north-west/south-east axis compared to the observations. Over 310
land, the location of the system is too far eastward. The simulated 311
system crosses over Var region too rapidly and decays too early, 312
before 15 UTC. 313

3.2. Analysis of the triggering mechanisms 314

Figure 7 represents the equivalent potential temperature Θ_e at 315
925 hPa and the horizontal wind at 925 hPa. This is together with 316
the areas of moisture convergence vertically integrated over the 317
lowest 3000 m and exceeding 0.01 kg.m^{-2} , at 06 UTC (Figure 7a) 318
and 10 UTC (Figure 7b), on 26 October 2012. At 06 UTC, 319
an area with large values of Θ_e exceeding 328 K is shown 320
located south-east of a local pressure low. In addition, there are 321
CAPE values larger than 1000 J.kg^{-1} (not shown). The low-level 322
circulation in this area is cyclonic with local convergences in the 323
south-westerly to south-easterly low-level flow. This low-level 324
convergence within the moist and warm flow, triggers the first 325
convective cells at 06 UTC. As the low pressure moves north- 326
eastwards, the south-easterly to south-westerly low-level flow 327
strengthens and the convergence increases, organised in a clear 328
line (as shown by the areas of moisture convergence in Figure 7b), 329
along which new convective cells are triggered. 330

As the convective system develops, a cold air pool forms under 331
the system, partly caused by the evaporation of precipitation in 332
the lowest layers. The low-level cold pool persists from 09 UTC 333
until 12 UTC at the arrival of the convective system over the Var. 334
It appears distinctly with an area of Θ_e , at 925 hPa, reduced by 15 335
K compared to its environment (Figure 7b), or even clearer with 336
low values of Θ_v at the first model level (Figure 7c). Figure 7c 337
shows the horizontal water vapour flux integrated over the lowest 338
3000 m ASL, horizontal wind at 500 m ASL and the vertical wind 339
at 500 m. It shows that the cold air pool contributes to the lifting 340
of the low-level inflow by forcing the warm and moist air mass 341
to rise over its edges, as evidenced by the vertical wind at 500 m. 342
This is another source of lifting in addition to the one generated 343
by low-level convergence. After 09 UTC the low-level circulation 344

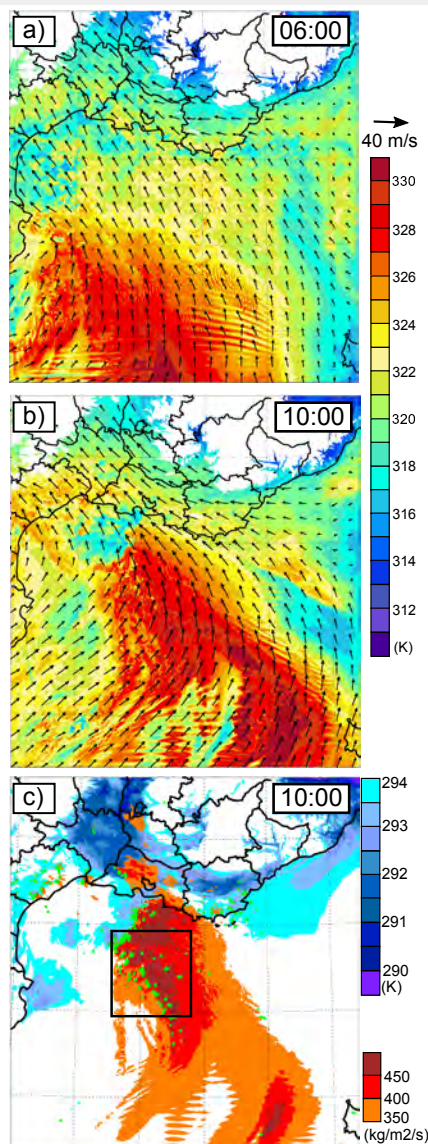


FIGURE 7. Equivalent potential temperature (K, colour areas) and horizontal wind (m.s^{-1} , arrows) at 925 hPa for BL500 at 06 UTC (a) and 10 UTC (b), respectively, on 26 October 2012. (c) represents the virtual potential temperature at the first model level (K, blue areas), water vapor horizontal flux integrated over the lowest 3000 m ASL ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, red areas) and vertical wind speed greater than 3 m.s^{-1} at 500 m ASL (green isolines) for BL500 at 10 UTC, 26 October 2012. The black rectangle delineates the upstream box.

is perturbed in the vicinity of the convective system. The low-level flow rotates cyclonically around the cold air pool on the south-eastern side of the convective system. The deflected flow reinforces locally the low-level convergence and upward motion.

The interaction between the complex terrain region and the low-level winds might be responsible of the displacement of the convective system towards the East. The surface low pressure drives closely the low-level convergence over the sea, and

therefore impact the location of the convective system. The low-level convergence moves too quickly towards the East by the end of the simulation and thus the convective system does stall over the southeastern France for a shorter time compared to observations.

Even if the improvement of the simulation of this HPE with an increase of the resolution is not clear, some features of the precipitation field are better reproduced, especially over land. The cold pool is more intense with a 500 m grid spacing. As the grid spacing of 500 m is in the grey zone of the turbulence parameterization, results may be sensitive to the mixing length formulation. The following section analyses the differences between three experiments using three different mixing length formulations (BL500, DEAR500 and DELT500).

4. Sensitivity to mixing length

4.1. Precipitating system

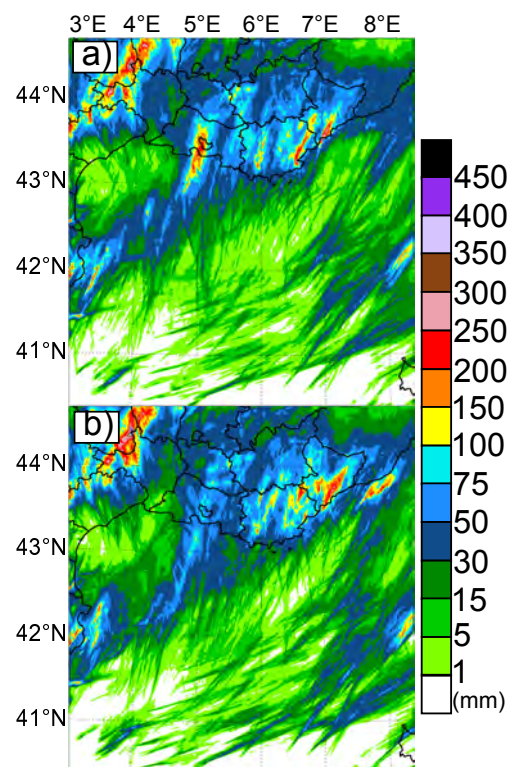


FIGURE 8. Same as Figure 5, but for DEAR500 (a) and DELT500 (b), respectively, at 00 UTC on 27 October 2012.

Figure 8 shows the accumulated rainfall patterns simulated by DEAR500 and DELT500, which are compared with the

Fine-scale numerical analysis of the HyMeX IOP16a heavy precipitating event

9

370 accumulated rainfall observed (Figure 3) and simulated by
371 BL500 (Figure 5). The precipitation accumulation over the sea
372 simulated by BL500 and DEAR500 are similar with the same
373 surface rainfall pattern and an overestimation compared to the
374 observations, particularly close to the coast (Marseille). Rainfall
375 accumulation over the sea in DELT500 (Figure 8b) is close to
376 the observations, with nearly 75 mm of precipitation in 24 hours.
377 The three simulations overestimate the rainfall accumulation over
378 the orography and the precipitation accumulation in DELT500
379 is poorly located over the Var region. For our case study,
380 DELT mixing length performs better than BL and DEAR for
381 precipitation in the morning over the sea, but it is less realistic
382 in the afternoon over land.

383 In order to assess the skill of BL500, DEAR500 and DELT500,
384 the results of the simulations are also examined through statistical
385 skill scores. Table 1 summarizes the skill scores for 24-hour
386 accumulated precipitation against raingauge observations in terms
387 of standard deviation, root-mean-square error and correlation,
388 respectively. It is worth remembering that, as the surface
389 raingauge network is located over land, skills of the simulations
390 are examined only over land. Skill scores are computed over the
391 entire day but also over both morning and afternoon periods,
392 extending from 06 UTC until 12 UTC and 12 UTC until 18
393 UTC respectively (not shown). BL500 (square) shows the best
394 scores with a spatial correlation of 0.65, RMSE of 1.14 and
395 standard deviation of 1.21, slightly before DEAR500. Results
396 are similar for both morning and afternoon periods. Similar skill
397 scores were also calculated for 2-m temperature and 10-m wind
398 speeds (not shown). Results go the same way with a higher spatial
399 correlation, smaller standard deviation and a smaller RMSE for
400 BL500. Scores are even better for the 2-m temperature field.
401 Finally, all simulations performed at 500-m horizontal resolution
402 display better skill scores than those carried out at a 2.5 km grid
403 spacing. Compared to the 2.5 km horizontal resolution simulation
404 of Duffourg *et al.* (2016), BL500 and DEAR500 seem to improve
405 mainly over land, with a better location of the system, although the
406 rainfall maxima are overestimated. Only the track of the system
407 over the sea is better simulated with 2.5 km grid spacing and
408 DELT500.

TABLE 1. Statistical scores in terms of normalised Standard deviation (STD), Root-Mean-Square Error (RMSE) and Correlation calculated for the 24-h accumulated surface precipitation for BL500, DEAR500 and DELT500, respectively. 2.5 km experiment stands for the simulation described in Duffourg *et al.* (2016) and performed at 2.5 km horizontal resolution.

Experiments	STD	RMSE	Correlation
BL500	1.21	1.14	0.65
DEAR500	1.24	1.16	0.65
DELT500	1.26	1.19	0.64
2.5 km	1.31	1.26	0.61

Figure 9 also shows the radar reflectivities simulated at 2000 409
m by DEAR500 and DELT500. The system is too tilted along a 410
northwest/southeast axis over the sea around 11 UTC, in BL500 411
(Figure 6b) and DEAR500 (Figure 9c). Spatial distribution over 412
the sea is better represented in DELT500 (Figure 9d). After 413
reaching the Var coast, the system moves and decays too rapidly, 414
especially in DELT500 (Figure 9f). This is consistent with the skill 415
scores computed over land. In order to explain these differences, it 416
is necessary to understand the convective mechanisms, depending 417
on the mixing length. 418

4.2. Triggering mechanisms 419

As in Figure 7 for BL500, Figure 10 shows for DEAR500 420
and DELT500 simulations the convective mechanisms for the 421
developing and mature stage of the system over the sea. In 422
all simulations, the developing phase is similarly reproduced 423
with low-level convergence in the southwesterly to southeasterly 424
flow of high Θ_e , southeast of the surface low pressure. As the 425
low pressure moves northeastwards and deepens, the southeast 426
to southwest low-level flow strengthens and the convergence 427
increases similarly along a clear line in the three simulations. 428

In BL500 and DEAR500 at 10 UTC, upward motions (> 2 429
 m.s^{-1}), in Figure 7c and Figure 10e-f, are large close to the 430
coast, on the southeastern side of an area of low Θ_v and low Θ_e 431
(Figure 7b and Figure 10c-d), which highlights the formation of 432
a cold air pool under the precipitating systems. The cold pool in 433
BL500 and DEAR500 is well marked from 09 UTC to 12 UTC 434
with a decrease of Θ_v of about 2 K compared to the ambient Θ_v , 435
whereas there is no substantial cooling in DELT500. 436

Figure 7c and Figure 10e-f also show the water vapour 437
horizontal flux integrated over the lowest 3000 m, at 10 UTC. 438

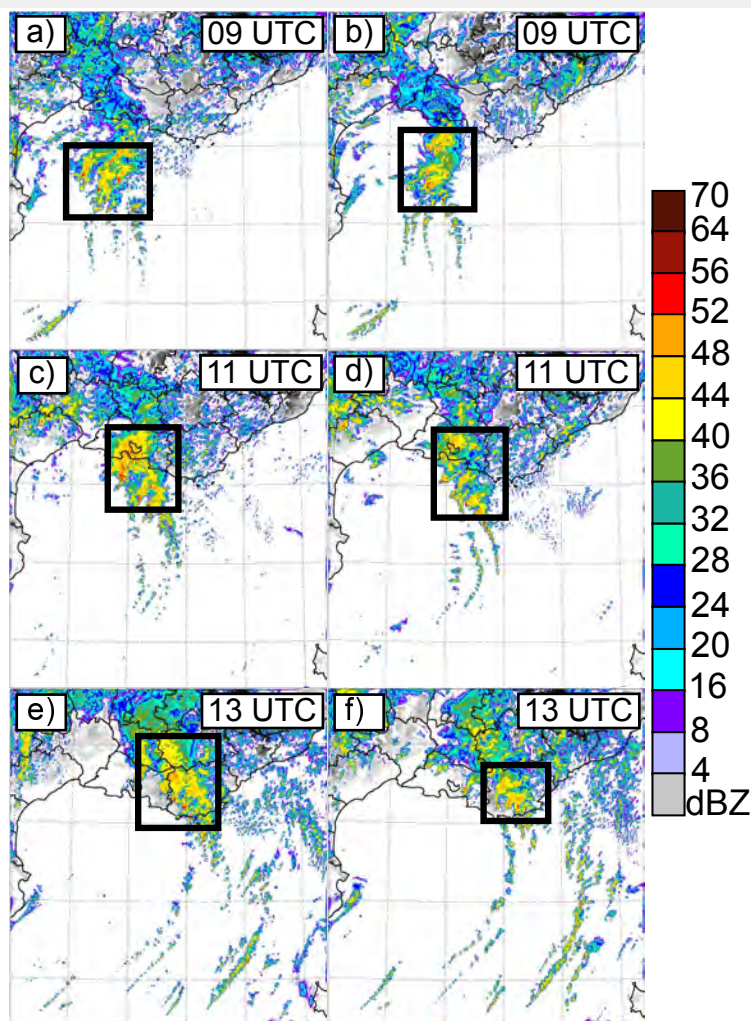


FIGURE 9. Same as Figure 6, but for DEAR500 (left) and DELT500 (right), respectively.

Moisture advection is a major ingredient for the convection formation. The moisture flux is stronger with BL500 and DEAR500, with a maximum $50 \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ larger than in DELT500. In BL500 and DEAR500, the intensity of the moisture flux increases before 09 UTC and decreases around 13 UTC. In DELT500, the upstream flow retains the same spatial extent and intensity during the entire lifetime of the convective system. The major difference between the simulation in terms of triggering mechanisms is the variation of the intensity of the cold pool and of the moisture advection towards the system.

4.3. Microphysical processes and system dynamics

In order to better understand the sensitivity of the triggering mechanisms due to a change in the mixing length formulation,

the following section analyses their impact on microphysical processes and system dynamics. For this purpose, mixing ratios of the different microphysical species, surface precipitation and vertical wind are averaged over the three dimensions over a moving sub-domain centred on the convective system. These domains (called “system box” hereafter) are represented in Figure 6 and Figure 9 and are chosen in a way to encompass the most possible the largest part of the simulated convective system. Budgets for potential temperature, as well as for hydrometeor contents are also calculated and averaged over these system boxes but only over the horizontal dimensions.

Time series of graupel, snow and liquid water mixing ratios, averaged over the system boxes, are displayed in Figure 11. The amount of cold hydrometeors increases from 07 UTC and peaks

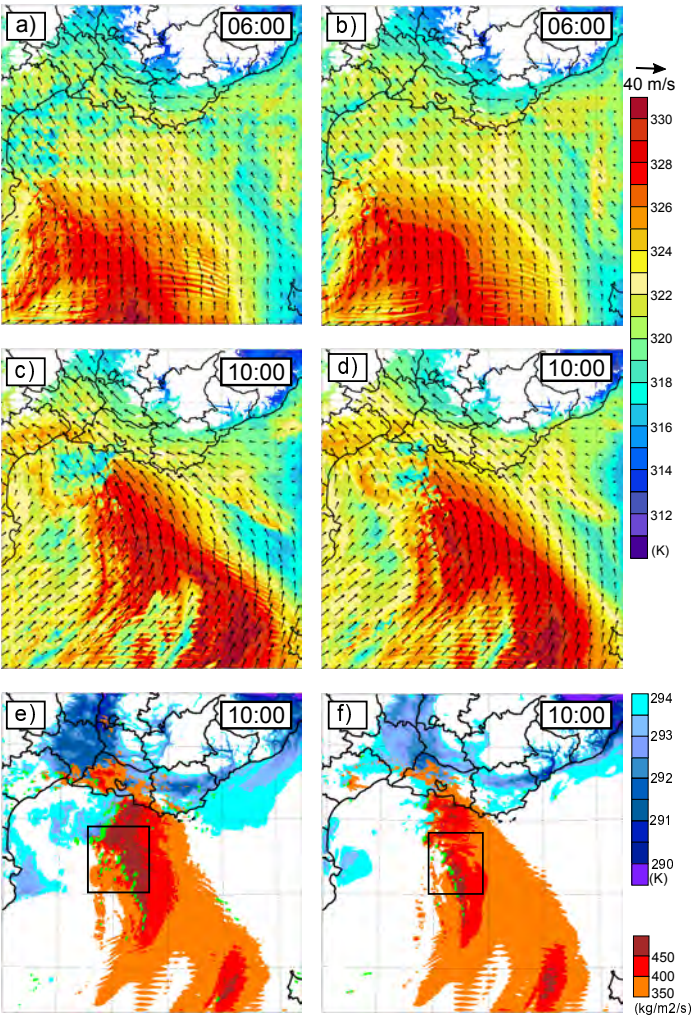


FIGURE 10. Same as Figure 7 but for DEAR500 and DELT500, respectively. The black rectangles delineate the upstream boxes for these experiments.

466 at 12 UTC for BL500 and DEAR500 with 0.16 g.kg^{-1} of snow and
467 0.40 g.kg^{-1} of graupel, respectively. For DELT500, the amount of
468 cold hydrometeors increases from 07 UTC and peaks at 09 UTC,
469 with 0.13 g.kg^{-1} of snow and 0.32 g.kg^{-1} of graupel, afterwards,
470 it is quite stable. The amount of cold hydrometeors is larger
471 in BL500 and DEAR500 between 09 UTC and 13 UTC. The
472 difference is quite large for the graupel. The same results are
473 observed for liquid water with a larger amount of liquid water
474 simulated by BL500 and DEAR500 (Figure 11c). At 12 UTC,
475 BL500 and DEAR500 reach a maximum amount for liquid water
476 contents of 0.30 g.kg^{-1} while DELT500 shows only 0.20 g.kg^{-1}
477 at the same time. The maximum liquid water mixing ratio for
478 DELT500 is reached at 09UTC with 0.23 g.kg^{-1} and between 09
479 UTC and 13 UTC the amount of water is stable in DELT500.

Figure 12 shows the budget calculated for potential temperature 480
at 12 UTC, around the time where hydrometeor contents are the 481
greatest. It is worth mentioning that in this budget only cooling 482
resulting from liquid evaporation and graupel melting is taken 483
into account. Graupel melting and evaporation are the two most 484
intense cooling processes for the Θ budget and they both act in 485
the lower layers of the atmosphere ($< 3000 \text{ m}$). They are more 486
intense with BL500 and DEAR500. DEAR500 and BL500 show 487
a larger evaporation of $+0.4 \text{ K.h}^{-1}$ and $+0.8 \text{ K.h}^{-1}$, respectively. 488
DEAR500 and BL500 show larger graupel melting of about $+1.5$ 489
 K.h^{-1} and $+3 \text{ K.h}^{-1}$, respectively. This could explain the more 490
intense cold pool in BL500 and DEAR500 simulation. In spite of 491
the great evaporation and graupel melting, hydrometeor species 492
are produced in bigger quantities, which explains the contents in 493

494 hydrometeors. This is confirmed with budgets calculated for each
495 species (not shown).

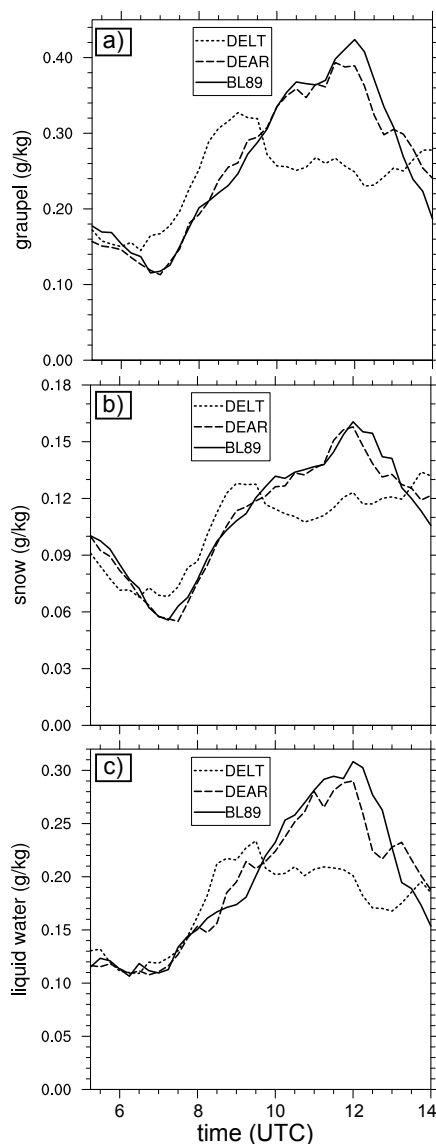


FIGURE 11. Time series of graupel mixing ratio (a) snow mixing ratio (b) and liquid water mixing ratio (c), averaged over the system box (seen in Figure 6 and Figure 9), for BL500 (solid line), DEAR500 (dashed line) and DELT500 (dotted line).

496 The feedback between microphysical processes and the
497 intensity of the cold pool is key to explaining the modification
498 of dynamics in the system. Figure 13 shows time series of
499 surface precipitation and the 90th percentile of the vertical wind
500 speed averaged over the system box. Both appear to be larger
501 between nearly 10 UTC and 14 UTC, with BL500 (solid line)
502 and DEAR500 (dashed line). These experiments suggest a vertical
503 wind intensity greater than 0.8m/s compared to DELT500. Such

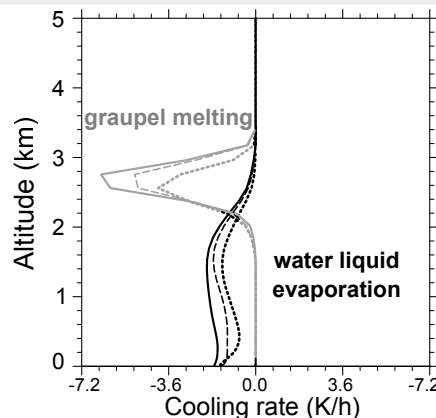


FIGURE 12. Potential temperature budget, calculated over the system box (seen in Figure 6 and Figure 9), for BL500 (solid line), DEAR500 (dashed line) and DELT500 (dotted line) at 12 UTC, on 26 October 2012. Only two cooling processes due to graupel melting and water liquid evaporation are shown.

504 strong updraught and large surface precipitation, together with
505 the larger moisture advection and larger hydrometeor content
506 within the system, shows that BL500 and DEAR500 simulate
507 more intense convective cells and a stronger convective system.
508 This more intense convective dynamic leads to the formation of
509 marked cold pools and larger precipitation amounts in BL500 and
510 DEAR500. A maximum of more than 25 mm of precipitation is
511 observed between 11 and 13 UTC with BL500 and DEAR500,
512 whilst only 20 mm is observed with DELT500.

4.4. Characteristics of the ambient flow

513
514 In this section the sensitivity highlighted in microphysical
515 processes and dynamics of the convective system is related
516 to the modification of the low-level circulation over the sea
517 and the moisture advection upstream of the convective system.
518 Vertical profiles of wind speed and water vapour mixing ratio
519 are averaged over a sub-domain (called upstream box hereafter)
520 centred just upstream of the MCS (see upstream box in Figure 7c
521 and Figure 10e-f). The upstream boxes are determined based
522 on backward trajectories for lagrangian parcels selected at 9 km
523 altitude in the convective system in order to identify the low-level
524 air masses feeding the last one a few hours ago

525 Figure 14 shows vertical profiles of horizontal wind speed
526 and water vapour mixing ratio averaged over the upstream box.
527 Similarly they show for BL500 and DEAR500 a more intense
528 wind of about 5 m.s⁻¹ larger than for DELT500, and a more humid
529 environment of about 1 g.kg⁻¹ larger than for DELT500. For the

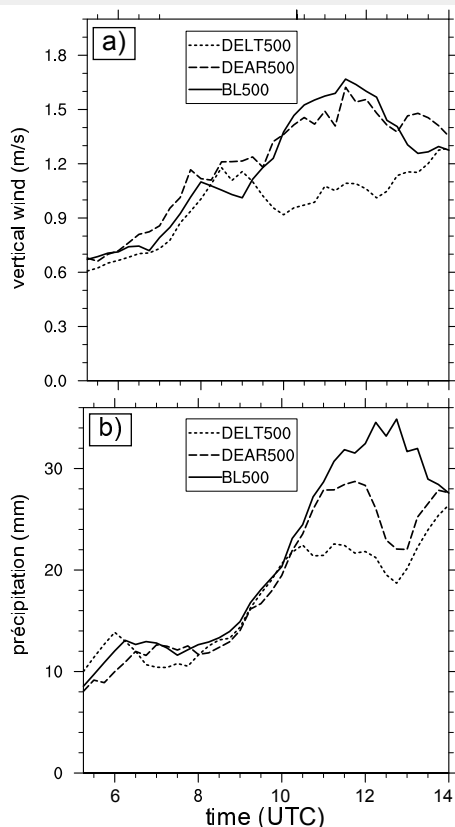


FIGURE 13. Time series of the 90th percentile of vertical velocities (a) and surface precipitation (b), averaged over the system box (seen in Figure 6 and Figure 9), for BL500 (solid line), DEAR500 (dashed line) and DELT500 (dotted line).

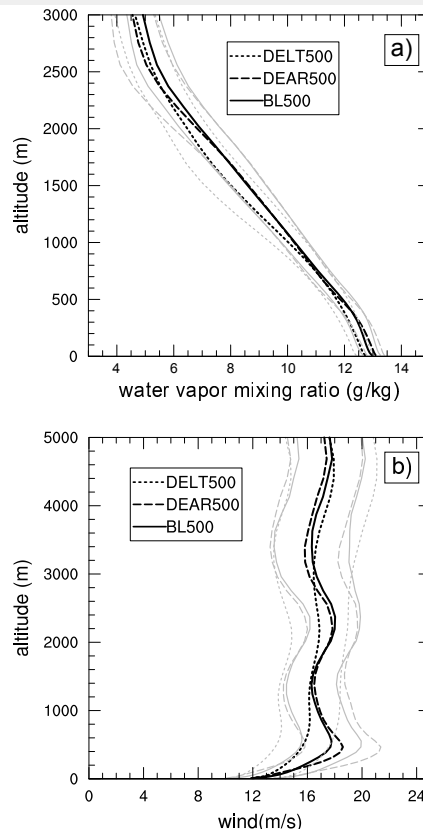


FIGURE 14. Vertical profiles of water vapor mixing ratio (a) and horizontal wind speed (b) averaged over the upstream box (seen in Figure 7c and Figure 10e-f), simulated by BL500 (solid line), DEAR500 (dashed line), DELT500 (dotted line), at 10 UTC, on 26 Oct. 2012. Grey lines stand for standard deviation.

water vapour mixing ratio, these differences are observed near the surface, within the boundary layer (< 500 m), and between 1000 m and 2000, from 09 UTC to 11 UTC. For the wind speed, they are mainly observed in the lower layers (< 1000 m) and between 2000 m and 2500 m, from 09 UTC to 14 UTC. These differences are significant as they are of the same order as the standard deviation. This shows that the larger moisture advection in BL500 and DEAR500, stated in section 4.2, is due to both stronger winds and a larger moisture content in the low levels.

The observation strategy during the HyMeX campaign made the documentation of the IOP16a case possible. Several observations were used to document the evolution of the convective system and the ambient flow, both over sea and over land, such as drifting balloons over the sea, radars, water vapour lidars, coastal wind profilers and radiosoundings. In this section, simulations are compared to two types of observations. The wind profiler at Levant island provides an interesting description of

the ambient low-level flow. Figure 15 shows the horizontal wind speed and direction from the Levant profiler, between 00 UTC and 18 UTC. Additional radiosoundings were also launched every 3 hours from Marseille. They provided a broad picture of the characteristics of the neighbouring environment of the MCS. It was near Marseille around 12 UTC. Figure 16 shows the water vapour mixing ratio at the location in Marseilles. It was between 03 UTC and 18 UTC. In Figure 15a, observations show a gradual increase in the south-easterly low-level marine flow from 06 UTC to 12 UTC, with a maximum between 12 UTC to 14 UTC below 1000 m. This is typical of a low-level jet. After 15 UTC, as the system evolves eastward on land, the low-level wind weakens and shifts to a westerly direction. The simulations reproduce the observations quite well in particular the strengthening of the low-level wind in the morning, and above 3000 m from 05 UTC up until 15 UTC. The shift and the weakening after 15 UTC in the low layers and up to 4000 m are also well reproduced. The orientation

of the wind matched observations. Between 03 UTC and 15 UTC, the speed of the low-level wind is slightly overestimated by BL500 and DEAR500. The low-level jet is a bit too high for BL500 (around 1000 m) and slightly too low for DEAR500. The wind at Levant with DELT500 does not show a well established low-level jet as the wind is stronger and remains so along the entire column up to 5000 m. Wind speed is underestimated in the morning above 3000 m for DELT500 and underestimated mostly above 4500 m for BL500 and DEAR500. After 15 UTC, all the simulations overestimate the wind speed above 3500 m. In Figure 16a, a moistening and deepening boundary layer, associated with southeasterly low-level winds, is observed from 06 UTC to 12 UTC with a maximum humidity at noon when the MCS is near Marseille. After the passage of the MCS, the humidity in the low layers remains large and the low-level flow veers south. Once again, the simulations reproduce the evolution of the water vapour mixing ratio at Marseille quite well from the surface up to about 4000 m. All simulations are slightly too dry above (4000 m - 5000 m ASL). DELT500 is too wet in the low-levels during the entire morning and too dry in the late afternoon, but it matches the observations when the MCS is near Marseille. Similarly the three simulations are temporarily too dry in the boundary layer around 15 UTC. At 12 UTC, the three simulations overestimate the humidity above 3000 m but it might be a simple time lag as they are once more closer to the observation one hour later. As can be seen at Levant, the wind orientation matches observations and highlights the veer towards the west.

Sensitivity of the environment to the mixing length is observed. The experiments show a change in wind speed and moisture advection, factors which could impact dynamics of the system. The three simulations match overall the observations, but BL500 and DEAR500 appear to be more realistic.

5. Discussion on the turbulence characteristics

The previous section has shown that a change in the mixing length formulation impacts the intensity of the simulated convective system through its moisture advection and microphysical processes. In order to understand this result, the impact on turbulence characteristics is assessed and discussed in the following.

Figure 17 presents the vertical profiles of the three mixing lengths, averaged by the model level over the upstream box (Figure 7c and Figure 10e-f) and the system box (Figure 6 and Figure 9), at 10 UTC. DELT mixing length increases with altitude because the vertical resolution of the model grid decreases with height. It does not vary over time. BL and DEAR mixing lengths show several local maxima. A maxima is observed near the ground (< 500 m) and influenced by the surface with the action of wind shear and heat fluxes. This cannot be represented by DELT. Two other peaks are observed, close to 2500 m and 9000 m. The peak in the mixing length near 2500m height can be related to an increase of TKE due to buoyancy effect and latent heat release in diabatic processes. TKE also increases in this region due to wind shear effect, likely associated with entrainment at the top of the boundary layer. Moreover the peak in the mixing length near 9000 m height appear result from a dynamical production of TKE. Indeed, the strong wind shear underneath of an upper-level jet (not shown) located just south-east of the convective system might be responsible for the upper-level peak of TKE. In the ambient flow, the upper peak is larger in BL500 than in DEAR500 since the mixing length is limited by stable layers, and the calculation for DEAR takes into account these stable layers. The upper peak then decreases, especially for BL which reaches the level of DEAR. In the cloud system, the magnitude of the local maxima for BL and DEAR are more alike.

Figure 18 also shows vertical profiles computed for BL500, DEAR500 and DELT500 as in Figure 17, but for the subgrid contribution of turbulent kinetic energy (TKE), at 10 UTC. For the three simulations, two local maxima of TKE are observed along the profiles, the first one is near the surface and the second one is in the upper layer, near the top of the convective cloud at about 9000 m. These maxima correspond to the maxima in the mixing length profiles. As expected, the maximum for 3D turbulence was

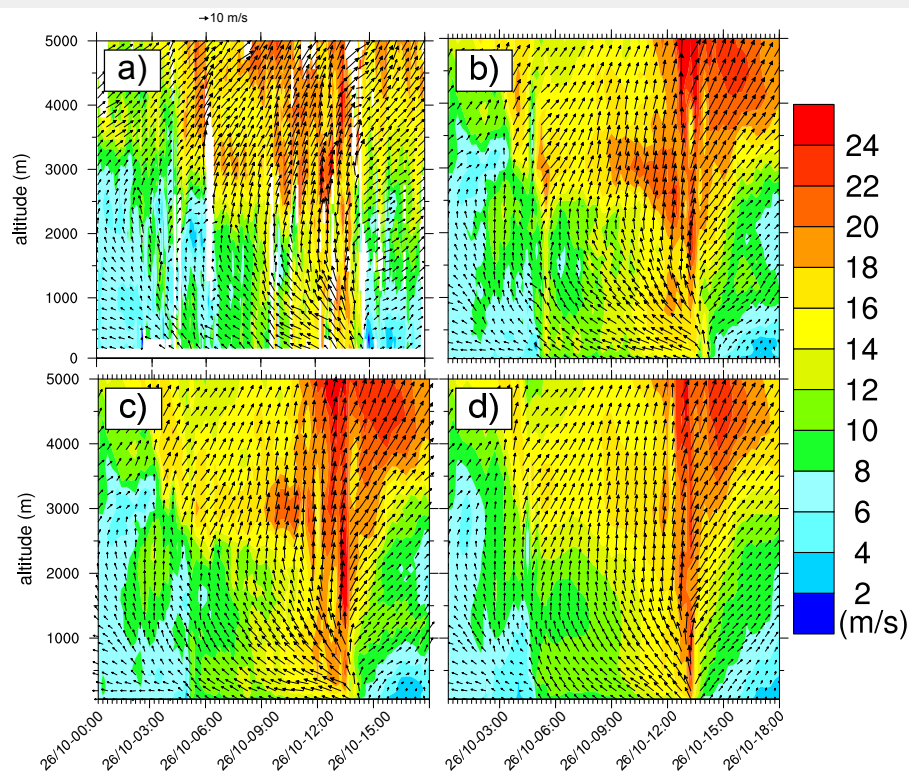


FIGURE 15. Time series of horizontal wind from profiler observations at Levant island (a), BL500 (b), DEAR500 (c) and DELT500 (d).

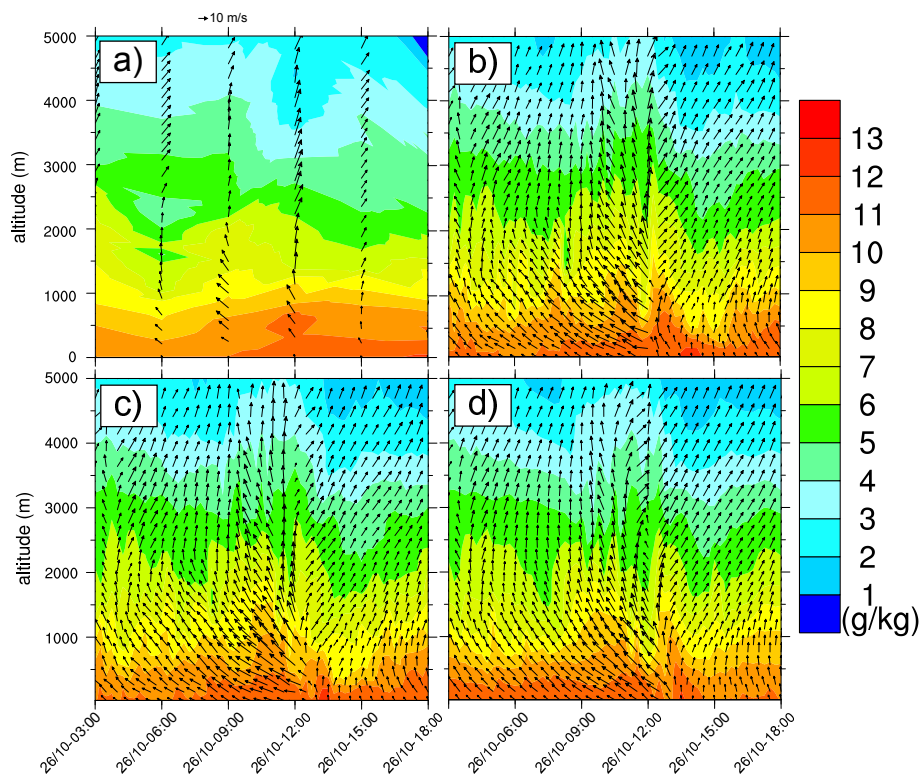


FIGURE 16. Time series of water vapor mixing ratio and horizontal wind from radiosounding observation at Marseille (a), BL500 (b), DEAR500 (c) and DELT500 (d).

located at an altitude where the maximum of the mixing length
was found : 9000 m in our case. TKE is larger in DELT500 than
in BL500 and DEAR500, throughout the profile and during all
simulations except for the local maxima at 9000 m in the morning,
and near the surface in the afternoon. This is consistent with the
larger value of mixing length for DELT. The magnitude of the
maxima near the surface is similar in the three simulations at
10 UTC but it increases markedly (multiplied by a factor 6) for
the system box in the afternoon (not shown) when the system is
over land. The local maxima at 9000 m is larger for BL500 and
DELT500. In all simulations it decreases with time (not shown),
especially when it concerns BL500 for which the magnitude of
the maxima becomes similar to DEAR500. In the system box,
a peak at 2500 m appears, representing the top of the boundary
layer as shown by the potential temperature gradient. This peak
is at a much lower altitude in the upstream flow. With DELT500,
another peak at 12000 m appears in the morning. This peak does
not have a physical significance. It is related to the formulation of
the mixing length and depends on the volume of the mesh. This
volume stretches hugely at altitude.

Machado and Chaboureau (2015) also shows vertical profiles
of subgrid TKE averaged inside clouds with 3D turbulence. The
mean subgrid TKE reached values of up to 0.3 and 1.0 $\text{m}^2.\text{s}^{-2}$.
Similar values were also found by **Verrelle et al. (2015)** for an
idealized supercell. These results match our values of TKE.
However, **Verrelle et al. (2015)** also mentioned that the Meso-
NH model simulates vertical velocities that are too strong in the
convective systems and a TKE that is too weak at kilometeric
resolution.

With a larger subgrid TKE and mixing length, mixing appears
to be greater in DELT500. It might not allow time for the cold pool
to stay or the hydrometeors to accumulate. Subgrid TKE is weaker
for BL500 and DEAR500. It is assumed that there is therefore
more wind with which to compensate as shown in the previous
section.

6. Concluding remarks and future works

This study examines the atmospheric processes involved in
the initiation and maintenance of a MCS based on numerical

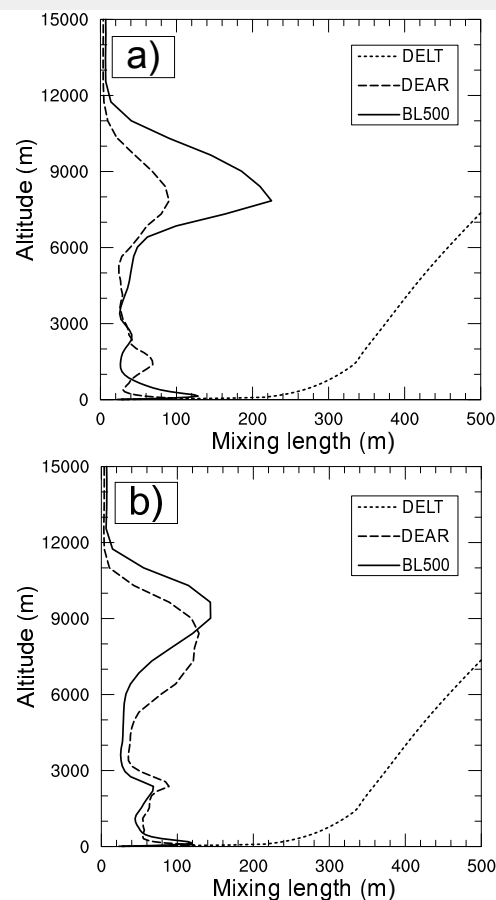


FIGURE 17. Vertical profiles of mixing length (m), averaged over the upstream box (a) and the system box (b), simulated by BL500 (solid line), DEAR500 (dashed line), DELT500 (dotted line), at 10 UTC on 26 October 2012.

simulations on a 500 m grid spacing and using different mixing
lengths for turbulence parameterization. Different experiments
were carried out on 26 October 2012 in order to capture the
fine scale features of the IOP16a study case. During this case,
deep convection developed over the sea and reached the Var
region (southeastern France), while organising into a line with a
continual generation of convective cells at the southern tip and a
stratiform part located north. In the HyMeX SOP1 framework,
an important dataset of ground-based, airborne and seaborne
observations is available and these observations are all put
together to better describe the offshore convective system and its
environment observed during HyMeX IOP16a.

A mesoscale convective system observed during IOP16a was
simulated with the Meso-NH model at a 500 m horizontal
resolution with three different mixing length formulations in
the 3D turbulence scheme. Precipitation fields and system

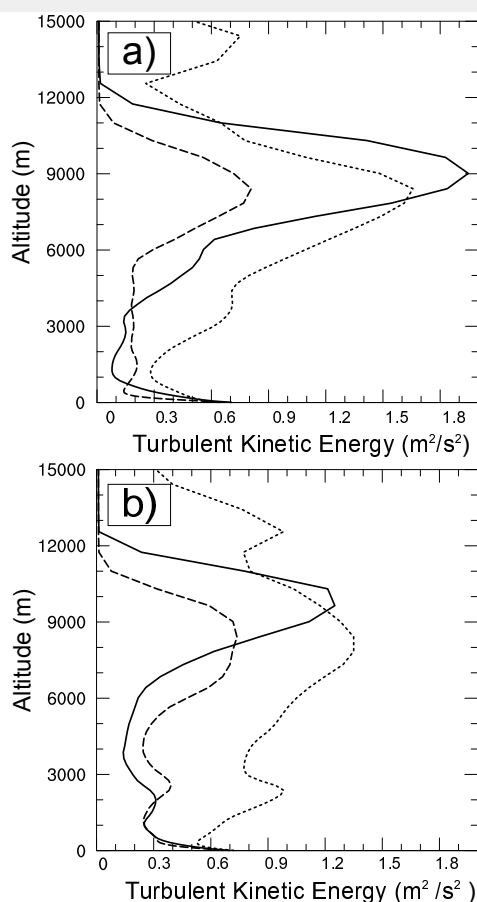


FIGURE 18. Same as Figure 17, but for the subgrid turbulent kinetic energy (m^2/s^2).

689 evolution are fairly well reproduced in correct areas but with an
690 overestimation of the accumulation. All simulations succeed in
691 representing the main formation and maintenance mechanisms of
692 the convective system. The major initiation mechanism was the
693 low-level convergence in a south-easterly to south-westerly flow
694 carrying a moist and conditionally unstable air mass. The system
695 reinforcement is controlled by a lifting on the edge of a cold
696 pool with the apparition of new cells in the north-west part of the
697 system. A high sensitivity of the involved convective processes
698 and of the meteorological environment is observed, and depends
699 on the mixing length used.

700 When the mixing length is smaller and subgrid turbulent kinetic
701 energy (TKE) is weaker, as in BL500 or DEAR500, wind is
702 consequently stronger to compensate, especially in the low layers,
703 in addition to an increasing water vapour content. This results in
704 a more intense moisture flux and a stronger convective system
705 with more intense convective processes (stronger updraught,

larger hydrometeor content and more intense cold pool) leading
to larger surface precipitation. Conversely, DELT500, by its
formulation, allows a larger TKE and therefore larger mixing
in the atmosphere. In this case, the moisture advection and the
surface precipitation are reduced due to a less intense convective
system. Increasing the resolution, from 2.5 km to 500 m, improves
the simulation results for the presented case. Compared to
observations (raingauges, radiosoundings or coastal wind profilers
for instance), BL500 and DEAR500 appear to be the most realistic
over land. However, according to radar observations, spatial
distribution of precipitation seems to be a little better reproduced
over the sea for DELT500.

It must be emphasized that the sensitivity of the physical
processes highlighted in the present study needs to be examined
and extended to other cases of heavy precipitation events. Indeed,
it has also been shown, using permitting ensemble systems, that
the case of offshore convection over the Mediterranean sea is
particularly sensitive to uncertainty sources (initial and lateral
boundary conditions and atmospheric model errors) introduced
in the ensemble experiments (Nuissier *et al.* 2016). The results
obtained in the present study could differ for other cases of heavy
precipitation events, presenting higher levels of predictability.

Studying the impact of the mixing length formulation is only
one aspect of the turbulence parameterization. Much work is
underway on turbulence, both in stable and convective situations.
Other mixing lengths are currently developed and work is in
progress to better represent the energy transfer. For example,
Moeng (2014) describe a subgrid-scale scheme that expresses
vertical subgrid-scale fluxes in terms of horizontal gradients,
which differs from conventional downgradient eddy diffusivity
models.

Strong sensitivity observed on the hydrometeor contents and
microphysical processes suggest that microphysics parameteriza-
tion could also significantly impact the triggering mechanisms for
this specific case of IOP16a. This aspect will also be investigated
through a two-moment microphysics scheme in the Meso-NH
model.

Finally, despite a fair improvement in the simulations at a 500
m grid spacing, progress concerning the turbulence representation

in cloudy areas and in the atmospheric boundary layer is still required. In the meantime, a grid spacing of about 100 m appears to be necessary for the resolution of most of the kinetic energy contained in the largest eddies. Therefore, almost real large eddy simulations with the Meso-NH model with a horizontal resolution nearing 100 m will be carried out and examined. The results will be reported in forthcoming publications.

Acknowledgement

This work is a contribution to the HyMeX program supported by MISTRALS, ANR IODA-MED Grant ANR-11-BS56-0005 and ANR MUSIC Grant ANR-14-CE01-0014. The authors are grateful to the scientists involved in the HyMeX SOP1 field campaign, with a special mention to the CNRM-GAME staff that launched and post-processed the radiosoundings, the Laboratoire d'Aérodynamique staff that deployed the wind profiler network, Isabelle Taupier-Letage and scientists onboard Le Provence ship and the CNES balloon staff. We gratefully acknowledge the comments made by the anonymous reviewers that helped to significantly improve the quality of the paper.

Références

Barthlott C, Adler B, Kalthoff N, Handwerker J, Kohler M, Wieser A. 2014. The role of corsica in initiating nocturnal offshore convection. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.

Belamari S. 2005. Report on uncertainty estimates of an optimal bulk formulation for surface turbulent fluxes. *Marine Environment and Security for the European Area-Integrated Project (MERSEA IP), Deliverable D 4*.

Bluestein HB, Jain MH. 1985. Formation of mesoscale lines of precipitation : Severe squall lines in oklahoma during the spring. *Journal of the Atmospheric Sciences* **42**(16) : 1711–1732.

Bougeault P, Lacarrere P. 1989. Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Monthly Weather Review* **117**(8) : 1872–1890.

Bresson E, Ducrocq V, Nuissier O, Ricard D, de Saint-Aubin C. 2012. Idealized numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the northwestern mediterranean complex terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **138**(668) : 1751–1763.

Buzzi A, Davolio S, Malguzzi P, Drofa O, Mastrangelo D. 2014. Heavy rainfall episodes over liguria in autumn 2011 : numerical forecasting experiments. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **14**(5) : 1325–1340.

Buzzi A, Tartaglione N, Malguzzi P. 1998. Numerical simulations of the 1994 piedmont flood : Role of orography and moist processes. *Monthly Weather Review* **126**(9) : 2369–2383.

Caine S, Lane TP, May PT, Jakob C, Siems ST, Manton MJ, Pinto J. 2013. Statistical assessment of tropical convection-permitting model simulations using a cell-tracking algorithm. *Monthly Weather Review* **141**(2) : 557–581.

Chappell CF. 1986. Quasi-stationary convective events. In : *Mesoscale meteorology and forecasting*, Springer, pp. 289–310.

Chen SH, Lin YL. 2005. Orographic effects on a conditionally unstable flow over an idealized three-dimensional mesoscale mountain. *Meteorology and Atmospheric Physics* **88**(1-2) : 1–21.

Colella P, Woodward PR. 1984. The piecewise parabolic method (ppm) for gas-dynamical simulations. *Journal of computational physics* **54**(1) : 174–201.

Cuxart J, Bougeault P, Redelsperger JL. 2000. A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **126**(562) : 1–30.

Davolio S, Buzzi A, Malguzzi P. 2009. Orographic triggering of long lived convection in three dimensions. *Meteorology and atmospheric physics* **103**(1-4) : 35–44.

Dearborn JW. 1972. Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers. *Journal of the Atmospheric Sciences* **29**(1) : 91–115.

Delrieu G, Nicol J, Yates E, Kirstetter PE, Creutin JD, Anquetin S, Oblé C, Saulnier GM, Ducrocq V, Gaume E, et al. 2005. The catastrophic flash-flood event of 8-9 september 2002 in the gard region, france : A first case study for the cevennes-vivarais mediterranean hydrometeorological observatory. *Journal of Hydrometeorology* **6**(1) : 34–52.

Dirmeyer PA, Cash BA, Kinter III JL, Jung T, Marx L, Satoh M, Stan C, Tomita H, Towers P, Wedi N, et al. 2012. Simulating the diurnal cycle of rainfall in global climate models : Resolution versus parameterization. *Climate dynamics* **39**(1-2) : 399–418.

Doswell III CA, Ramis C, Romero R, Alonso S. 1998. A diagnostic study of three heavy precipitation episodes in the western mediterranean region. *Weather and Forecasting* **13**(1) : 102–124.

Drobinski P, Ducrocq V, Alpert P, Anagnostou E, Béranger K, Borga M, Braud I, Chanzy A, Davolio S, Delrieu G, et al. 2014. Hymex : a 10-year multidisciplinary program on the mediterranean water cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society* **95**(7) : 1063–1082.

Ducrocq V, Braud I, Davolio S, Ferretti R, Flamant C, Jansa A, Kalthoff N, Richard E, Taupier-Letage I, Ayral PA, et al. 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, Thouvenin T. 2008. A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern france. ii : Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quarterly journal of the royal meteorological society* **134**(630) : 131–145.

Duffourg F, Ducrocq V. 2011. Origin of the moisture feeding the heavy precipitating systems over southeastern france. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci* **11**(4) : 1163–1178.

- 834 Duffourg F, Nuissier O, Ducrocq V, Flamant C, Chazette P, Delano J, Masson V, Le Moigne P, Martin E, Faroux S, Alias A, Alkama R, Belamari S, 880
835 Doerenbecher A, Fourrié N, Di Girolamo P, Lac C, *et al.* 2016. Offshore Barbu A, Boone A, Bouysse F, *et al.* 2013. The surfexv7. 2 land and ocean 881
836 deep convection initiation and maintenance during iop16a offshore deep surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables 882
837 convection initiation and maintenance during hymex iop 16a heavy and fluxes, *geosci. model dev.*, 6, 929–960, doi : 10.5194. 883
838 precipitation event. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* Miglietta MM, Rotunno R. 2014. Numerical simulations of sheared 884
839 . conditionally unstable flows over a mountain ridge. *Journal of the* 885
840 Fiori E, Parodi A, Siccardi F. 2010. Turbulence closure parameterization *Atmospheric Sciences* . 886
841 and grid spacing effects in simulated supercell storms. *Journal of the* 887
842 *Atmospheric Sciences* **67**(12) : 3870–3890. transfer for inhomogeneous atmospheres : Rrtm, a validated correlated-k 888
843 Fourrié N, Bresson É, Nuret M, Jany C, Brousseau P, Doerenbecher A, Kreitz model for the longwave. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 889
844 M, Nuissier O, Sevaut E, Bénichou H, *et al.* 2015. Arome-wmed, a real- **102**(D14) : 16 663–16 682. 890
845 time mesoscale model designed for the hymex special observation periods. Moeng CH. 2014. A closure for updraft–downdraft representation of subgrid- 891
846 *Geosci. Model Dev* **8**(2) : 1801–1856. scale fluxes in cloud-resolving models. *Monthly Weather Review* **142**(2) : 892
847 Fresnay S, Hally A, Garnaud C, Richard E, Lambert D. 2012. Heavy 703–715. 893
848 precipitation events in the mediterranean : sensitivity to cloud physics Morrison H, Grabowski WW. 2007. Comparison of bulk and bin warm- 894
849 parameterisation uncertainties. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci* **12** : 2671– rain microphysics models using a kinematic framework. *Journal of the* 895
850 2688. *atmospheric sciences* **64**(8) : 2839–2861. 896
851 Hanley KE, Plant RS, Stein TH, Hogan RJ, Nicol JC, Lean HW, Halliwell C, Noilhan J, Mahfouf JF. 1996. The isba land surface parameterisation scheme. 897
852 Clark PA. 2015. Mixing-length controls on high-resolution simulations of *Global and planetary Change* **13**(1) : 145–159. 898
853 convective storms. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* Nuissier O, Joly B, Joly A, Ducrocq V, Arbogast P. 2011. A statistical 899
854 **141**(686) : 272–284. downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with 900
855 Honnert R, Masson V, Couvreux F. 2011. A diagnostic for evaluating the heavy precipitation events over southern france. *Quarterly Journal of the* 901
856 representation of turbulence in atmospheric models at the kilometric scale. *Royal Meteorological Society* **137**(660) : 1812–1827. 902
857 *Journal of the Atmospheric Sciences* **68**(12) : 3112–3131. Nuissier O, Marsigli C, Vincendon B, Hally A, Bouttier F, Montani A, 903
858 Jansa A, Genoves A, Picornell M, Campins J, Riosalido R, Carretero O. Paccagnella T. 2016. Evaluation of two convection-permitting ensemble 904
859 2001. Western mediterranean cyclones and heavy rain. part 2 : Statistical systems in the hymex special observation period (sop1) framework. 905
860 approach. *Meteorological Applications* **8**(1) : 43–56. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **142**(S1) : 404–418. 906
861 Lafore JPa, Stein J, Asencio N, Bougeault P, Ducrocq V, Duron J, Fischer Piny J, Jabouille P. 1998. A mixed-phase cloud parameterization for use 907
862 C, Hérel P, Mascart P, Masson V, *et al.* 1998. The meso-nh atmospheric in mesoscale non hydrostatic model : simulations of a squall line and of 908
863 simulation system. part i : Adiabatic formulation and control simulations. orographic precipitations. In : *Conf. on Cloud Physics*. Amer. Meteor. Soc 909
864 In : *Annales Geophysicae*, vol. 16. Springer, pp. 90–109. Everett, WA, pp. 217–220. 910
865 Lebeaupin C, Ducrocq V, Giordani H. 2006. Sensitivity of torrential rain events Redelsperger JL, Sommeria G. 1986. Three-dimensional simulation of a 911
866 to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts. convective storm : Sensitivity studies on subgrid parameterization and 912
867 *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **111**(D12). spatial resolution. *Journal of the atmospheric sciences* **43**(22) : 2619–2635. 913
868 Llasat M, Llasat-Botija M, Petrucci O, Pasqua A, Rosselló J, Vinet F, Boissier Ricard D, Ducrocq V, Auger L. 2012. A climatology of the mesoscale en- 914
869 L. 2013. Towards a database on societal impact of mediterranean floods vironment associated with heavily precipitating events over a northwestern 915
870 within the framework of the hymex project. *Natural Hazards and Earth mediterranean area. Journal of applied meteorology and climatology* **51**(3) : 916
871 *System Science* **13**(5) : 1337–1350. 468–488. 917
872 Machado LA, Chaboureaud JP. 2015. Effect of turbulence parameterization on Romero R, Doswell III C, Ramis C. 2000. Mesoscale numerical study of two 918
873 assessment of cloud organization. *Monthly Weather Review* **143**(8) : 3246– cases of long-lived quasi-stationary convective systems over eastern spain. 919
874 3262. *Monthly Weather Review* **128**(11) : 3731–3751. 920
875 Mariotti A, Struglia MV, Zeng N, Lau K. 2002. The hydrological cycle in Romero R, Guijarro J, Ramis C, Alonso S. 1998. A 30-year (1964–1993) daily 921
876 the mediterranean region and implications for the water budget of the rainfall data base for the spanish mediterranean regions : first exploratory 922
877 mediterranean sea. *Journal of climate* **15**(13) : 1674–1690. study. *International Journal of Climatology* **18**(5) : 541–560. 923
878 Masson V. 2000. A physically-based scheme for the urban energy budget in Scheffknecht P, Richard E, Lambert D. 2016. A highly localized high- 924
879 atmospheric models. *Boundary-layer meteorology* **94**(3) : 357–397. precipitation event over corsica. *Quarterly Journal of the Royal* 925
Meteorological Society . 926

- 927 Sénési S, Bougeault P, Ch  ze JL, Cosentino P, Thepenier RM. 1996. The
928 vaion-la-romaine flash flood : Mesoscale analysis and predictability issues.
929 *Weather and Forecasting* **11**(4) : 417–442.
- 930 Stein J. 2004. Exploration of some convective regimes over the alpine
931 orography. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*
932 **130**(597) : 481–502.
- 933 Trapero L, Bech J, Lorente J. 2013. Numerical modelling of heavy
934 precipitation events over eastern pyrenees : Analysis of orographic effects.
935 *Atmospheric Research* **123** : 368–383.
- 936 Verrelle A, Ricard D, Lac C. 2015. Sensitivity of high-resolution idealized
937 simulations of thunderstorms to horizontal resolution and turbulence
938 parametrization. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*
939 **141**(687) : 433–448.
- 940 Walser A, L  thi D, Schär C. 2004. Predictability of precipitation in a cloud-
941 resolving model. *Monthly Weather Review* **132**(2) : 560–577.
- 942 Weisman ML, Davis C, Wang W, Manning KW, Klemp JB. 2008. Experiences
943 with 0-36-h explicit convective forecasts with the wrf-arw model. *Weather
944 and forecasting* **23**(3) : 407–437.
- 945 Wyngaard J, Cot   O. 1971. The budgets of turbulent kinetic energy and
946 temperature variance in the atmospheric surface layer. *Journal of the
947 Atmospheric Sciences* **28**(2) : 190–201.
- 948 Xie SP, Xu H, Kessler WS, Nonaka M. 2005. Air-sea interaction over the
949 eastern pacific warm pool : Gap winds, thermocline dome, and atmospheric
950 convection*. *Journal of Climate* **18**(1) : 5–20.
- 951 Zhang M, Zhang DL. 2012. Subkilometer simulation of a torrential-rain-
952 producing mesoscale convective system in east china. part i : Model
953 verification and convective organization. *Monthly Weather Review* **140**(1) :
954 184–201.

4.3 Conclusion

A l'aide du modèle Meso-NH, nous avons réalisé un ensemble de simulations avec une résolution horizontale de 500 m visant à reproduire au mieux la situation convective observée lors de la POI16a. Ces dernières améliorent sensiblement la représentation de l'épisode précipitant par rapport à une résolution horizontale de 2.5 km (BL2.5). L'amélioration est à nuancer selon les caractéristiques de la longueur de mélange utilisée. L'environnement des systèmes convectifs peut être profondément modifié par la représentation de la turbulence (advection d'humidité en basses couches), ce qui impacte directement la dynamique et les processus microphysiques au sein du système.

Cette sensibilité observée à la longueur de mélange nous montre que les paramétrisations de la turbulence actuellement à notre disposition ne sont pas pleinement adaptées à un travail sur la convection dans la zone grise. D'autre part il a été montré à une résolution de 2.5 km que cet événement précipitant est également sensible à la représentation des échanges air-mer (SST et vagues) qui impactent la dynamique de basses couches, la localisation et l'intensité des précipitations ([Thévenot et al., 2016](#); [Rainaud et al., 2015](#)). L'évaluation des paramétrisations prend toute son importance, en particulier pour cette situation.

Afin de s'extraire de la zone grise de la turbulence et ainsi réduire les sources d'incertitudes, les résultats nous ont alors conduit dans le chapitre suivant à réaliser une simulation avec une résolution capable de résoudre en grande partie les tourbillons les plus énergétiques de l'atmosphère : une Large Eddy Simulation (LES).

Chapitre 5

Simulation LES de la POI16a sur un grand domaine

Sommaire

5.1	Protocole de simulation	95
5.2	Apport de la haute résolution sur la simulation de la POI16a	97
5.2.1	Le système précipitant	97
5.2.2	L'environnement et les mécanismes de convection	102
5.3	Représentation du système nuageux à 150 m de résolution horizontale	107
5.4	Conclusion	110

Les travaux à 500 m de résolution horizontale présentés dans la section précédente ont montré une sensibilité marquée de la dynamique des systèmes convectifs à la paramétrisation de la turbulence. Afin de nous extraire de la zone grise de la turbulence et ainsi réduire les incertitudes qui persistent dans cette gamme de résolution (intensité de la plage froide, localisation des précipitations...), nous avons choisi de travailler à l'échelle LES à 150 m de résolution horizontale.

Nous avons donc réalisé pour l'épisode convectif de la POI16a, la première simulation LES réelle sur la Méditerranée. Jusqu'à présent, la réalisation d'une simulation LES d'un système convectif imposait : (i) des conditions initiales idéalisées issues par exemple de perturbations type bulle chaude ou froide et/ou (ii) un domaine de simulation d'extension spatiale limitée pour une question de coût numérique. La simulation à 150 m de résolution horizontale réalisée dans notre étude tire avantage d'un cadre numérique utilisant à la fois une topographie et des champs météorologiques réels, et un large domaine couvrant à la fois le système convectif et son environnement.

Ce chapitre 5 est donc motivé par les questions scientifiques suivantes :

1. Quel est l'apport d'une simulation LES (150 m) de notre cas d'étude et quelles caractéristiques de l'évènement précipitant sont sensibles à une augmentation de la résolution au-delà de la zone grise de la turbulence ?
2. Comment la convection est-elle organisée au sein de ce système convectif sur mer de la POI16a ?

Dans une première partie, on présentera le protocole de la simulation LES. Elle sera ensuite comparée à une simulation à plus faible résolution dans la zone grise de la turbulence afin de déterminer l'apport de la haute résolution à la fois sur le système précipitant et sur son environnement. Enfin nous sélectionnerons quelques cellules convectives de la simulation LES afin d'étudier à fine échelle l'organisation de la convection au sein du système précipitant. Dans la suite du mémoire, nous nous intéresserons à l'évolution du système convectif sur mer. Des problèmes techniques lors de la réalisation de la simulation LES ne nous ont pas permis d'exploiter les résultats à l'arrivée du système sur le Var.

5.1 Protocole de simulation

La simulation LES de résolution horizontale 150 m ne peut être directement initialisée et forcée aux limites par les analyses AROME-WMED à 2.5 km de résolution horizontale. En effet, il est admis que le saut de résolution entre le modèle forcé et le modèle coupleur ne doit généralement pas dépasser un facteur de l'ordre de 5. Il est donc nécessaire d'intercaler un domaine avec une résolution intermédiaire qui sera initialisé et forcé aux frontières latérales par les analyses AROME-WMED. Ce domaine intermédiaire fournira alors les conditions aux limites à la simulation LES.

Meso-NH donne la possibilité de faire des simulations sur des domaines emboîtés. Nous avons donc mis en œuvre une première configuration de simulation avec un domaine "fils" à 150 m de résolution horizontale, lui-même emboîté dans un domaine "père" plus grand à 900 m. L'interaction entre les deux domaines s'effectue selon la technique du "2-way gridnesting" (2.1). Le domaine "père" à 900 m couvre exactement la même zone que le domaine des simulations à 500 m de résolution horizontale présentées dans le chapitre précédent. Le domaine "fils" englobe les régions affectées par de forts cumuls de précipitations (Var, Cévennes, Golfe du Lion) ainsi que les zones amonts alimentant les systèmes précipitants (Figure 5.1). Cette simulation sera appelée HR150. Il est important de souligner qu'avec ses 982 millions de points de grille, le coût de calcul associé à HR150 est très important et ne permet qu'un nombre très limité de simulations. À titre d'exemple, 36 h de temps physique sont nécessaires pour réaliser 1 h de la simulation HR150 sur 6000 processeurs d'un supercalculateur type Bull. D'autre part, les données de simulation, de par leur volume conséquent, demande également des ressources importantes pour leur exploitation.

Afin de disposer d'une référence à basse résolution dans la zone grise de la turbulence ayant strictement les mêmes conditions initiales et aux limites, une expérience similaire à HR150 a été réalisée avec une résolution horizontale de 450 m. Cette simulation sera appelée BR450. En particulier, la simulation BR450 est configurée avec le même domaine "père" à 900 m et un domaine "fils" à 450 m interagissant en mode "2-way gridnesting". La grille verticale de nos simulations comporte 141 niveaux verticaux dont un quart est concentré dans les plus basses couches de l'atmosphère (< 1500 m), afin de décrire encore plus finement les processus dans les basses couches.

Les deux simulations HR150 et BR450 sont initialisées à 00 UTC le 26 octobre 2012 avec uniquement le domaine "père" à 900 m de résolution horizontale. Les conditions initiales et aux limites latérales sont fournies par les analyses AROME-WMED. Un temps d'adaptation de 3 h est laissé avant d'activer les domaines "fils" à 150 m et 450 m. Les deux simulations sont ainsi poursuivies jusqu'à 13 UTC le 26 octobre 2012.

Toutes les paramétrisations physiques utilisées pour la simulation HR150 et BR450 sont similaires à celles de nos simulations à 500 m de résolution horizontale et sont détaillées dans la section 2.1. Seule, la longueur de mélange diffère. BR450 utilise une longueur de mélange définie par la méthode de [Bougeault and Lacarrere \(1989\)](#), la longueur de mélange la plus fréquemment utilisée dans la zone grise de la turbulence. HR150 utilise une longueur de mélange proposée par [Deardorff \(1972\)](#) plus adaptée pour les simulations type LES. Enfin, les conditions physiographiques sont les mêmes que précédemment, sauf pour le relief. C'est logiquement que la simulation HR150 possède un relief défini à la résolution horizontale de 150 m.

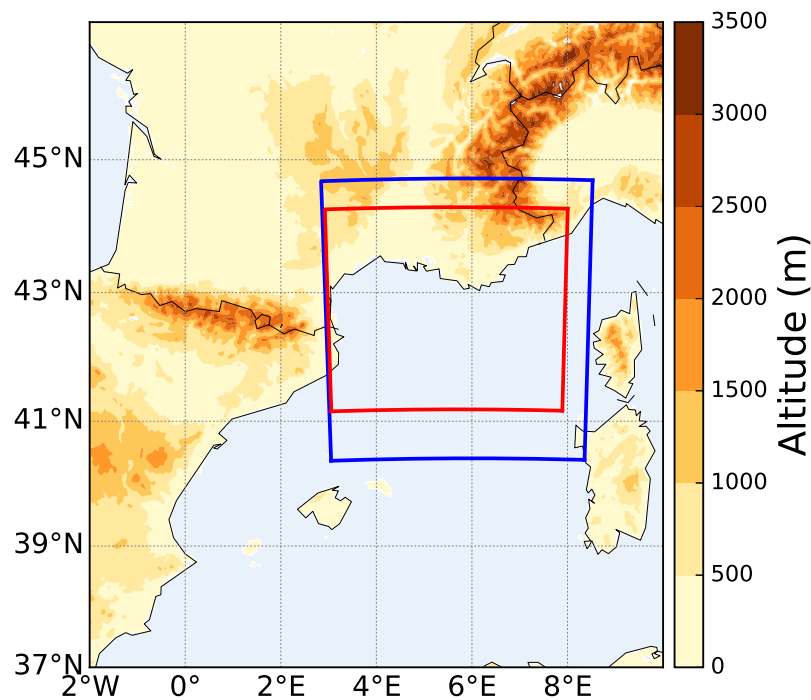


FIGURE 5.1 – Représentation des domaines de simulation "père" avec une résolution horizontale de 900 m (bleu) et "fils" à 450 m et 150 m de résolution horizontale respectivement pour BR450 et HR150 (rouge).

5.2 Apport de la haute résolution sur la simulation de la POI16a

Pour étudier l'apport de la simulation LES de l'évènement du 26 octobre 2012, les simulations HR150 et BR450 sont étudiées comparativement. Pour cela, les champs de la simulation HR150 sont moyennés sur la grille à 450 m de résolution. Ces champs moyennés sont appelés BR150 dans la suite. Ils permettent de comparer la simulation LES à la simulation réalisée dans la zone grise de la turbulence en s'affranchissant de l'effet de la différence de définition des champs simulés pour ne s'intéresser qu'à l'impact réel de la différence de représentation des processus physiques dans les simulations.

5.2.1 Le système précipitant

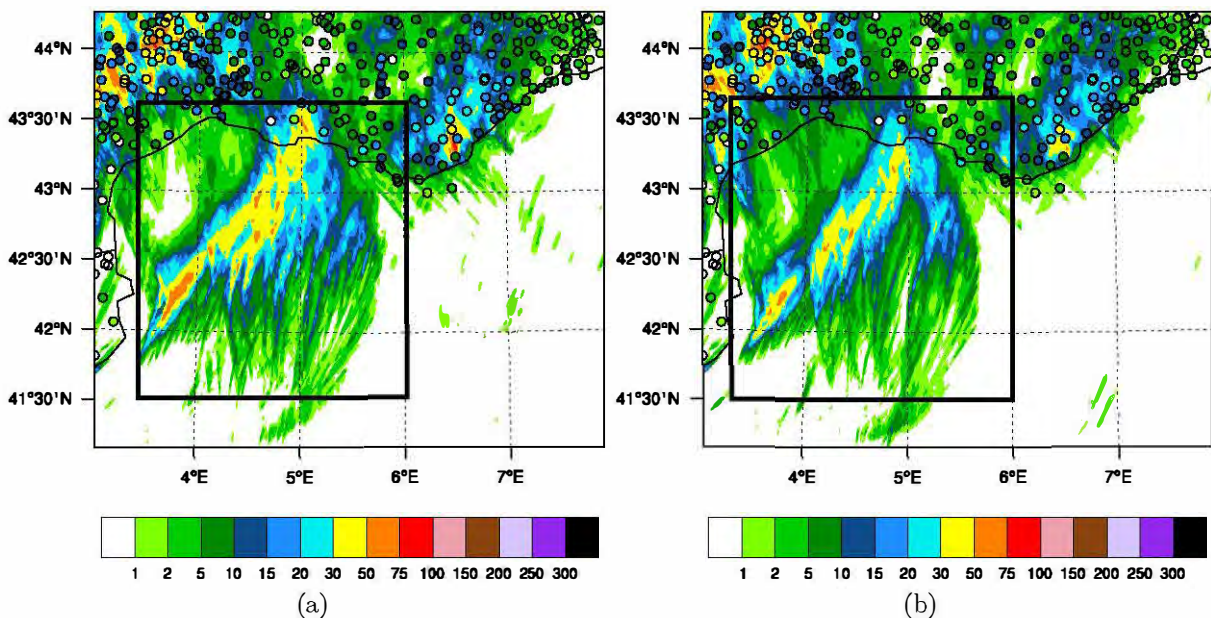


FIGURE 5.2 – Cumuls des précipitations 06-12 UTC simulés par BR450 (a) et BR150 (b) (plages de couleur) et observés par le réseau pluviomètre (points colorés).

La Figure 5.2 représente les cumuls de précipitations 06-12 UTC simulés par BR450 et BR150 afin d'avoir une vue d'ensemble de la situation convective de la POI16a. Les simulations BR450 et BR150 représentent bien les zones de forts cumuls sur mer et sur terre (Cévennes et Var). Dans BR450, les précipitations sur terre sont bien simulées en terme de localisation et d'intensité avec toutefois une légère surestimation du maximum de précipitation sur le Var et sur les Cévennes par rapport aux observations pluviomètres. Les cumuls sur le Var sont plus proches des observations dans BR150. La trajectoire du système convectif sur mer montre bien le système se déplaçant de la Catalogne vers les côtes françaises. Toutefois, cette trajectoire est décalée à l'ouest avec des cumuls trop importants au large de la Catalogne, en partie causés par un ancien système convectif qui ne se dissipe pas assez rapidement. Là encore, ces défauts sont moins marqués avec BR150 qui simule des cumuls globalement moins importants. La simulation BR150 se rapproche d'avantage des observations (lame d'eau radar non montrée) avec des cumuls maximaux plus faibles au large de la Catalogne et

une extension spatiale des précipitations plus faible. En résumé, l'étendue spatiale et l'intensité des précipitations semblent donc plus importantes avec BR450 dans la zone grise de la turbulence par rapport à la réalité de la simulation LES.

Les simulations du chapitre précédent réalisées à 500 m de résolution horizontale dans la zone grise de la turbulence montraient une évolution légèrement différente de la simulation BR450, probablement attribuable au changement de conditions initiales et aux limites de la simulation, soulignant l'importance de ces conditions de forçage.

Afin de vérifier si ces résultats sont constants sur toute la durée de la simulation, nous avons calculé l'évolution des précipitations moyennes sur le sous-domaine noir représenté sur la Figure 5.2. Il englobe toute la trajectoire du système convectif sur mer et élimine la convection orographique, nous permettant de nous focaliser uniquement sur le système précipitant sur mer. La Figure 5.3a montre les cumuls de précipitations horaires moyennés sur la surface du sous-domaine et moyennés sur la surface précipitante définie par le seuil de 0.1 mm/h. La Figure 5.3b montre quant à elle la fraction couverte par les précipitations dont l'intensité est supérieure à 0.1 mm/h.

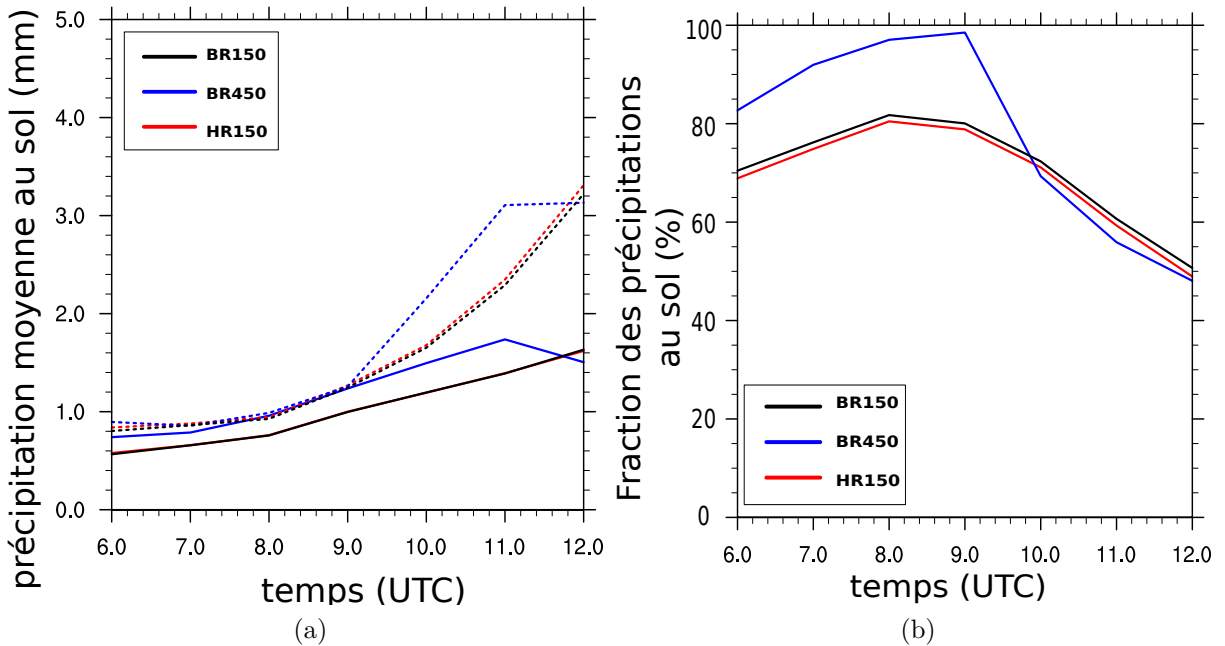


FIGURE 5.3 – (a) Séries temporelles des cumuls de précipitations horaires moyennés sur le sous-domaine noir de la Figure 5.2 (traits) et moyennés sur la surface précipitante définie par le seuil de 0.1 mm/h (tiretés). (b) Séries temporelles de la fraction couverte par des cumuls de précipitations horaires supérieurs à 0.1 mm/h.

Nous remarquons que les précipitations sont en moyenne plus importantes dans la simulation BR450 jusqu'à 11 UTC (Figure 5.3a). La dégradation de la résolution réalisée sur HR150 ne semble pas modifier le résultat. En outre, on remarque que, de 06 à 09 UTC, c'est une surface précipitante plus importante qui contribue à augmenter la moyenne des précipitations dans la simulation BR450 (Figure 5.3b). C'est donc seulement entre 09 et 11 UTC que les précipitations sont réellement plus intenses dans la simulation BR450. Les quantités de précipitations produites dans chacune

des simulations tendent à se rapprocher vers 12 UTC avec même des précipitations moyennes plus intenses dans la simulation BR150 à 12 UTC. Il est difficile de confirmer que BR150 produit plus de précipitations par la suite car nous ne disposons pas de la simulation LES au-delà de 12 UTC. D'autres études comparatives de cas réels entre des simulations réalisées dans la zone grise de la turbulence et des simulations LES (200 m) montrent un résultat différent avec des précipitations simulées par la LES plus importantes (Fiori et al., 2017; Hanley et al., 2015).

Nous avons également examiné la sensibilité de ces résultats en fonction du seuil des précipitations choisi. Pour les fortes précipitations (seuil $> 20\text{mm}$), la simulation BR450 produit plus de précipitations sur le sous-domaine et cela dans un ordre de grandeur équivalent aux résultats précédents (de $+ 0.1\text{ mm}$ à $+ 0.4\text{ mm}$ en moyenne). Néanmoins, cet écart est cette fois essentiellement causé par une surface précipitante plus grande des cumuls supérieurs à 20 mm jusqu'à 11 UTC. Le constat est différent pour les précipitations modérées (seuil défini entre 0 et 10 mm). Les deux simulations montrent des précipitations moyennes du même ordre de grandeur, avec $\pm 0.1\text{ mm}$ de différence sur le sous-domaine. Ces résultats confirment que la simulation BR450 simule plus de précipitations fortes avec une extension spatiale plus importante.

Nous allons désormais confronter nos simulations lors de la mise en place de la convection et voir si les différences observées sur les précipitations se reflètent également lors des phases d'organisation et de développement du système convectif. Auparavant, lors du démarrage des simulations HR150 et BR450, un ancien système convectif est déjà présent sur le bord ouest du domaine de simulation et perdure trop longtemps en raison des conditions aux limites imposées par l'analyse AROME-WMED. C'est ce système convectif qui cause les cumuls importants simulés au large de la Catalogne (Figure 5.2). Les premières cellules convectives du système qui traverse la Méditerranée apparaissent elles trop tard dans la simulation, vers 07 UTC. Ceci a pour conséquence un scénario différent dans la mise en place des systèmes convectifs simulés par rapport aux observations.

Les réflectivités radar des Figures 5.4a et 5.4b sont donc représentatives de la phase d'initiation du système convectif à 08 UTC. Elles montrent un système convectif qui semble se déclencher plus rapidement dans la simulation BR450 avec pour conséquence une convection déjà beaucoup plus étendue, en particulier au nord-est. La phase d'organisation du système convectif, caractérisé par un renouvellement des cellules convectives le long de la ligne de convergence est représentée par les réflectivités radar des Figures 5.4c et 5.4d. La simulation BR450 montre un système convectif toujours plus étendu spatialement en particulier au nord du domaine et des réflectivités maximales plus fortes, ce qui semble indiquer que le développement du système convectif dans sa phase mature se poursuit plus rapidement avec la simulation BR450. Les températures de brillance infra-rouge (Figure 5.5) montrent un système convectif plus étendu en altitude avec une couverture nuageuse plus étendue dans la simulation BR450. Ces résultats corroborent l'extension spatiale et surtout l'intensité des précipitations plus importante observée avec BR450.

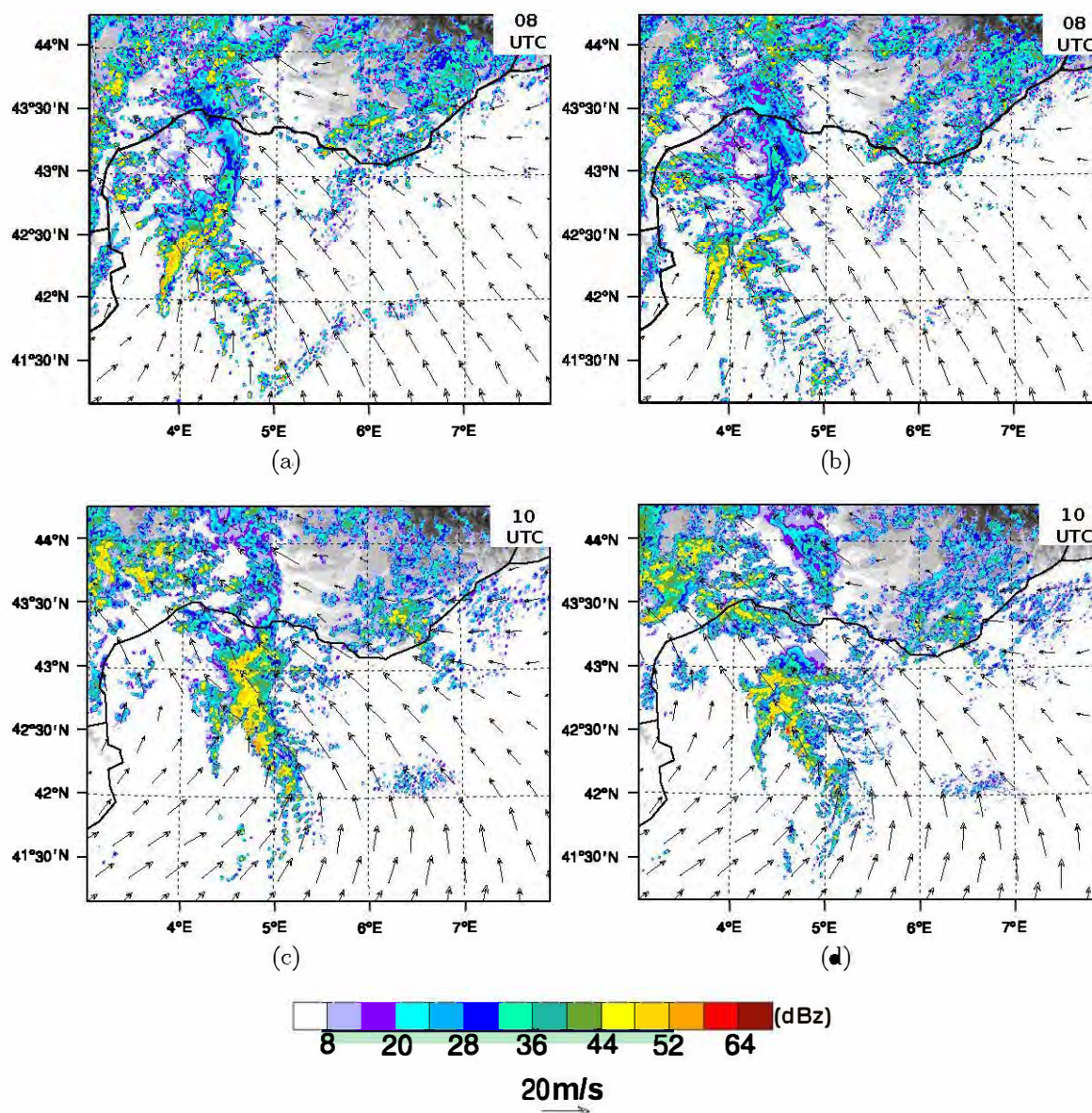


FIGURE 5.4 – Réflectivités radar simulées à 08 UTC par BR450 (a) BR150 (b) et à 10 UTC par BR450 (c) et BR150 (d) le 26 octobre 2012. Le vent horizontal à 925 hPa est superposé aux réflectivités.

Les caractéristiques en terme d'intensité moyenne et d'extension spatiale des précipitations semblaient plus comparable à 12 UTC. En effet, la Figure 5.6, qui montre les réflectivités radar simulées à 12 UTC avec l'arrivée sur terre du système, montrent des différences qui s'estompent entre les deux simulations. Les réflectivités radar montrent des structures précipitantes assez comparables. Toutefois, le système convectif a déjà commencé à se développer sur terre depuis 11 UTC dans la simulation BR450 et l'orientation de la pointe sud du système commence déjà à basculer vers le nord-est. De plus, les températures de brillance infra-rouge (non montrées) semblent cette fois montrer une couverture nuageuse plus étendue dans la simulation BR150.

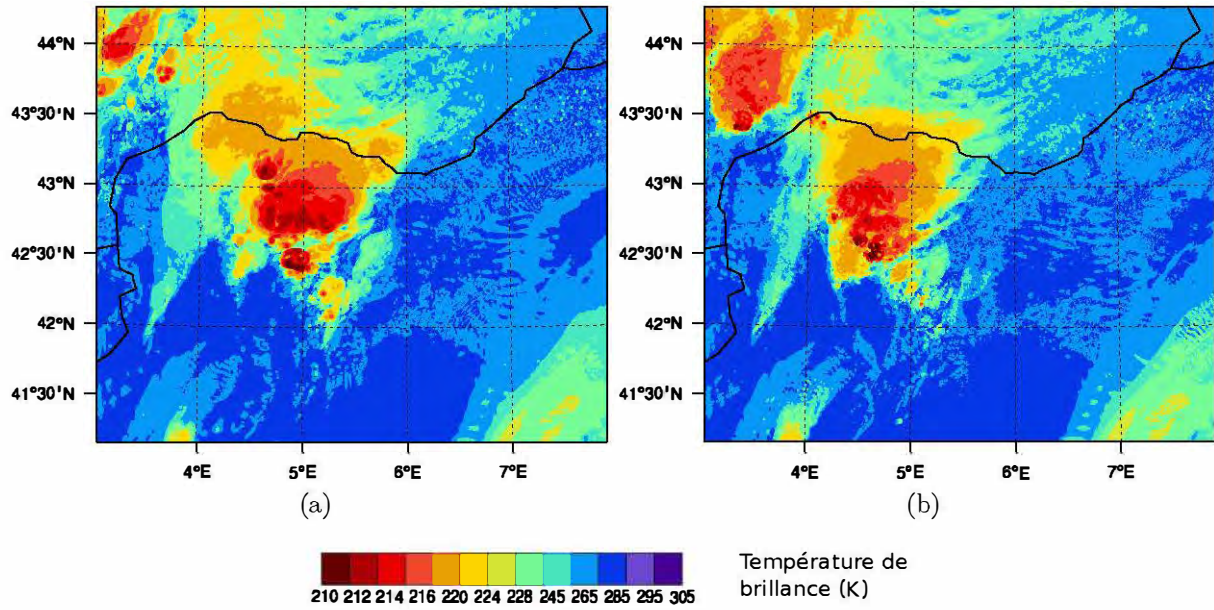


FIGURE 5.5 – Températures de brillance simulées à $10.8 \mu\text{m}$ avec BR450 (a) et BR150 (b) à 10 UTC le 26 octobre 2012.

Des différences sont toujours perceptibles entre la réalité de la LES et la simulation BR450 en terme de cumul de précipitations, de déclenchement de la convection et surtout du positionnement du système lors de sa traversée sur mer et son arrivée sur terre. Toutefois, la simulation BR150 ne corrige pas non plus toutes les déficiences observées dans la zone grise de la turbulence comme on a pu le voir par rapport aux observations.

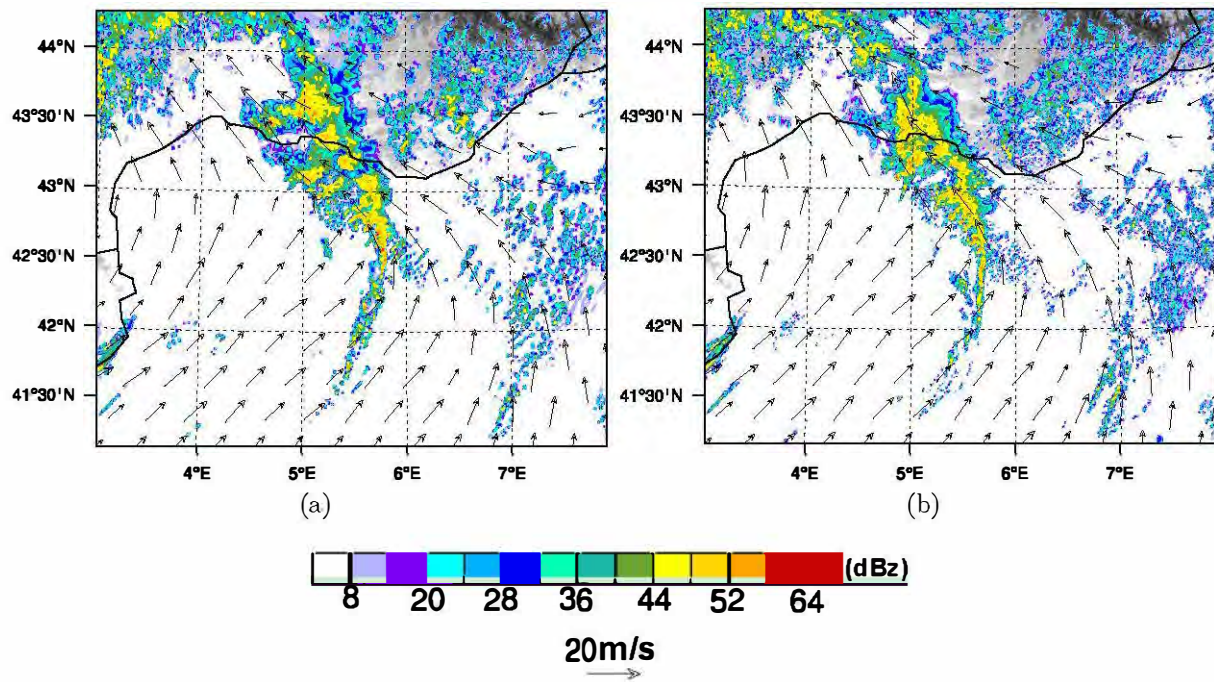


FIGURE 5.6 – Comme la Figure 5.4 mais à 12 UTC, le 26 octobre 2012.

5.2.2 L'environnement et les mécanismes de convection

Avec la même approche que dans le chapitre précédent, nous allons analyser les systèmes convectifs simulés par rapport à leurs mécanismes et leur environnement dans BR450 et BR150 afin d'expliquer les différences de précipitations observées entre les deux simulations.

On rappelle que la phase d'initiation des systèmes est reproduite de façon similaire dans BR450 et BR150. Dans les deux simulations, le système d'intérêt apparaît et s'organise vers 07-08 UTC à l'est d'un autre système convectif, en cours de dissipation, advecté pendant la nuit depuis les Baléares. Ce système convectif se développe dans une masse d'air chaude, humide et conditionnellement instable au niveau d'une ligne de convergence des vents de basses couches comme déjà discuté précédemment. On retrouve donc les mêmes mécanismes d'initiation de la convection que dans nos simulations à 2.5 km et 500 m de résolution horizontale, avec cependant un léger retard.

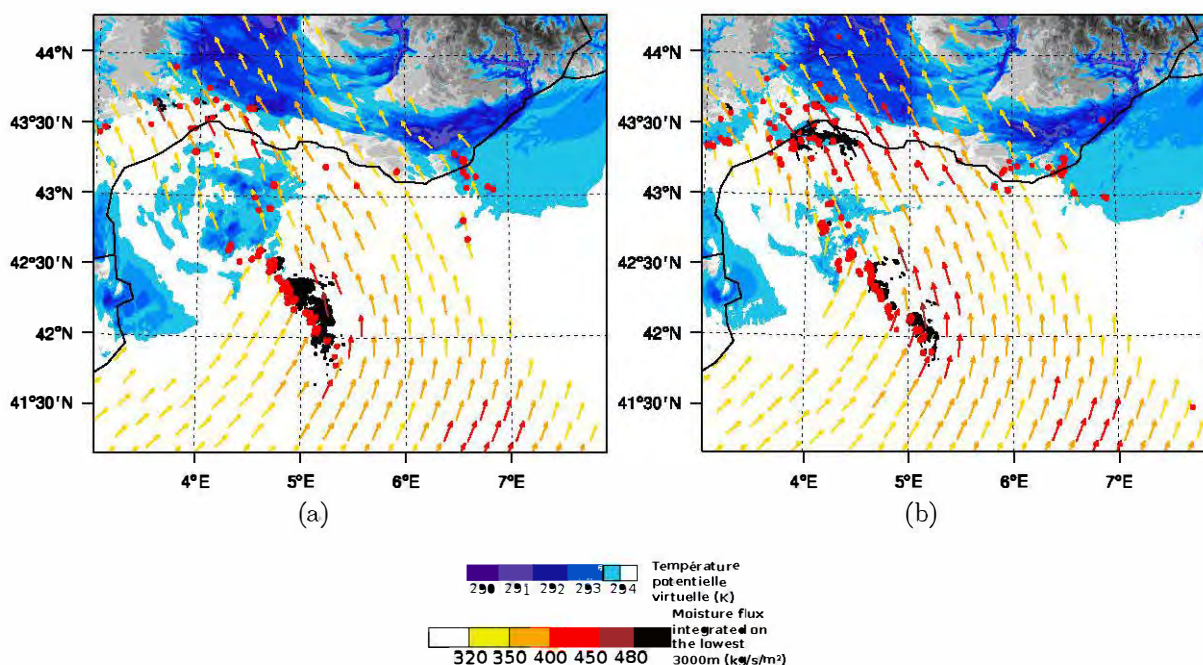


FIGURE 5.7 – Température potentielle virtuelle au premier niveau modèle atmosphérique (K - couleurs bleues), vitesse verticale supérieure à 3 m/s à 500 m (contour rouge) et flux d'humidité intégré sur 3000 m ($\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$ - flèches colorées et contour noir pour les valeurs supérieures à $480 \text{ kg}/\text{m}^2/\text{s}$) simulés avec BR450 (a) et BR150 (b) à 10 UTC le 26 octobre 2012.

Comme montré dans la section précédente, dans leur phase mature, les systèmes simulés par BR450 et BR150 commencent à suivre des comportements différents. La Figure 5.7 montre le flux d'humidité sur les 3000 premiers mètres de l'atmosphère, la température potentielle virtuelle au premier niveau modèle atmosphérique et les ascendances supérieures à 3 m/s à 500 m simulés par BR450 et BR150, au cours de cette phase mature à 10 UTC.

Dans les deux simulations, le flux d'humidité en basses couches présente une orientation et une intensité similaires, atteignant localement plus de $480 \text{ kg/m}^2/\text{s}$. BR150 simule cependant un flux d'humidité plus fort en aval du système et sur les côtes, tandis que le flux est plus intense dans BR450 au niveau du système. Dans les deux simulations, le flux d'humidité de basses couches présente une zone de convergence à l'origine d'ascendances marquées permettant le déclenchement de la convection. Cette zone de convergence est située légèrement plus en amont, au sud-est, dans BR150.

Dans les deux simulations, une plage froide se forme sous le système convectif sur mer. Des zones d'ascendances additionnelles sont visibles sur le bord de la plage froide, mais les principales ascendances convectives associées au système précipitant se situent au niveau de la ligne de convergence.

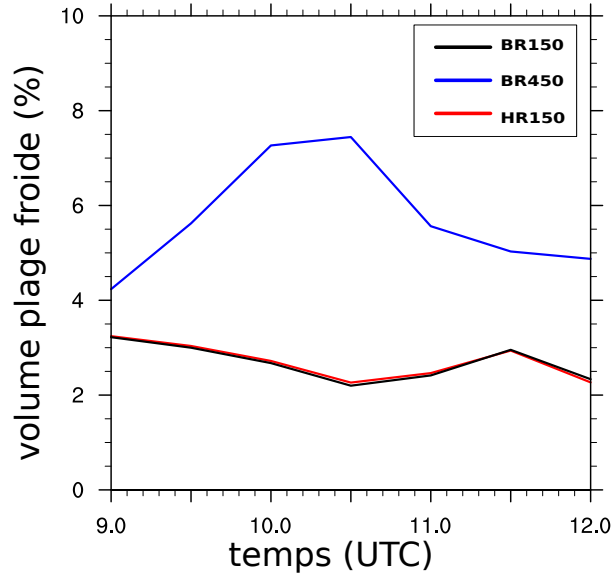


FIGURE 5.8 – Volume de la plage froide définie par $\Theta_v < 294K$ dans les 500 premiers mètres du sous-domaine de la Figure 5.2 pour BR450 (bleu) et BR150 (noir).

La Figure 5.8 montre le volume de la plage froide définie par une Θ_v inférieure à 294 K dans les 500 premiers mètres du sous-domaine de la Figure 5.2 afin de localiser la plage froide dans les simulations BR150 et BR450. La plage froide apparaît alors plus étendue dans BR450. D'autre part, la Figure 5.7 montre des gradients horizontaux de Θ_v supérieurs de 2 degrés dans la simulation BR450. Le refroidissement de la plage froide est donc plus marqué avec BR450, favorisant le soulèvement. Ces différences d'intensité et d'étendue de la plage froide peuvent modifier localement la circulation de basses couches et impacter le positionnement de la zone de convergence comme le montrent Duffourg et al. (2016) pour la simulation à 2.5 km de résolution. C'est d'ailleurs peut-être en raison de cette plage froide moins intense que le flux est moins perturbé et que de la convection se développe au niveau des côtes dans la simulation BR150.

Afin de comprendre les différences constatées sur les précipitations et la plage froide simulées par BR450 et HR150, des séries temporelles du rapport de mélange des différentes espèces microphysiques précipitantes moyenné sur le système précipitant et des plus fortes ascendances verticales ont été réalisées ([Figure 5.9](#)). Les espèces microphysiques non précipitantes montrent des résultats qui vont dans le même sens mais moins marqués (non montré). Ces rapports de mélange sont moyennés sur les mailles nuageuses présentes dans le sous-domaine de la [Figure 5.2](#). En ramenant les résultats de la simulation HR150 sur la grille de BR450, on étale le nuage et on augmente le nombre relatif de mailles nuageuses. En conséquence, les quantités moyennes d’hydrométéores au sein du nuage sont systématiquement plus faibles avec BR150 que pour HR150. De même, le passage de HR150 à une résolution plus lâche lisse les extrema, les ascendances les plus fortes s’en trouvent donc diminuées. Pour prendre en compte ces effets liés à la résolution, nous comparerons uniquement BR450 et BR150.

Les contenus en graupel, eau précipitante et neige ainsi que les ascendances les plus fortes augmentent tout au long de la matinée jusqu’à 11 UTC montrant un renforcement du système et de sa dynamique. Les contenus et les ascendances sont toujours plus importants dans la simulation BR450 (avec en moyenne un écart de + 0,2 g/kg pour le graupel, + 0,04 g/kg pour l’eau précipitante, + 0,04 g/kg pour la neige et + 0,6 m/s pour les vitesses verticales).

La dynamique du système et les processus microphysiques associés, amenant à la formation d’une plage froide et d’avantage de précipitations, semblent donc surestimés dans la simulation dans la zone grise de la turbulence par rapport à la réalité de la LES. On peut ici faire un rapprochement avec les résultats à 500 m de résolution horizontale qui montraient un dynamisme exacerbé dans la simulation avec la longueur de mélange [Bougeault and Lacarrere \(1989\)](#) et [Deardorff \(1972\)](#).

La [Figure 5.10](#) montre les profils verticaux moyens du vent horizontal et du contenu en vapeur d’eau sur les 3000 premiers mètres de l’atmosphère à 10 UTC dans le sous-domaine de la [Figure 5.2](#). Les caractéristiques de l’environnement de basses couches apparaissent similaires dans les deux simulations avec plutôt un flux légèrement plus faible dans BR450. La simulation dans la zone grise de la turbulence avec la longueur de mélange [Bougeault and Lacarrere \(1989\)](#) ne semble donc pas surestimer le flux d’humidité en basses couches par rapport à la réalité de la LES.

Les principaux défauts de la simulation dans la zone grise de la turbulence vis-à-vis de la simulation LES se situent donc dans la représentation de la dynamique du système lui-même et de son interface avec l’environnement.

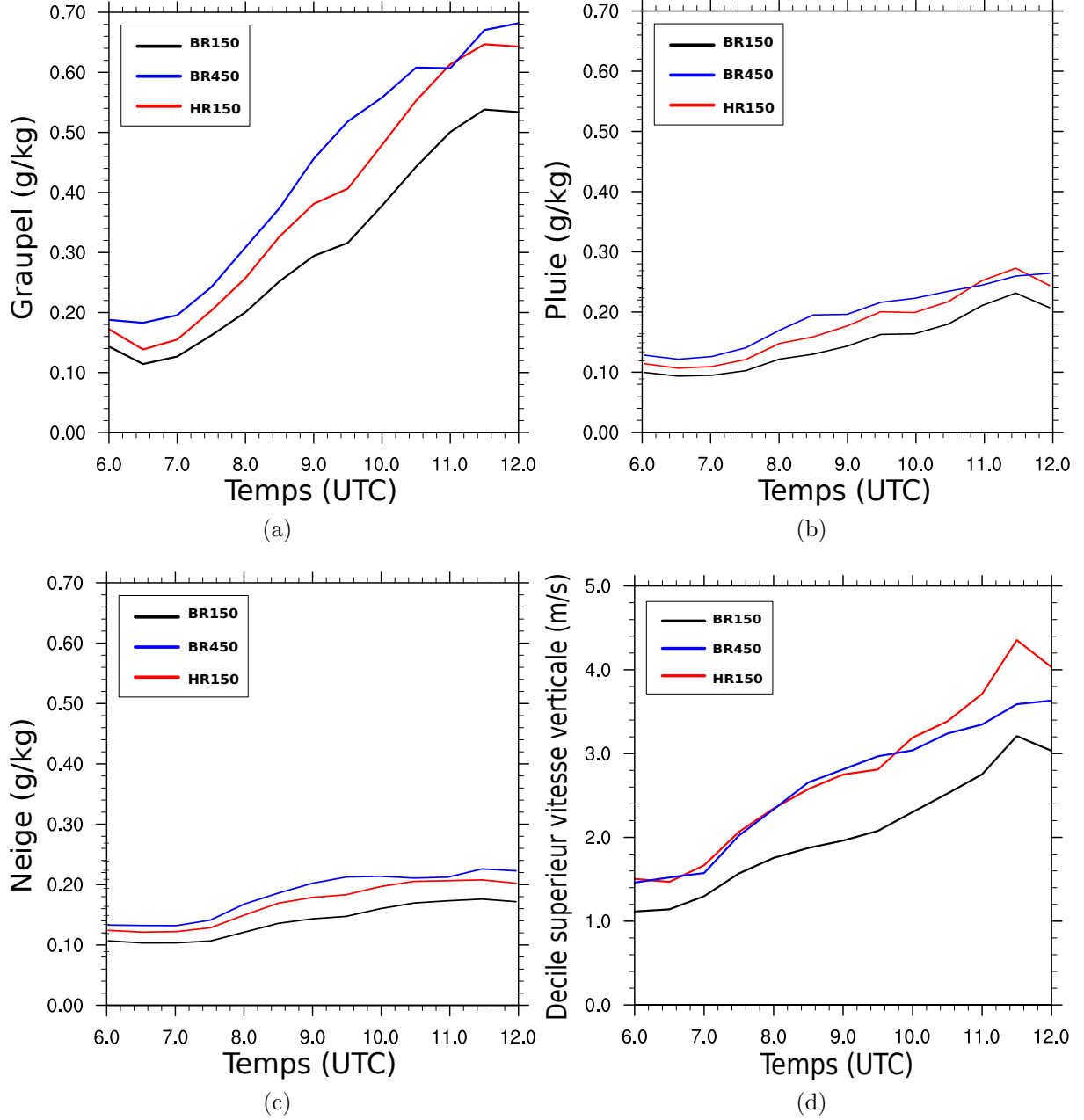


FIGURE 5.9 – Séries temporelles du rapport de mélange moyen en graupel (a), en eau liquide (b) et en neige (c) calculé sur les mailles nuageuses du sous-domaine de la [Figure 5.2](#) définies par $r_c + r_i > 0.001 \text{ g/kg}$. Série temporelle du décile supérieur des ascendances (quantile $q_{90\%}$) calculé sur les mailles nuageuses du sous-domaine de la [Figure 5.2](#).

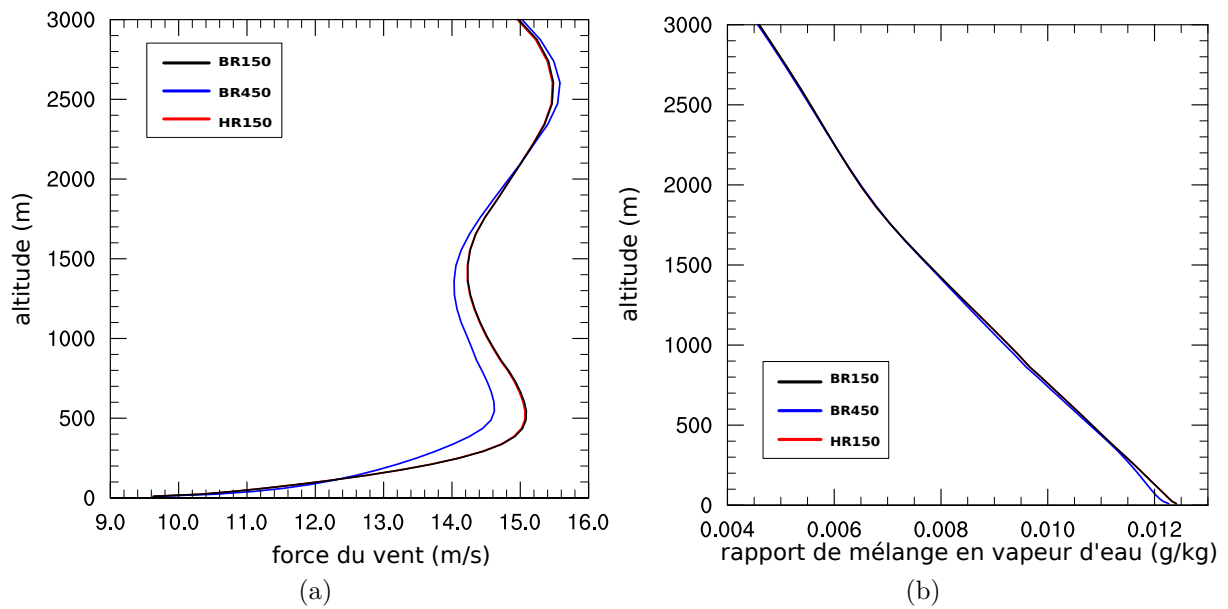


FIGURE 5.10 – Profils verticaux du vent horizontal (a) et du rapport de mélange en vapeur d'eau (b) moyennés par niveau modèle dans le sous-domaine de la figure [Figure 5.2](#) à 10 UTC le 26 octobre 2012.

5.3 Représentation du système nuageux à 150 m de résolution horizontale

Dans la simulation LES, la structure du système précipitant est représentée à une échelle plus fine. Cela offre de nouvelles opportunités d'études sur l'organisation du système. Afin d'analyser la structure nuageuse et la dynamique associée, une coupe verticale est réalisée dans un des trains de cellules particulièrement intenses composant le système multicellulaire sur mer. Ils se propagent depuis la partie sud du système convectif vers le nord, le long de la ligne de convergence. La coupe verticale est réalisée à 10 UTC le 26 octobre 2012. La localisation de la coupe dans le système est indiquée sur la Figure 5.11a.

Les hydrométéores non précipitants montrent un nuage profond occupant verticalement toute la troposphère. La base des cellules convectives se trouve légèrement sous 1 km ASL tandis que leur sommet atteint la tropopause vers 11-12 km d'altitude. On distingue plusieurs cellules dans la coupe. Elles s'organisent selon un axe vertical légèrement incliné vers l'aval. La cellule la plus en amont du flux (cellule 1 sur la Figure 5.11b) est l'une des plus actives comme en témoignent les réflectivités de la Figure 5.11a. A son niveau, le sommet du nuage est plus élevé, dépassant les 12 km ASL, ce qui montre certainement un overshoot. Les contenus en hydrométéores précipitants et les mouvements verticaux y sont très importants, atteignant respectivement des valeurs supérieures à 6 g/kg et 8 m/s. Cette cellule 1 est à l'origine des précipitations au sol les plus intenses comme le montrent les valeurs de contenu en pluie. En aval, on peut identifier sur la coupe plusieurs cellules plus anciennes. Au niveau de la cellule 2, la base du nuage est basse, sous les 1000 m ASL et le sommet élevé, à peine moins haut qu'au niveau de la cellule 1. La structure de la cellule est encore bien organisée selon un axe vertical incliné vers l'aval et le contenu en hydrométéores précipitants reste élevé. On y observe des ascendances bien intenses et sa base est affectée par des précipitations. Entre ces cellules convectives les plus intenses, les contenus en hydrométéores sont plus faibles et des subsidences compensatoires apparaissent.

En amont de cette cellule déjà bien formée, une nouvelle cellule (cellule 0 sur la Figure 5.11b) semble en cours de formation. Son extension verticale est encore limitée (elle n'atteint pas 7 km), mais elle présente déjà un contenu en hydrométéores précipitants élevé et une zone d'ascendances significatives. Elle est à l'origine de précipitations qui ne semblent pas encore atteindre le sol.

Plus en aval, on retrouve la trace de cellules plus anciennes plus ou moins désorganisées. On distingue par exemple une troisième cellule encore assez bien structurée avec une base de nuage à nouveau basse et un contenu en hydrométéores précipitants localement plus élevé. Il devient cependant difficile d'identifier des cellules individuelles bien distinctes et le contenu en hydrométéores précipitants et la dynamique sont plus faibles. L'arrière du système montre une enclume entre environ 6 et 11 km d'altitude. Les précipitations associées n'atteignent que localement le sol.

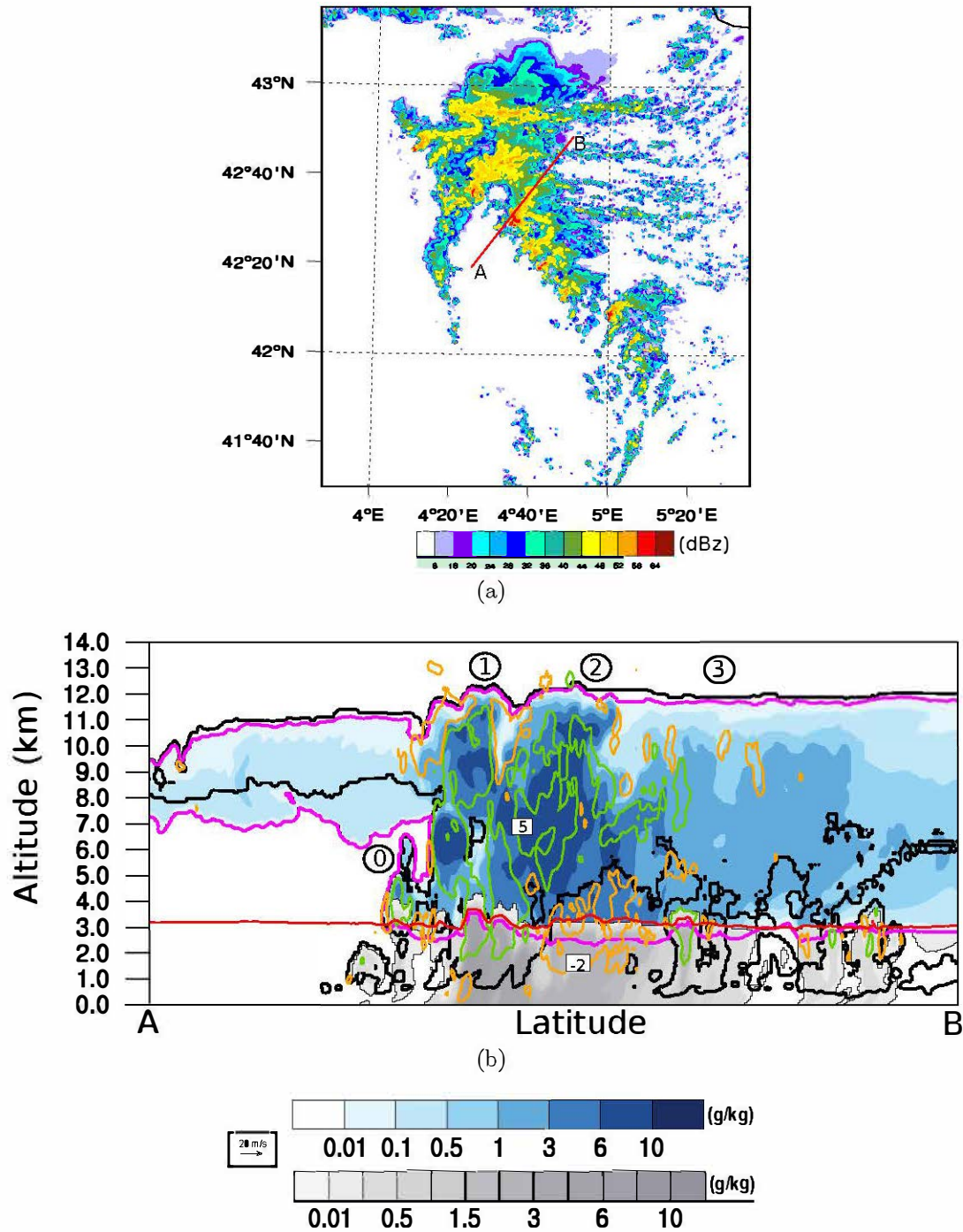


FIGURE 5.11 – (a) Réflectivités radar (dBZ) simulées par HR150 à 2000 m à 10 UTC. Le trait rouge indique la position de la coupe verticale représentée en (b). (b) Coupe verticale à 10 UTC du contour du nuage défini par $r_c + r_i > 0.001 \text{ g/kg}$ (trait noir), des ascendances supérieures à 5 m/s (isolignes vertes), des subsidences inférieures à -2 m/s (isolignes oranges), de la somme des hydrométéores précipitants glacées r_g et r_s (g/kg - plages bleues et contour rose pour $r_g + r_s > 0.01 \text{ g/kg}$) et des précipitations r_r (g/kg - plages grisées). L'isotherme 0 degré est indiquée par le trait rouge.

On remarque également sur la Figure 5.11b l'importance de la phase mixte où hydrométéores glacés et liquides se côtoient. Cette phase mixte s'étend verticalement sur une épaisseur pouvant atteindre 1 km. On trouve des hydrométéores glacés sous l'isotherme-zéro dans toute la coupe. Leur fonte n'est en effet pas instantanée et se fait donc en même temps qu'ils chutent vers la surface. Dans le nuage convectif, du fait des courants ascendants, l'épaisseur de la zone de fonte des hydrométéores glacées est réduite et on trouve plutôt de la pluie au-dessus de l'isotherme-zéro. Dans la partie stratiforme du nuage, en aval des cellules les plus convectives, l'épaisseur de la phase mixte, et donc de la bande brillante, est la plus importante. L'intensité importante du processus de fonte s'accompagne d'un refroidissement en partie à l'origine de subsidences supérieures à 2 m/s.

On remarque enfin en amont du système la présence d'un nuage d'altitude assez important, entre 8 et 11 km d'altitude. Ce nuage est certainement dû à l'enclume du système précipitant localisé à l'ouest du système convectif principal. Ce système est un système convectif en cours de dissipation. C'est le système qui a été advecté depuis les Baléares dans la nuit et présente encore une faible activité comme le montrent les réflectivités sur la Figure 5.11b.

5.4 Conclusion

La comparaison entre une simulation réalisée dans la zone grise de la turbulence et une simulation LES nous a permis d'identifier l'impact d'une augmentation de la résolution permettant de mieux résoudre les processus turbulents.

Les caractéristiques de l'environnement simulé n'ont pas montré de modifications sensibles liées au changement de résolution. En revanche, le système convectif lui-même, sa dynamique et son contenu en hydrométéores ainsi que les mécanismes convectifs associés se sont montrés influencés par le passage à la résolution LES. Ainsi, l'intensité de la plage froide, la vitesse verticale et le contenu en hydrométéores simulés se sont révélés plus faibles à 150 m de résolution horizontale qu'à 450 m, dans la zone grise de la turbulence. Le système convectif de la simulation LES est ainsi apparu moins intense.

Enfin, la simulation de l'évènement convectif de la POI16a à l'échelle LES fournit une description intéressante de l'organisation du système convectif multicellulaire à régénération rétrograde. Elle ouvre la voie à une étude à fine échelle de l'organisation dynamique et microphysique de la convection.

Synthèse et perspectives

La Méditerranée nord-occidentale est une région particulièrement affectée par les phénomènes de précipitations intenses. La prévision de la localisation et de l'intensité exactes de ces précipitations reste encore à ce jour imprécise en partie à cause de l'utilisation d'une résolution horizontale trop lâche pour correctement représenter certains processus clés qui impactent la convection, comme la microphysique ou la turbulence. Avec l'augmentation constante de la puissance de calcul, les modèles de prévision numérique du temps commencent certes à opérer avec des mailles horizontales de plus en plus fines (quelques centaines de mètres), mais ce sont des gammes de résolution pour lesquelles la représentation de certains processus comme la turbulence n'est plus pleinement adaptée. Il devient donc nécessaire d'évaluer les paramétrisations actuelles de ces processus aux résolutions sub-kilométriques ainsi que la capacité des modèles à correctement simuler la convection à ces échelles.

Si les travaux antérieurs utilisant la modélisation numérique ont permis d'améliorer notre connaissance des ingrédients météorologiques et mécanismes participant à la formation et au maintien de tels événements, très peu d'études se sont intéressées à des cas de convection sur mer, impactant par la suite les régions côtières méditerranéennes. Cette thèse avait donc pour objectif de mieux comprendre et mieux représenter dans les modèles à échelles sub-kilométriques les processus convectifs. Plus précisément, il a fallu : (i) rechercher les principaux mécanismes participant à l'initiation et à l'organisation d'un cas convectif sur mer, (ii) examiner la représentation des mécanismes identifiés au cœur de la zone grise de la turbulence (500 m de résolution horizontale) puis à une résolution LES (150 m de résolution horizontale) sur un grand domaine pour cette situation convective sur mer. Les nombreuses observations dédiées de la campagne HyMeX, disponibles lors de la période d'observation intense 16a (POI16a), ont permis de valider nos expériences numériques avec le modèle Meso-NH.

Dans une première partie, des simulations à 2.5 km de résolution horizontale et les observations de la campagne HyMeX nous ont permis d'identifier les principaux mécanismes participant à l'initiation et l'organisation de la convection profonde pour un cas précipitant se développant sur mer au cours de la POI16a. La validation des expériences n'avaient jamais été possible auparavant sur mer. Un air chaud, humide et instable nourrit continuellement le système convectif pendant sa traversée sur mer. Cette advection d'humidité en basses couches s'intensifie avec l'apparition d'une dépression secondaire. Le système convectif est caractérisé par une régénération rétrograde des cellules convectives qui se forment le long d'une ligne de convergence des vents en basses couches en se déplaçant vers le nord-est. Un dôme froid sous-orage dû à l'évaporation des précipitations en basses couches apparaît au cours de l'évènement et se combine à la convergence amplifiant le soulèvement des masses d'air. Ces mécanismes de convergence

en basses couches et de plage froide sont habituellement impliqués dans d'autres situations convectives sur terre. Ici, des expériences de sensibilité montrent que le dôme froid joue un rôle bien plus spécifique. En effet, en plus d'être une source supplémentaire de soulèvement, le dôme froid force aussi un contournement du flux de basses couches dans son sillage. Cela intensifie localement la convergence et de ce fait renforce les ascendances au sein du système convectif. Cependant, ces simulations à 2.5 km de résolution horizontale présentaient des défauts, comme la dissipation prématurée du système convectif à son arrivée sur les terres, en partie due à un balayage trop rapide de la convergence en basses couches. Ceci nous a donc conduits à augmenter la résolution horizontale de nos simulations.

Dans une seconde partie, les simulations réalisées à 500 m de résolution horizontale ont montré une sensible amélioration de la représentation de l'événement convectif de la POI16a. Elles ont aussi montré une importante sensibilité à la formulation de la longueur de mélange qui n'est donc pas complètement adaptée dans des gammes de résolution au coeur de la zone grise de la turbulence. Dans certaines formulations ([Bougeault and Lacarrere \(1989\)](#) et [Deardorff \(1972\)](#) par exemple), la longueur de mélange et l'énergie cinétique turbulente sous-maille sont généralement faibles, ce qui conduit à une augmentation du vent par compensation, en particulier dans les basses couches. À cela s'ajoute une augmentation du rapport de mélange en vapeur d'eau dans les basses couches également. Les conséquences principales observées sont un flux d'humidité plus intense et un système convectif plus intense (ascendances plus fortes, contenus en hydrométéores plus importants et plage froide plus intense) provoquant alors des précipitations également plus intenses. Le résultat est inverse lorsque la longueur de mélange et l'énergie cinétique turbulente sous-maille sont plus grandes.

Cette sensibilité à la longueur de mélange nous a finalement poussé à réaliser une simulation LES afin de s'extraire de cette zone grise de la turbulence. Dans une dernière partie, une comparaison entre une simulation à 150 m de résolution horizontale (LES) et une simulation réalisée dans la zone grise de la turbulence (450 m) pour la situation convective sur mer de la POI16a nous a permis de voir que l'environnement reste très peu impacté par un affinement de la résolution contrairement au système convectif lui-même et à sa dynamique. Même s'il n'a pas été possible dans la thèse de réellement confronter la simulation LES aux observations, cette dernière semble indiquer que la simulation dans la zone grise de la turbulence surestime l'intensité de la plage froide, les vitesses verticales et les contenus en hydrométéores. En effet la simulation LES représente un système convectif moins intense. L'intérêt de cette LES réside aussi dans le fait qu'elle fournit une description intéressante de l'organisation dynamique et microphysique du système convectif.

PERSPECTIVES

Ce travail de thèse pourrait être poursuivi par quelques études complémentaires. L'un des principaux résultats montrait une sensibilité importante de la représentation de la turbulence sur les processus microphysiques. Il pourrait être intéressant de déterminer quelle est la part d'incertitude induite en réalité par le schéma microphysique lui-même ? Pour cela, on peut envisager une approche ensembliste dans laquelle on perturbe à la fois le schéma microphysique et de turbulence.

La situation convective sur mer de la POI16a montre une prévisibilité limitée en partie à cause de sa forte sensibilité à la turbulence et à la microphysique mais aussi à la représentation de l'état de la mer (SST, vagues) et aux conditions initiales et de forçages aux limites. Afin de confirmer ou infirmer ces résultats, il est nécessaire d'examiner avant tout d'autres cas de convection en Méditerranée dont la prévisibilité est pilotée par d'autres facteurs météorologiques.

De manière générale ces études en processus amènent à évaluer les incertitudes associées aux paramétrisations actuelles ou à en formuler de nouvelles. Dans ce travail de thèse nous nous sommes intéressés uniquement à une composante de la paramétrisation de la turbulence. Des études sur la turbulence en condition stable et convective sont en cours, notamment au CNRM, afin de proposer par exemple un nouveau schéma de turbulence qui représenterait mieux le transfert d'énergie entre la partie résolue et la partie sous-maille du modèle. Des travaux dans ce sens ont été entrepris dans Méso-NH afin de prendre en compte les gradients horizontaux dans l'expression des flux turbulents verticaux, comme proposé par [Moeng \(2014\)](#) par exemple. L'utilisation de ce schéma sur la situation convective de la POI16a a montré une turbulence plus intense et des vitesses verticales moins fortes, modifiant à nouveau la structure du système convectif et la plage froide associée. L'intérêt d'un schéma qui soit capable de mieux représenter la turbulence au bord des nuages convectifs est également important, notamment pour mieux représenter les phénomènes d'entraînement et déentraînement. Des nouvelles formulations pour la longueur de mélange sont également considérées, prenant en compte par exemple l'effet de cisaillement du vent. En microphysique, l'utilisation d'un nouveau schéma bulk à plusieurs moments ou un schéma bin est à envisager pour permettre une représentation plus réaliste de la distribution des particules et des interactions entre nuage et aérosol. Un nouveau schéma microphysique à 2 moments LIMA est actuellement développé au CNRM. L'utilisation de ce schéma sur la POI16a a montré une meilleure estimation des rapports de mélange des différentes espèces microphysiques avec une diminution des contenus en glace et graupel.

Par la suite, une réflexion sur de nouvelles observations doit être entamée. D'une part, une réflexion sur des observations capables de valider les caractéristiques relatives à la turbulence aux résolutions sub-kilométriques. Les radars sont en réalité déjà capables de fournir des mesures indirectes de certaines caractéristiques de la turbulence comme à partir des largeurs spectrales qui permettent de calculer une dissipation turbulente. D'autre part, une réflexion sur des observations capables de valider des caractéristiques turbulentes et microphysiques dans les simulations LES. En effet, la résolution des observations utilisées pour nos études comparatives à des résolutions de 2.5 km et 500 m ne sont plus adaptées lorsqu'on réalise des simulations LES. Des projets sont actuellement mis en œuvre dans ce sens avec par exemple le développement de Lidar vapeur d'eau nouvelle génération pour la mesure de l'isotope HDO, capable de mesurer des profils de vapeur d'eau à de très grandes résolutions spatio-temporelles, permettant une cartographie très fine des processus au sein de la convection.

Enfin, les progrès effectués dans la représentation des processus physiques des modèles de prévision numérique du temps vont également permettre de progresser dans une meilleure régionalisation des épisodes de précipitations intenses dans la perspective du changement climatique. La communauté scientifique du climat s'accorde désormais sur la nécessité de simuler la convection profonde de manière explicite dans les différents scénarii et projections climatiques. Des travaux sur la régionalisation climatique des précipitations extrêmes en région méditerranéenne avec le modèle AROME sont en cours au CNRM et s'inscriront dans les prochaines années dans le cadre du projet international Cordex et le projet européen H2020 EUCP.

+++

Annexes

A La microphysique dans les modèles

La microphysique des nuages se consacre à l'étude des hydrométéores qui forment les nuages. Un nuage est en effet composé d'une multitude de particules, caractéristiques des différentes phases de l'eau, allant de la taille du micron au centimètre. La structure micro-échelle d'un nuage est caractérisée par la quantité de ces hydrométéores et leur dimension qui influencent directement la production des précipitations. La microphysique englobe également les phénomènes dynamiques et thermodynamiques à l'origine de la formation des nuages et plus particulièrement des changements de phase des hydrométéores. Pour les nuages précipitants, une microphysique chaude est considérée en particulier pour former les précipitations. Pour la convection profonde il faut ajouter la microphysique froide.

La zone grise de la microphysique n'est pas définie de la même manière que pour la turbulence. En effet, la microphysique ne pourra être entièrement explicite qu'avec l'utilisation de résolution métrique, encore impossible à ce jour avec la performance des super-calculateur actuels. Aujourd'hui, la microphysique peut avoir des représentations différentes selon les objectifs souhaités. Il existe actuellement deux catégories de modèles qui de la moins résolue à la plus résolue sont : (1) les schémas bulk à 1, 2 ou plusieurs moments, (2) les schémas bin à microphysique détaillée ou spectrale. Les ressources numériques nécessaires sont donc plus importantes pour les schémas à microphysique détaillée.

Les schémas bulk définissent les nuages selon un nombre variable de classe d'hydrométéores, soit de façon simplifiée en utilisant peu de classe comme [Kessler \(1969\)](#) qui n'utilise que l'eau nuageuse et l'eau précipitante (peu adapté pour l'étude de convection profonde), soit de façon plus complexe avec une multitude de classe pour bien différencier les espèces dites froides. Le schéma bulk suppose une distribution en taille des particules pour chaque classe d'hydrométéore (contrairement au schéma bin qui résout explicitement cette distribution). Avec l'utilisation d'un schéma à plusieurs moments, il est possible d'ajouter des équations pronostiques pour la concentration du nombre de particules donnant ainsi accès à la taille moyenne des gouttes.

Le schéma bin représente de façon plus complète la microstructure du nuage. Ils pronostiquent de nombreuses variables associées aux distributions dimensionnelles des hydrométéores. Ce type de schéma considère le nombre de particules suivant une des tailles de classe. Les tailles de classe sont fixes et lorsque les particules changent de tailles, elles changent de classe. Ces modèles sont capables de décrire tous les processus microphysiques en jeu dans la formation et l'évolution des nuages.

B Les outils diagnostics Meso-NH - Équations bilans pour l'eau liquide et le graupel

Bilan eau liquide

$$\frac{\partial r_r}{\partial t} = \Sigma \frac{\partial r_r}{\partial t} + ACCR + AUTO - REVA - SFR - ACC - CFRZ - WETG - DRYG + GMLT \quad (B.1)$$

Les processus de formation de l'eau liquide sont caractérisés par :

- (1) l'autoconversion de l'eau nuageuse en eau liquide (AUTO)
- (2) l'accrétion d'eau nuageuse par la pluie et par la neige qui peut directement créer de l'eau liquide selon la température de l'environnement (ACCR)
- (3) la fonte du graupel en eau liquide (GMLT)

Les processus puits de l'eau liquide sont :

- (1) l'évaporation de la pluie (REVA)
- (2) l'accrétion de l'eau liquide par les cristaux de glace, la neige ou le graupel et qui produit soit de la neige soit du graupel selon la quantité d'eau liquide utilisée (WETG et DRYG)
- (3) le refroidissement de l'eau liquide jusqu'à former du graupel, soit par congélation spontanée (SFR) soit par processus de conversion (CFRZ)
- (4) l'accrétion des gouttes de pluies entre elles jusqu'à leur chute (ACC).

Bilan graupel

$$\frac{\partial r_g}{\partial t} = \Sigma \frac{\partial r_g}{\partial t} SFR - DEPG - RIM - CMEL + CFRZ + WETG + DRYG - GMLT \quad (B.2)$$

Les processus de formation du graupel sont caractérisés par :

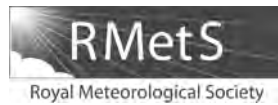
- (1) la congélation spontanée des gouttes de pluie (SFR) ou par conversion au contact de la glace (CFRZ)
- (2) l'accrétion de la pluie par les cristaux de glace ou la neige qui, selon la quantité de pluie utilisée, fournit de la neige ou du graupel, l'accrétion des cristaux de glace par du graupel, l'accrétion de la neige par du graupel, l'accrétion des gouttes de pluies par du graupel et l'accrétion de l'eau nuageuse par du graupel (WETG et DRYG)

Les processus puits de graupel sont :

- (1) la fonte spontanée du graupel en eau liquide (GMLT) ou par conversion au contact de l'eau liquide (CMEL)
- (2) la sublimation du graupel en vapeur d'eau (RIM)
- (3) la chute directe du graupel (DEPG)

C Article : Offshore deep convection initiation and maintenance during the HyMeX IOP 16a heavy precipitation event

Duffourg, F., Nuissier, O., Ducrocq, V., Flamant, C., Chazette, P., Delano, J., Doerenbecher, A., Fourrié, N., Di Girolamo, P., Lac, C., Legain, D., Martinet, M., et al. (2016). Offshore deep convection initiation and maintenance during i0p16a offshore deep convection initiation and maintenance during hymex iop 16a heavy precipitation event. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.



Offshore deep convection initiation and maintenance during the HyMeX IOP 16a heavy precipitation event

F. Duffourg,^{a*} O. Nuissier,^a V. Ducrocq,^a C. Flamant,^b P. Chazette,^c J. Delanoë,^d A. Doerenbecher,^a N. Fourrié,^a P. Di Girolamo,^e C. Lac,^a D. Legain,^a M. Martinet,^a F. Saïd^f and O. Bock^g

^aCNRM-GAME, UMR3589, Météo-France and CNRS, Toulouse, France

^bLATMOS, Sorbonne Université, UPMC Université Paris 6, CNRS and UVSQ, UMR 8190, Paris, France

^cLSCE, Gif-sur-Yvette, France

^dLATMOS/IPSL/UVSQ/CNRS/UPMC, Guyancourt, France

^eScuola di Ingegneria, Università della Basilicata, Potenza, Italy

^fLaboratoire d'Aérodynamique, Université de Toulouse, UMR CNRS 5560, Toulouse, France

^gLAREG-IGN, Université Paris Diderot, Paris, France

*Correspondence to: F. Duffourg, Météo-France, CNRM-GAME/GMME/MICADO, 42 avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 1, France. E-mail: fanny.duffourg@meteo.fr

During the first special observation period of the HyMeX program dedicated to heavy precipitation over the western Mediterranean, several Mesoscale Convective Systems (MCSs) formed over the sea and produced heavy precipitation over the coastal regions, as for example during IOP (Intensive Operation Period) 16a. On 26 October 2012, back-building MCSs formed and renewed over the northwestern Mediterranean Sea while producing heavy rain over the French coastal urbanized regions. This paper analyses the storm evolution along with the ambient flow and the initiation and maintenance mechanisms of the offshore deep convection observed during IOP16a. The suites of water vapour lidars, wind profilers, radiosoundings and boundary-layer drifting balloons over and along the coast of the northwestern Mediterranean offer a unique framework for validating the convective processes over the sea investigated using kilometre-scale analyses and simulation.

The high-resolution simulation shows clearly that the convective system is fed during its evolution over the sea by moist and conditionally unstable air carried by a southwesterly to southeasterly low-level jet. The low-level wind convergence in this southeasterly to southwesterly flow over the sea is the main triggering mechanism acting to continually initiate and maintain the renewal of convective cells contributing to the back-building system. The convergence line appears when a secondary pressure low forms in the lee of the Iberian mountains. A sensitivity test turning off the evaporative cooling within the microphysical parametrization shows that the exact location of the main convergence area focusing the heaviest precipitation is determined by small-scale feedback mechanisms of the convection to the environment.

Key Words: heavy precipitation event; HyMeX; mesoscale convective system; field campaign observations

Received 8 April 2015; Revised 1 December 2015; Accepted 7 December 2015; Published online in Wiley Online Library 17 February 2016

1. Introduction

The western Mediterranean coastal regions are frequently affected by heavy precipitation that produces flash floods and landslides (e.g. Ricard *et al.*, 2012; Llasat *et al.*, 2013). Heavy rainfall is most often generated by stationary or slow-moving mesoscale convective systems (MCSs; e.g. Ducrocq *et al.*, 2008; Buzzi *et al.*, 2014). A back-building MCS, which repeatedly renews convective cells upstream while older cells move downstream passing over the same region, produces large rainfall totals (Schumacher

and Johnson, 2005). MCSs preferably develop eastward of an upper-level trough extending from the British Isles to off the Iberian Peninsula which is favourable for the generation of low-level moist unstable marine flow directed towards the coastal mountainous regions (Martínez *et al.*, 2008; Nuissier *et al.*, 2011).

The mountainous terrain around the western Mediterranean Sea (e.g. Alps, Pyrenees, Atlas mountain ranges) favours convection triggering and heavy precipitation formation. Lifting of the conditionally unstable low-level marine flow impinging upon the foothills bordering the western Mediterranean Sea is a well known

mechanism for renewing convection triggering at the same location. Several numerical studies (Miglietta and Rotunno, 2010; Bresson *et al.*, 2012) have shown that the convective orographic precipitation is sensitive to the complexity of the terrain itself, the cloud microphysics and the characteristics of the impinging flow. For instance, the convectively generated cold pool can push the MCS upstream, away from the mountain barrier (Ducrocq *et al.*, 2008). This cold-pool convection-triggering mechanism has been shown to occur when the ambient flow is relatively dry or weak (Bresson *et al.*, 2012). Low-level convergence upstream of the mountain and over the sea is another frequent lifting mechanism induced by alteration of the low-level flow by mountains and islands in the Mediterranean through

- (i) flow blocking and barrier effect forced by the presence of a mountain range (Buzzi *et al.*, 2014);
- (ii) flow around and drainage winds induced by mountainous islands like Corsica or Sardinia (Barthlott *et al.*, 2014);
- (iii) lee cyclogenesis, the most frequent being the Genoa cyclogenesis (Campins *et al.*, 2006).

Such initiation and maintenance mechanisms have been well documented for MCS triggering over the coastal Mediterranean mountainous regions (e.g. Buzzi *et al.*, 1998; Homar *et al.*, 2002). By contrast, mechanisms for initiation and development of back-building MCS over the sea have been less studied in the past, mostly due to the lack of relevant observations over the sea. However, convection developing offshore can play an important role in subsequent heavy precipitation over land (e.g. Tripoli *et al.*, 2005) and its forecast is most of the time more challenging than for orography-triggered convection.

During the first special observation period (SOP1; Ducrocq *et al.*, 2014) of the Hydrological Cycle Experiment in the Mediterranean (HyMeX; Drobinski *et al.*, 2014), several MCSs forming over the western Mediterranean Sea were observed with airborne and seaborne observation platforms, among others. The motivation of this paper is to study one case of MCSs forming over the sea on 26 October 2012 (HyMeX IOP16a) and well documented during HyMeX SOP1 to study the initiation and maintenance mechanisms of offshore deep convection. The suites of water vapour lidars, wind profilers, drifting balloons and radiosoundings deployed over the northwestern Mediterranean are exploited to corroborate the ambient flow and low-level circulation analysed and simulated by kilometre-scale models. Subsequently, the high-resolution model simulations are used to investigate the mechanisms of the main MCS forming and being maintained over the sea before reaching the coastal French southeastern region.

The article outline is as follows. Section 2 provides an overview of the precipitating systems and the synoptic context in which they developed as well as of the SOP1 observations available for IOP16a. Then, in section 3, the field campaign observations are used to evaluate convection-permitting numerical weather prediction (NWP) analyses for the description of the mesoscale environment. These analyses are then used to drive a high-resolution numerical simulation described in section 4. This high-resolution numerical simulation is analysed in section 5 to study the evolution of one of the mesoscale convective systems, its storm environment and possible initiation and maintenance mechanisms. Section 6 provides a summary and outlines open questions which will be addressed in future studies.

2. IOP16a overview

2.1. Chronology of the precipitation event

On 26 October 2012, convective cells developed offshore of the Spanish coast of Catalonia in the early morning between 0500 and 0600 UTC, on the northern and eastern edges of a decaying convective system. The northern convective cells rapidly organised along a south–north axis in a MCS slowly moving northnortheastwards over the northwestern Mediterranean

Sea. This MCS will be later identified as MCS1a. It is clearly distinguished on the infrared image from the Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager (SEVIRI) on board Meteosat Second Generation at 0900 UTC, 26 October 2012 (Figure 1). MCS1a decayed while approaching the French coasts just before 1200 UTC. The heaviest convective precipitation due to MCS1a thus occurred over the sea. Precipitation amounts over the sea, estimated from the coastal radars, were more than 75 mm between 0600 UTC and 1200 UTC and more than 100 mm in 24 h (Figure 2). Afterwards, the decaying MCS1a induced orographic precipitation over the Cévennes mountain range (Figure 1 shows the geography) that lasted almost all day with quite large daily rainfall totals, up to 130 mm over the mountain range (Figure 2).

A second MCS, called MCS1b hereafter, formed on the southeast of MCS1a. MCS1b also took a typical V-shape in the satellite infrared images (Figure 1) elongated along a southwest–northeast axis, with a stratiform part located north of the convective line. MCS1b headed eastnortheastwards towards the Var region, causing 6 h precipitation accumulation of more than 75 mm over the sea before reaching the coast around 1200 UTC. In the afternoon, MCS1b was still progressing eastwards and crossed over the Var region. Its eastwards motion slightly slowed around 1500–1600 UTC over the eastern coast of the Var region inducing up to 100 mm of precipitation between 1200 UTC and 1800 UTC over southeastern France and up to 150 mm in 24 h (Figure 2). This rainfall caused some urban flooding near Marseille and in the Var region, with two casualties swept away in a rainwater drainage channel in Toulon (Var region).

On 26 October, another MCS also affected the area between Genoa and La Spezia in Liguria, Italy, with up to 245 mm recorded in 24 h (Figure 2). This region is frequently affected by heavy precipitation and several previous studies have analysed the mechanisms for MCS generation over this peculiar region (e.g. Buzzi *et al.*, 2014). The present study rather focuses on MCS1a–b that developed over the sea and for which initiation and maintenance mechanisms are more puzzling.

2.2. Synoptic context

Figure 3 depicts the prevailing synoptic situation at 0600 UTC on 26 October 2012. It is characterised by an upper-level low crossing over the Iberian Peninsula during the day and a southwesterly diffident flow over the northwestern Mediterranean with several potential vorticity anomalies moving through (not shown). The belt of strong upper-level diffident winds slowly moved eastwards during the day together with the upper-level low.

At low levels, a disturbance was associated with the upper-level low west of Portugal at 0000 UTC as displayed in Figure 3. The surface cold front, over Portugal and southern Spain in the early morning, progressed northeastward while occluding over Spain. A secondary pressure low formed between the eastern Spanish coast and the Balearic Islands, in the lee of the Pyrenees and Iberian mountains during the morning. It controlled a southwesterly to southeasterly low-level flow over the western Mediterranean Sea transporting warm and moist marine air masses towards the French coasts (pseudo-adiabatic wet bulb potential temperature $\theta_w > 16^\circ\text{C}$ at 925 hPa, not shown). Together with the upper-level pattern, the pressure minimum and the warm and moist low-level flow over the western Mediterranean Sea progressed eastwards during the day on 26 October.

2.3. Field campaign observations

Ducrocq *et al.* (2014) provides a comprehensive description of the observing systems deployed during the HyMeX SOP1. More than 200 research instruments were deployed over the northwestern Mediterranean Sea and its surrounding coastal regions in France, Italy, and Spain. All of them ensured both a close observation of the precipitating systems and a fine-scale survey of the upstream meteorological conditions over

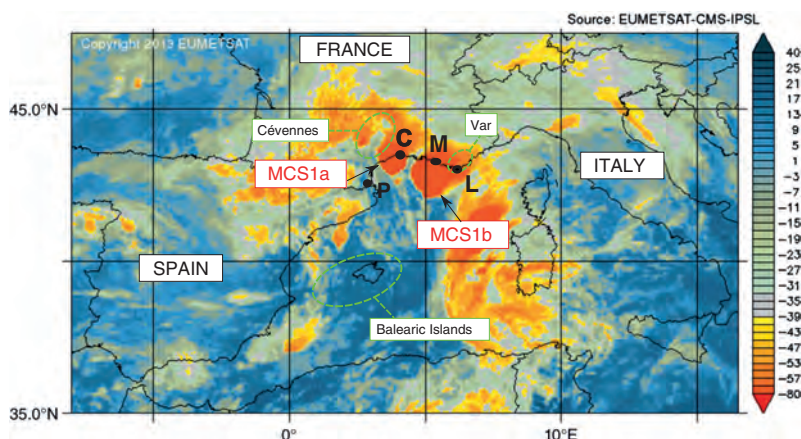


Figure 1. Infrared satellite image (brightness temperature, °C, colour scale) from SEVIRI on board Meteosat Second Generation at 0900 UTC on 26 October 2012. The names of the main geographical areas are also given. P denotes Perpignan, C Candillargues, M Marseille and L Isle du Levant.

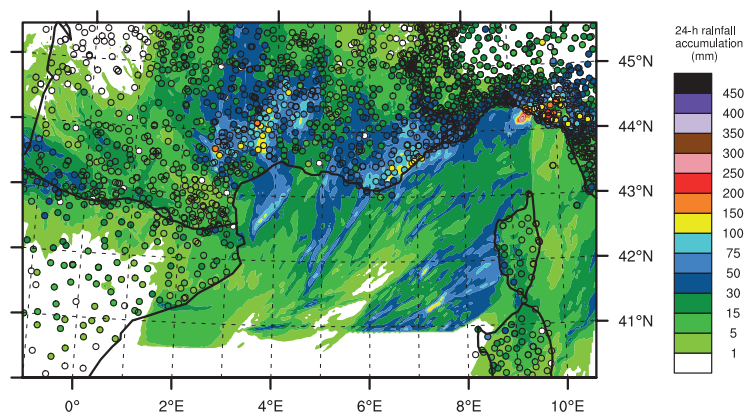


Figure 2. 24 h rainfall accumulation (mm) to 0000 UTC on 27 October 2012 measured by the raingauges (coloured dots) and estimated from the French radar network (coloured areas).

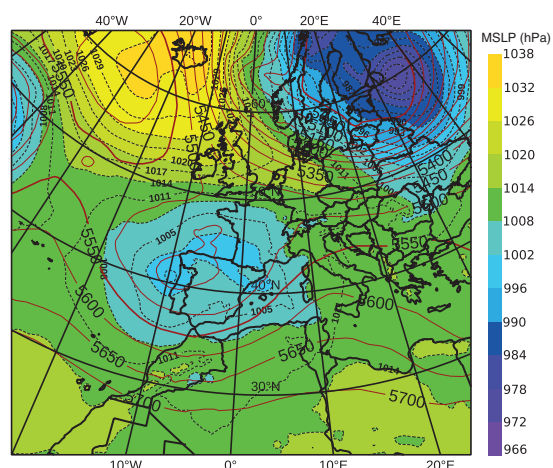


Figure 3. Mean sea level pressure (colour scale, hPa) and geopotential at 500 hPa (solid contours, m) from ARPEGE analyses at 0600 UTC on 26 October 2012

the Mediterranean. Among them, several wind profilers were deployed along the northwestern Mediterranean coast, including UHF profilers in Perpignan, Candillargues and Isle du Levant (Figure 1 shows locations). GPS measurements from more than 1000 stations in the HyMeX study area were also gathered and

processed with the GIPSY/OASIS II v6.2 software in Precise Point Positioning mode using the most accurate processing options (Bock and Bosser, 2014; Bock *et al.*, 2015). The conversion of the GPS (Global Positioning System) zenith tropospheric delay estimates into integrated water vapour (IWV) was done using surface temperature and pressure measurements provided by the nearest weather station.

In addition, many campaign observation systems were operated on alert. For IOP16a, additional radiosoundings were launched both in Marseille every 3 h on 26 October and in Candillargues every 6 h on 25 and 26 October. Also, the ship *Le Provence* was at sea, providing additional surface observations over the northwestern Mediterranean, and from which radiosondes were launching every 3 h between 0900 UTC on 25 October and 1500 UTC on 26 October. The water vapour lidars WALI (Chazette *et al.*, 2014) in Menorca (Balearic Islands; Figure 1) and BASIL (Di Girolamo *et al.*, 2009) in Candillargues were operated throughout the IOP. Also, to sample the upstream low-level flow, the French SAFIRE/ATR42 aircraft with the water vapour lidar LEANDRE2 (Bruneau *et al.*, 2001) on board flew back and forth between Candillargues and Menorca during the night of 25 October and early morning of 26 October. Two boundary-layer pressurized balloons (Doerenbecher *et al.*, 2013) were launched from Menorca at 2101 UTC on 25 October and 0538 UTC on 26 October and were steered northnortheastwards over the sea until 0312 UTC and 1449 UTC, respectively. The SAFIRE/Falcon-20 aircraft with the cloud radar RASTA (Delanoë *et al.*, 2013) on board performed two flights during the day of 26 October dedicated

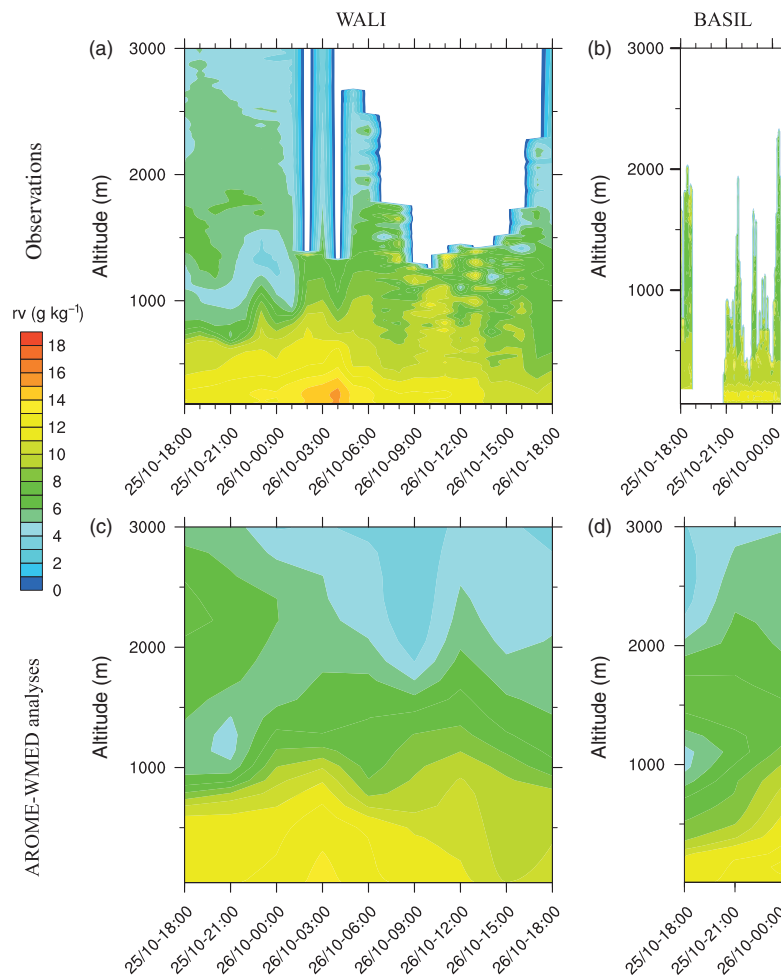


Figure 4. Water vapour mixing ratio vertical profiles (a, b) observed and (c, d) extracted from AROME-WMED 3 h analyses over the locations of (a, c) WALI and (b, d) BASIL lidars at Menorca (Balearic Islands) and Candillargues, respectively (Figure 1 shows location).

to the description of the precipitating system microphysics and dynamics. The first in the morning, from 0628 UTC to 0956 UTC, sampled MCS1a located in the western part of the Gulf of Lion. The second flight took place in the afternoon, from 1240 UTC to 1440 UTC, and observed MCS1b over the sea and the Var region.

3. AROME-WMED analyses

3.1. Description

Various real-time deterministic models were run during the HyMeX SOP1. Besides the operational numerical prediction systems of several weather services, AROME-WMED (Fourrié *et al.*, 2015) was set up specifically for the HyMeX campaign. It is a dedicated version of the convection-permitting numerical prediction system AROME (Application of Research to Operations at Mésoscale; Seity *et al.*, 2011) operational at Météo-France, covering the western Mediterranean. The AROME-WMED 3-hourly 3D-Var data assimilation cycle, at 2.5 km horizontal resolution, was run in real time throughout the HyMeX SOP1, with 48 h range forecasts issued each day from the 0000 UTC analysis. All conventional routine observations were assimilated (surface observations from land stations and ships, vertical soundings from radiosondes and pilot balloons, buoy and aircraft measurements), together with some wind profilers, winds from AMV (Atmospheric Motion Vectors) and scatterometers,

Doppler winds and reflectivities from radars, satellite radiances and ground-based GPS measurements.

In order to assess the quality of the AROME-WMED analyses for describing the mesoscale environment and the main ingredients for heavy precipitating systems and thus its capability for driving high-resolution numerical simulations of IOP16a, the AROME-WMED analyses are compared below with some field campaign observations describing the ambient mesoscale environment. Observations that were not assimilated in AROME-WMED analyses are selected to assess if the wind and moisture vertical structures of the upstream flow heading towards the French Mediterranean coast are correctly reproduced in the AROME-WMED analyses.

3.2. Water vapour

Figure 4 compares the vertical profiles of water vapour mixing ratio from the 3-hourly AROME-WMED analyses against the observations of the lidar WALI in Menorca. It appears that the moisture structures are overall well reproduced in the AROME-WMED analyses, even if some short wet spells cannot be seen with only the 3 h analysis time step, as for example near the surface between 0300 UTC and 0600 UTC. The drier air mass observed with WALI around 1000–1500 m between 1800 UTC on 25 October and 0000 UTC on 26 October also appears at 2100 UTC, 25 October, in the AROME-WMED analyses but

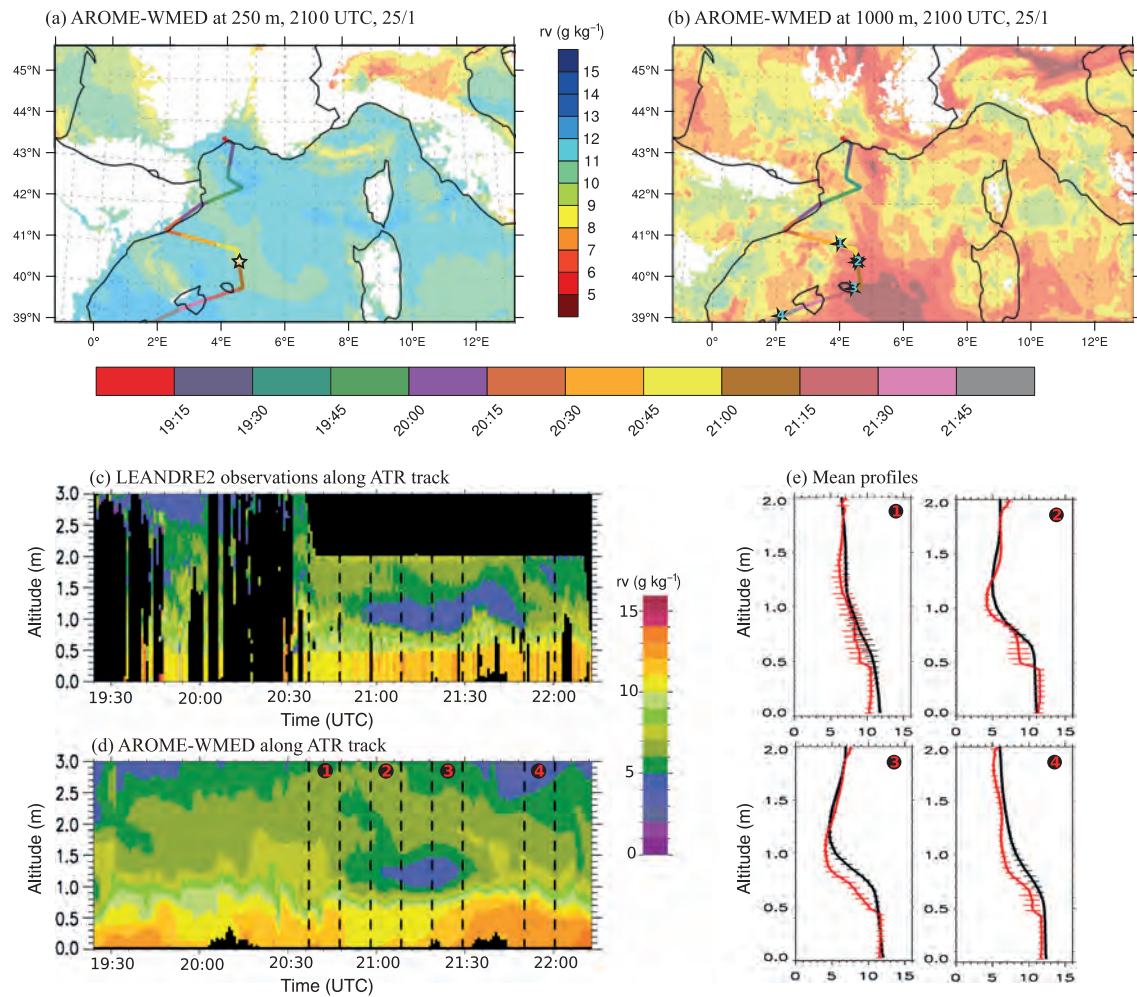


Figure 5. Water vapour mixing ratio from the AROME-WMED analysis at 2100 UTC on 25 October (a) at 250 m and (b) at 1000 m asl, together with the ATR flight track. The ATR flight track is colour coded according to time (horizontal colour scale), and the star in (a) indicates the location of the aircraft at 2100 UTC. Water vapour mixing ratio along the ATR track (c) observed with the LEANDRE 2 lidar (black denotes no lidar data) and (d) extracted from AROME-WMED analyses. (e) Vertical profiles of water vapour mixing ratio (g kg^{-1}) derived from LEANDRE 2 (solid line, red online) and extracted from the AROME-WMED analysis (black solid line) averaged over slices 1–4 indicated by dashed black lines in (d) and by stars 1–4 in (b) (see text for explanation of the horizontal bars).

it is smaller and located slightly too high. The height of the boundary layer with the largest moisture content is very similar in AROME-WMED analyses and in WALI measurements. However, the largest water vapour mixing ratio (about 12 g kg^{-1}) seems to extend higher up to about 700 m in AROME-WMED instead of to the 400–600 m in the observations. This seems to be true also on the French coast, according to the water vapour mixing ratio profiles observed over Candillargues by the BASIL lidar also shown in Figure 4. Unfortunately, the area was affected by rain most of the time and only very few measurements are available for this IOP from the BASIL lidar.

The atmospheric moisture structures of the upstream flow were also observed by LEANDRE2 lidar on board the SAFIRE/ATR42 aircraft. Figure 5(a, b) shows the north-to-south flight track from 1900 UTC to 2200 UTC on 25 October, superimposed on water vapour mixing ratio fields from the AROME-WMED analysis at 2100 UTC at 250 and 1000 m, respectively. The near-surface water vapour is quite uniform over the northwestern Mediterranean Sea, with analysed values around 11 g kg^{-1} . At 1000 m asl, the analysed water vapour field is less homogeneous with a dry ‘tongue’ extending from east of the Balearic Islands to southern France. It is intersected by the flight track. Figure 5(c) displays the water vapour mixing ratio measured by LEANDRE2 along the flight track. Black

areas in this figure denote regions with clouds or precipitation. Below 400 m, the observations correspond to a mean value over the lowest 400 m layer. Water vapour profiles were extracted along the aircraft track from the nearest 3 h AROME-WMED analysis (Figure 5(d)), which is the 1800 or 2100 UTC analysis for flight positions before or after 1930 UTC respectively. LEANDRE2 and AROME-WMED vertical profiles of water vapour mixing ratio shown in Figure 5(e) are obtained by averaging 60 individual profiles, representative of a distance of about 60 km along the ATR flight track. The horizontal bars represent the variability (standard deviation) of the data within the selected 60 km slice.

Overall, the AROME-WMED analysis represents correctly the low-level moist air mass over the northwestern Mediterranean basin with water vapour mixing ratios along the track between 10 and 13 g kg^{-1} below 500 m. The moisture content of this layer in the AROME-WMED analysis is in very good agreement with LEANDRE2 measurements, especially for the three southern slices (Figure 5(e)). This layer appears slightly deeper than in the observations but it is worth mentioning that the LEANDRE2 data also exhibit the largest horizontal variability between 500 and 800 m (Figure 5(e)). The observations (Figure 5(c)) show a drier air mass above this moist low-level layer with water vapour mixing ratios below 8 g kg^{-1} and even lower than 5 g kg^{-1}

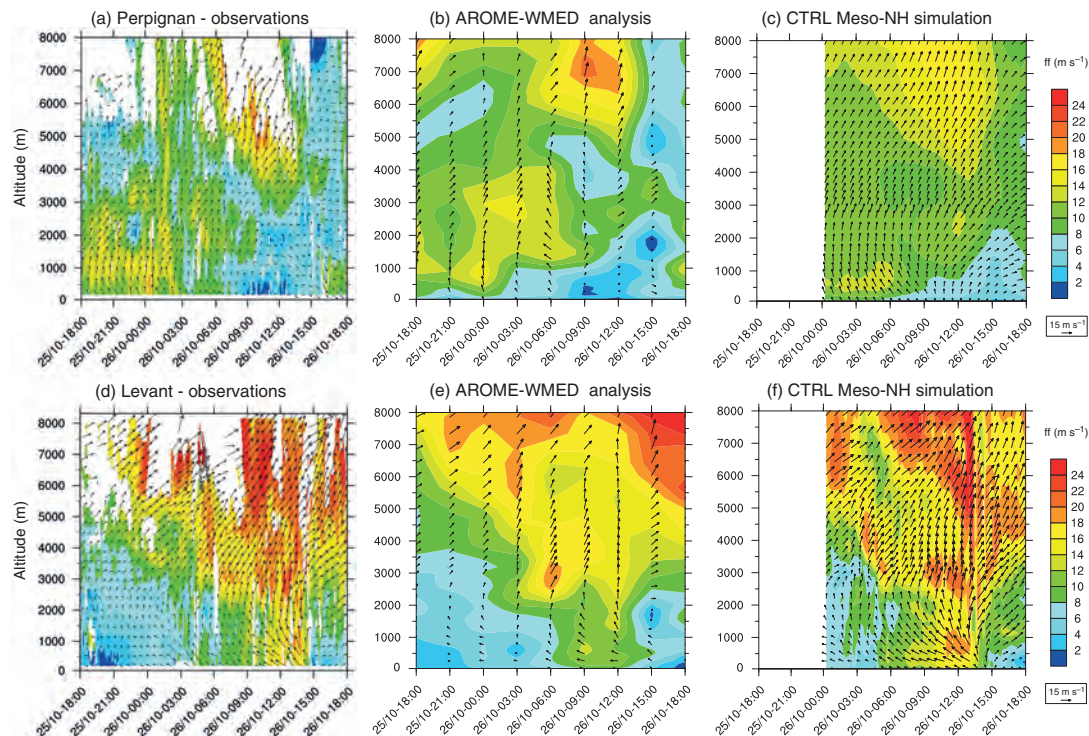


Figure 6. Horizontal wind from (a, d) profiler observations, (b, e) AROME-WMED analyses and (c, f) CTRL simulation at (a–c) Perpignan and (d–f) Levant (Figure 1 shows locations), from 1800 UTC on 25 October to 1800 UTC on 26 October.

locally at 1000 m from 2100 to 2145 UTC, when the aircraft was flying east of the Balearic Islands. This is consistent with WALI observations. The AROME-WMED analysis depicts this dry air pocket (Figure 5(d)), which corresponds to the dry air ‘tongue’ identified in Figure 5(b). Consistently with the comparison with WALI observations, the analysis locates this dry pattern about 200 m higher (Figure 5(e)) and with a smaller extent and amplitude than the observations. However, this underestimation of the dry air intrusion can also result from a small location error of the dry tongue as the aircraft flew over its western side and WALI is positioned in the same area. Previous AROME-WMED analyses (not shown) show that this dry air mass came from Northern Africa. After 1800 UTC, 25 October, it was transported northeastwards across the Mediterranean Sea. An evidence of this dry air mass can be seen afterwards in *Le Provence* ship radiosounding measurements (at 0300 UTC on Figure 16(a) below) or in the Marseille radiosounding at 0600 UTC (Figure 16(c) below), about 6 h before the passage of MCS1b. It can also be noted that the effect of the Mallorca Balearic Island (crossed over by the aircraft just after 2130 UTC) on the water vapour field is discernible both in the observations and in the AROME-WMED analysis with moister air above the island.

To sum up, the water vapour mixing ratio field is quite well reproduced in the AROME-WMED analyses when compared to the LEANDRE2, WALI and BASIL lidar observations. The moist low-level layer is overall well depicted, but slightly (100–200 m) too deep in the analyses. The dry pattern identified east of the Balearic Islands at 2100 UTC moved northward to just north of 40°N in the 0000 UTC AROME-WMED analysis which is used as initial conditions for the high-resolution simulation described in section 4.

3.3. Horizontal winds

The wind profilers deployed along the French coast provide a broad picture of the ambient horizontal winds. Figure 6 displays

the horizontal wind speed and direction from the Perpignan and Levant profilers (Figure 6(a) and (d), respectively) and the 3-hourly AROME-WMED analyses (Figure 6(b) and (e), respectively).

The observations both at Perpignan and Isle du Levant confirm the southerly to southeasterly low-level marine flow arriving at the French Mediterranean coasts with a maximum wind speed reached around 1000 m asl. The time-evolution of the low-level wind with the eastward progress of the disturbance also appears clearly first with a strengthening of the southeasterly wind, followed by a weakening and shift of the low-level wind to westerly and finally northwesterly winds at Perpignan in the late afternoon on 26 October. At 5000 m asl, both wind profilers show the strengthening of the southwesterly upper-level winds in the late morning corresponding to the slow eastward progress of the upper-level trough.

In the AROME-WMED analyses, at Perpignan the southerly winds at the lowest levels are too weak during the night and early morning, and the strengthening of the upper-level winds in the late morning is confined to too high a level. At Levant between 0900 UTC and 1500 UTC on 26 October, winds at the lowest levels are oriented too easterly and the strengthening of the wind over the whole tropospheric column is underestimated. In spite of this underestimation, the main characteristics of the wind pattern both at low- and upper-level are overall well reproduced in the AROME-WMED analyses. The time evolution of AROME-WMED winds also agrees very well with the observations.

This quite extensive comparison of AROME-WMED analyses with the HyMeX observations shows that the mesoscale meteorological environment favouring IOP16a HPE is well represented in the AROME-WMED analyses. These analyses thus provide adequate initial and lateral boundary conditions to drive the high-resolution numerical simulation described in the following section.

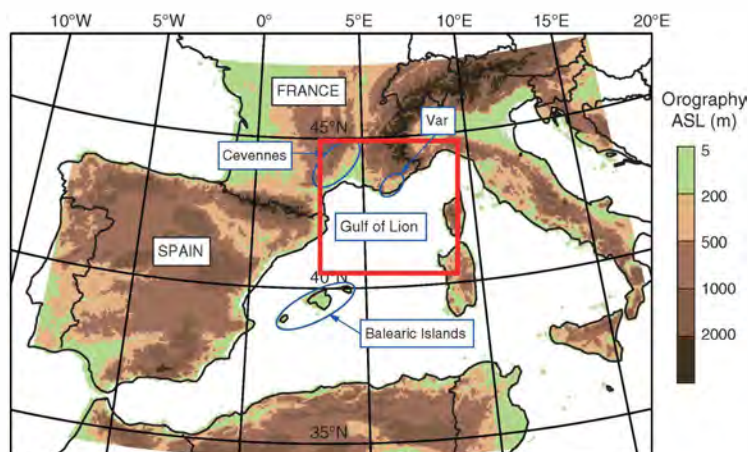


Figure 7. Domains of the CTRL simulation (solid rectangle, red online) superimposed on the AROME-WMED domain orography (colour scale). The names of the main geographical areas are also given.

4. Numerical simulation

4.1. Meso-NH model and set-up

The numerical simulation was performed with the non-hydrostatic numerical research model Meso-NH (Lafore *et al.*, 1998). Several sensitivity tests (model domain and resolution, initial and boundary conditions, physical parametrization set-up, transport schemes) were carried out in order to get the best possible representation of the precipitating systems MCS1a and MCS1b. The following details the configuration of the best simulation (named CTRL hereafter) obtained with a 2.5 km horizontal grid spacing.

The Meso-NH model was run over a 500×500 km domain covering southeastern France and the Gulf of Lion. This domain is displayed in Figure 7. It encompasses the precipitating systems during their whole life-cycle as well as the marine low-level moisture-supplying flow.

The vertical grid is defined with 55 stretched vertical levels (Gal-Chen and Somerville, 1975) up to 20 km. There are 18 levels in the lowest 1500 m above the surface and the lowest one is about 19 m high. Rayleigh damping is progressively applied above 15 km altitude to prevent spurious reflections from the upper boundary. Momentum variables are transported with a fourth-order centred scheme, whereas other variables are transported with the PPM (Piecewise Parabolic Method) scheme (Collela and Woodward, 1984).

The Meso-NH prognostic variables are the three velocity components, the dry potential temperature, the six water mixing ratios – water vapour, cloud water, rain water, primary ice, snow aggregates and graupel – and the turbulent kinetic energy (TKE). The prognostic equations of the six water species are governed by a bulk one-moment mixed microphysical scheme (Caniaux *et al.*, 1994; Pinty and Jabouille, 1998) combining a three-class ice parametrization with a Kessler scheme for the warm processes. The long-wave radiative scheme is the RRTM (Rapid Radiation Transfer Model) parametrization (Mlawer *et al.*, 1997) of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. The turbulence parametrization is one-dimensional, based on a 1.5-order closure (Cuxart *et al.*, 2000) of the TKE equation. The mixing length is defined in agreement with Bougeault and Lacarrère (1989). Shallow convection is parametrized according to the EDMF (Eddy Diffusivity Mass Flux) scheme described in Pergaud *et al.* (2009) while deep convection is resolved.

The surface exchanges of energy and water are computed as weighted average of the fluxes given by four different surface schemes running for the different surface types (natural land

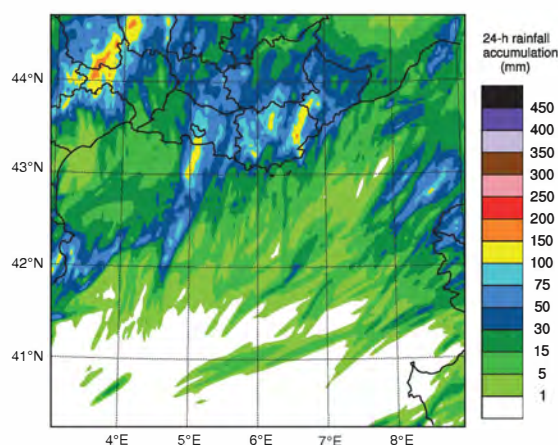


Figure 8. 24 h rainfall accumulation (mm) to 0000 UTC on 27 October simulated by CTRL.

surface, urban area, ocean and lake) encountered in each grid mesh (Masson *et al.*, 2013). The natural land surfaces are handled by the ISBA (Interactions Soil–Biosphere–Atmosphere) scheme (Noilhan and Mahfouf, 1996). The energy exchanges over urban surfaces are parametrized according to the TEB (Town Energy Balance) scheme (Masson, 2000) and the turbulent air–sea fluxes with the ECUME (Exchange Coefficients from Unified Multi-campaign Estimates) parametrization (Belamari, 2005).

The simulation is initialized at 0000 UTC on 26 October. The initial and lateral boundary conditions are provided by the AROME-WMED analyses described in section 3.

4.2. The simulated precipitating systems

A comparison of the 24 h rainfall accumulation from CTRL (Figure 8) with the observations (Figure 2) gives a broad picture of the skill of the simulation. CTRL succeeds in simulating large precipitation accumulation in the correct areas over the sea and over the orography. The rainfall accumulation maximum simulated over the Cévennes mountain range is overestimated with almost 200 mm, compared to the observed maximum of 130 mm. The precipitation associated with MCS1a crossing over the northwestern part of the Gulf of Lion is underestimated as the simulated rainfall amounts above 75 mm in this area are confined to the east of Catalonia.

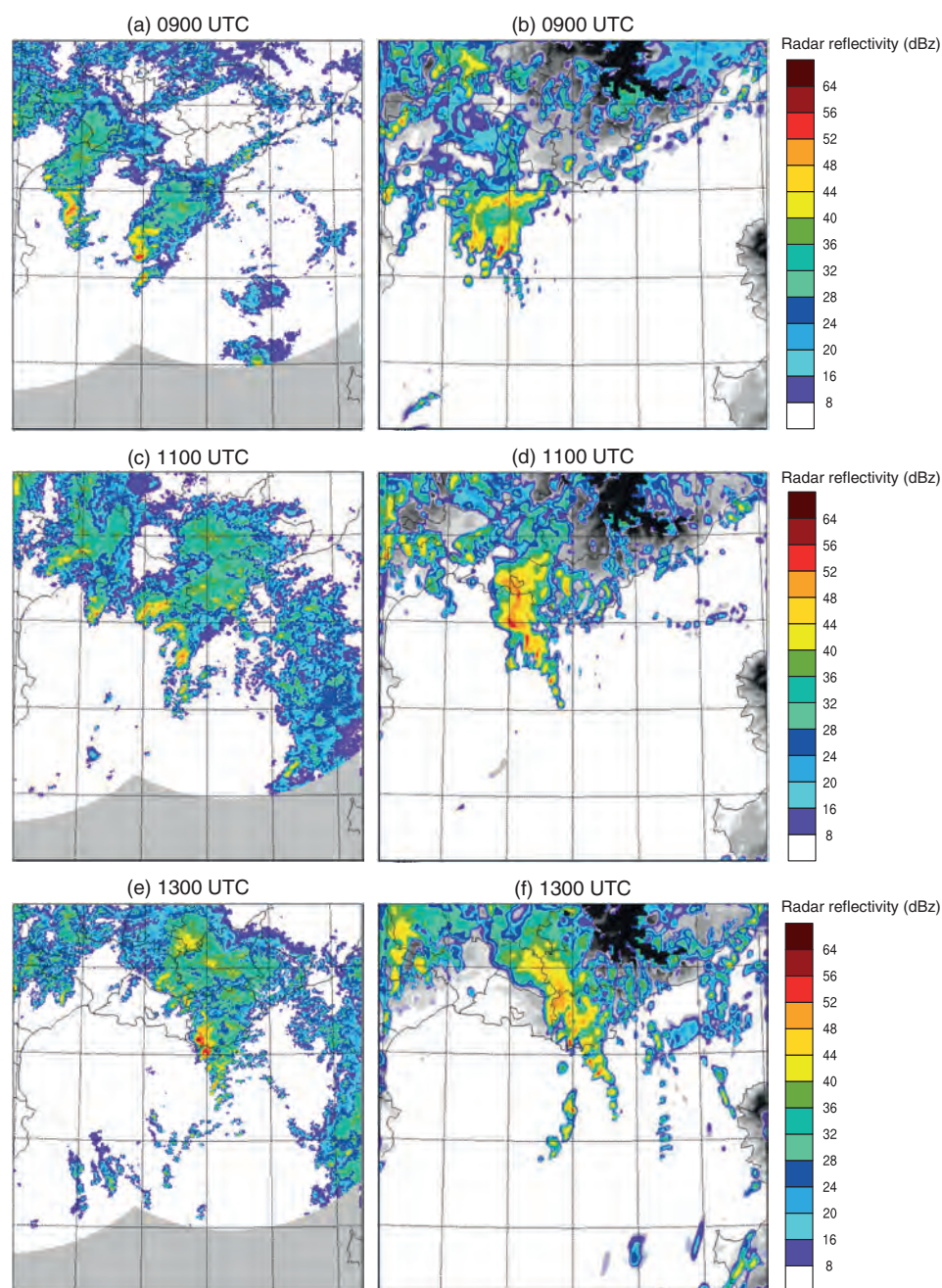


Figure 9. Radar reflectivities (dBZ) (a,c,e) observed and (b,d,f) simulated at 2000 m asl by CTRL at (a,b) 0900 UTC, (c,d) 1100 UTC and (e,f) 1300 UTC on 26 October. The areas with no radar observation data are shown in grey.

The simulation performs better for precipitation associated with MCS1b. Large rainfall amounts are indeed realistically simulated both over the Var region and over the sea along a line extending northnortheastwards towards the coasts. The simulated accumulation over the sea associated with this precipitation line is too large compared with the observations, and over land the area with rainfall totals above 75 mm extends slightly too far northwards. However, the highest accumulations (above 100 mm) are located only a few tens of kilometres too far westward.

In the following, to study the processes for offshore convection initiation and maintenance, we will focus on MCS1b as its main characteristics are correctly simulated.

5. Detailed study of MCS1b

5.1. Evolution of MCS1b

The radar reflectivities (Figure 9) detail the time evolution of the precipitating systems simulated and observed through the event, at 0900 UTC after the initiation and organisation phase of the systems, at 1100 UTC just before the systems reach the coasts and at 1300 UTC when MCS1b is over the Var region. The model radar reflectivities are computed following Caumont *et al.* (2006). CTRL performs quite well in simulating MCS1b. The formation and organisation phase of MCS1b between 0600 UTC

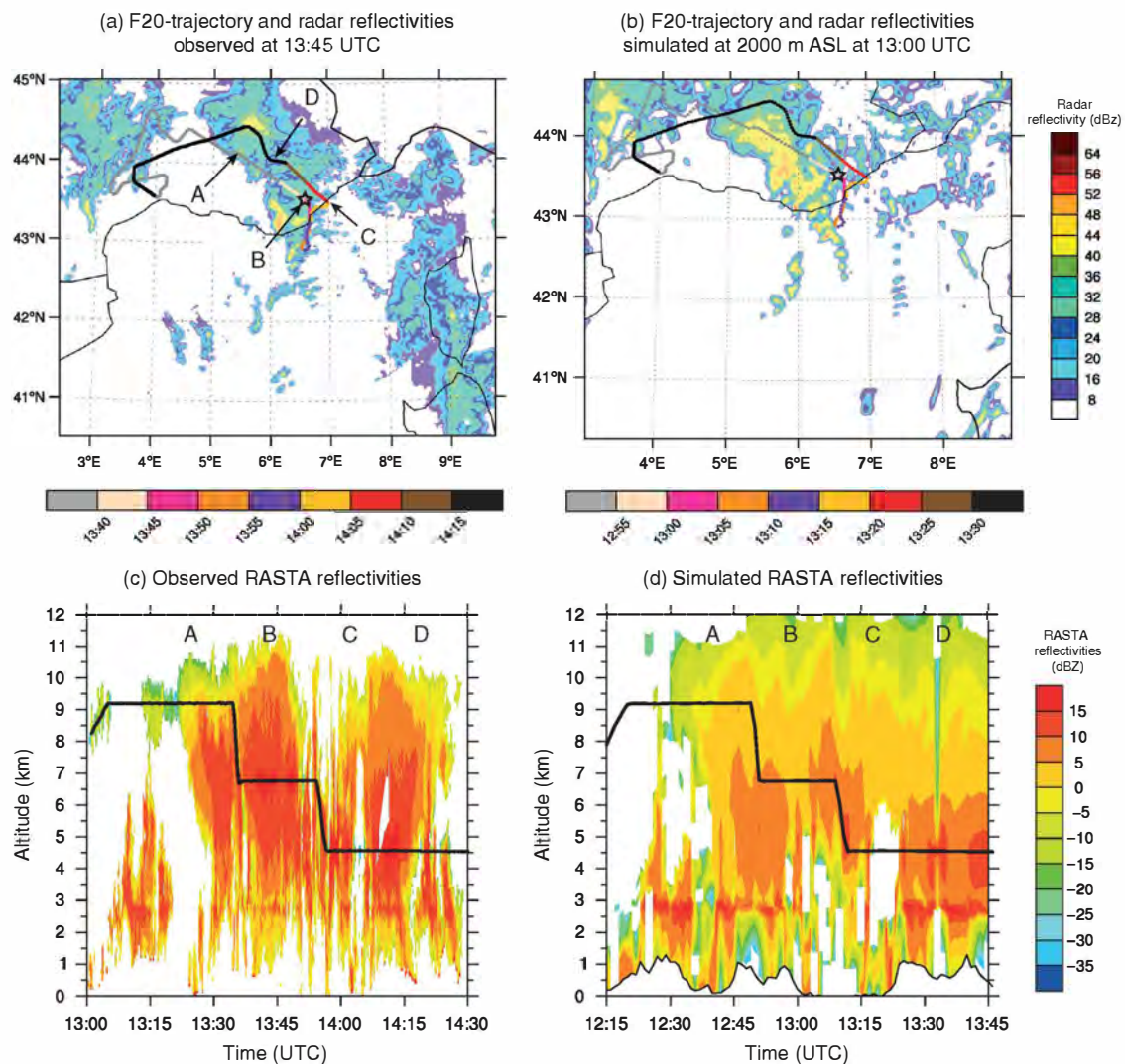


Figure 10. F20 flight track superimposed on radar reflectivities (dBZ) on 26 October from (a) observed radar Météo-France composite at 1345 UTC and (b) simulated by CTRL at 2000 m asl at 1300 UTC. Panels (c, d) show RASTA reflectivities versus time as (c) observed and (d) simulated. The aircraft trajectory is marked with black segments on (c) and (d). In (a) the star shows the location of the aircraft at 1345 UTC for the observations and in (b) at 1300 UTC for the simulation.

and 0900 UTC is correctly reproduced with a good timing and location. After 0900 UTC, MCS1b is in its mature phase with convective cells renewing continually at the southern tip of the convective system and stratiform precipitation in the northern part. CTRL succeeds in simulating this back-building process, but the area of stratiform precipitation at 2000 m asl on the northeastern side of the system appears slightly underestimated when compared to the observed radar composites (Figure 9(c) and (d)). Until 1200 UTC, the time evolution is very realistic and the system is well located (Figure 9(a)–(d)). After 1200 UTC, the simulated system crosses over the Var region slightly too rapidly (Figure 9(e) and (f)), but the organisation of the simulated convective system compares quite well with the observed one. Afterwards, the convective system decays too soon – as early as 1500 UTC (not shown).

The cloud radar RASTA measurements on board the SAFIRE/F20 aircraft provided a description of the cloud structure of the mature precipitating system MCS1b when it was over the Var region. The model equivalent reflectivities computed following Augros *et al.* (2015) are shown in Figure 10. Because of its slightly too rapid eastwards

progress in the simulation, the simulated system reaches the same location as the one observed by RASTA 45 min earlier (Figure 10(a) and (b)). Taking this time shift into account, Figure 10(c) and (d) thus compares RASTA observations recorded during the F20 flight and RASTA reflectivities simulated along the flight track for a flight shifted 45 min ahead in time. The aircraft flew firstly in the stratiform part of the MCS from about 1325 UTC (A) to 1345 UTC (B) before sampling the leading edge of the MCS where new convective cells developed until about 1405 UTC (C). The aircraft then flew back in the stratiform area to the north of the convective system (C–D). The simulation and the observations are overall in good agreement. Contrary to the simulated precipitation radar reflectivities that seem to indicate an underestimation of the stratiform precipitation at the lower layers, the simulated cloud radar reflectivities show a well-developed stratiform cloudy area as in the observations (A–B segment in Figure 10(c) and (d)). The reflectivity maxima appear slightly stronger in the observations than in the simulation, whereas the vertical extent of the simulated system is slightly higher. It is worth mentioning that these differences can also be due to the assumptions made in the observation simulator

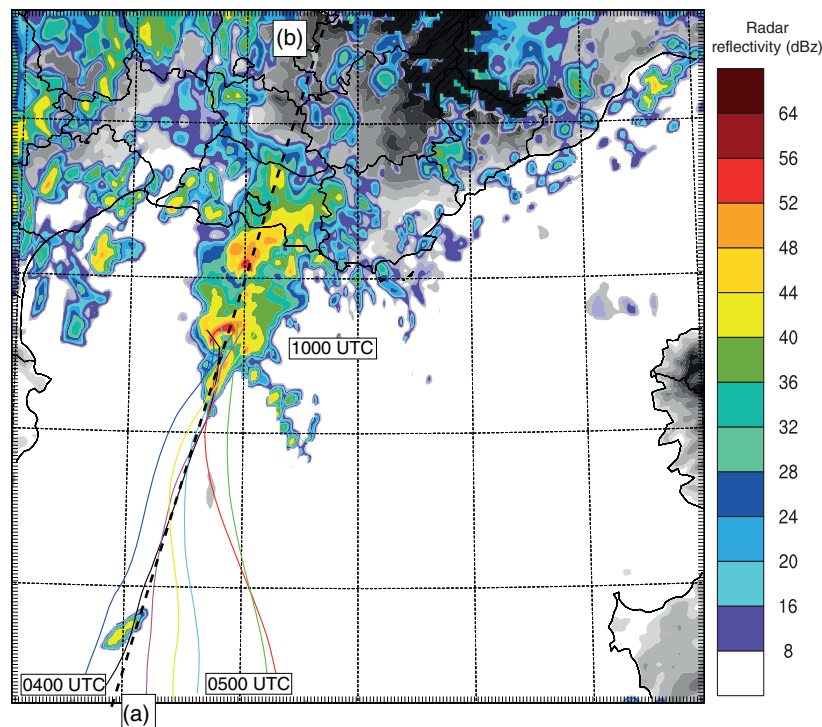


Figure 11. Horizontal projection of backward trajectories of some air parcels taken in the upper part of MCS1b simulated by CTRL at 1000 UTC and radar reflectivities (dBZ, colour scale) simulated at 2000 m at 1000 UTC on 26 October. The timing of the trajectories is indicated in UTC. The orography is displayed in grey scale as in Figure 15. The dashed line a–b shows the alignment of the vertical cross-section in Figure 12.

about signal attenuation and scattering method. The height of the melting layer, evidenced by the bright band, is located at about 3 km both in simulation and observations. The convective part (between 1340 and 1405 UTC in Figure 10(c)) is characterised by more patchy clouds both in observations and simulation.

5.2. Low-level circulation

Backward trajectories of air parcels from the top of the MCS1b simulated by CTRL are performed to show the lifting mechanisms involved in the development of the convective system. The horizontal projection of some of these backward trajectories is superimposed on the simulated radar reflectivities at 1000 UTC in Figure 11. The vertical projection of these backward trajectories is presented in Figure 12 together with the virtual (θ_v) and the equivalent (θ_e) potential temperature simulated at 0900 UTC and the hydrometeor content simulated at 1000 UTC. Figure 11 clearly shows that convective ascents are fed by a southwesterly to southeasterly convergent inflow. This convergent inflow is confined in the lowest 1000 m above the sea surface (Figure 12) before being lifted up in about 1 h to the top of the troposphere in the convective ascents of the precipitating system.

The vertical profiles of horizontal winds (Figure 6) over Isle du Levant (Figure 1 or 15 for location) show that the low-level jet feeding MCS1b depicted in CTRL (Figure 6(f)) is similar to that in the wind profiler observations (Figure 6(d)) with a strengthening of the low-level southeasterly winds from about 0600 UTC until about 1330 UTC and a maximum at about 1000 m asl around noon. Above 1000 m asl, southerly winds prevail in agreement with an upstream backbuilding MCS with stratiform precipitation located to its north. After the passage of MCS1b, the low-level winds weaken and veer to southwesterly winds at all levels. The simulation (Figure 6(c)) also agrees well overall with the Perpignan (Figure 1 or 15 for location) wind profiler observations (Figure 6(a)) even though the winds are slightly too weak during

the early morning and the strengthening of the upper-level winds around midday is underestimated. These differences from the observations during early morning are probably linked to the underestimation of MCS1a in the simulation. The veering of the low-level winds to northwesterly winds after the passage of the disturbance (1200–1500 UTC) is also not reproduced before the end of the simulation.

Backward trajectories (Figure 11) show that air parcels were north of the Balearic Islands at 0400–0500 UTC, in a high- θ_e south to southeasterly low-level flow (Figure 13(a)). At this time a cyclonic circulation is set up along the northeastern Spanish coasts associated with a local pressure low. Jansa *et al.* (2001) showed that such a pressure minimum is a common feature for Mediterranean cyclogenesis. As usual, the local pressure minimum forms on the lee side of the Spanish orography during the night and is enhanced by the potential vorticity anomalies circulating in the diffluent upper-level flow (not shown). The associated low-level convergence triggers the first convective cells at 0600 UTC within the moist and warm flow (Figure 13(a)). As the pressure low progresses northeastwards and deepens, the southeasterly to southwesterly low-level flow reinforces and the convergence intensifies, organised in a clear line along which the new convective cells are triggered (Figure 13(b)).

Figure 14 compares the 10 m horizontal wind from surface weather stations and simulated at 1100 and 1300 UTC on 26 October, and Figure 15 displays a comparison of the simulated horizontal winds with the measurements of the boundary-layer pressurized balloons. Both figures show that the simulated low-level circulation agrees very well with the observations until 1200 UTC and confirm the existence and correct location of the convergence line in the simulation. The observed and the simulated winds near the top of the boundary layer (at about 700 m asl for the balloon B26 and at about 900 m asl for B30) only differ substantially after 1330 UTC. Near-surface winds offshore the Var region turn to southwesterly too early. This explains the

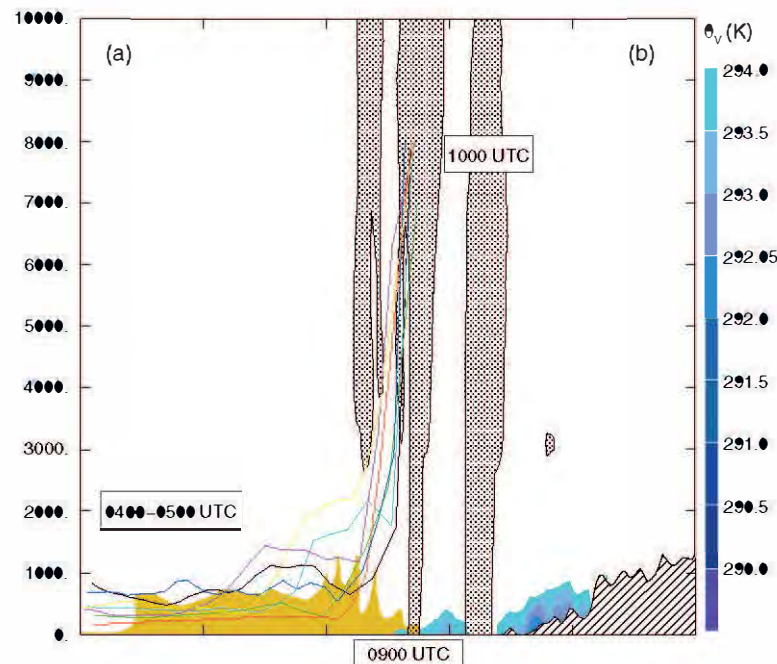


Figure 12. Vertical projection of the same backward trajectories as in Figure 11 and vertical cross-section of the virtual potential temperature (K, colour scale) simulated by CPTL at 0900 UTC on 26 October, along the line a–b shown in Figure 11. The location of the simulated system is shown with dotted areas for hydrometeor contents exceeding 2 g kg^{-1} at 1000 UTC. The area with θ_v above 328 K simulated at 0900 UTC is coloured, in tan online. The timing of the trajectories is indicated in UTC and the orography is hatched.

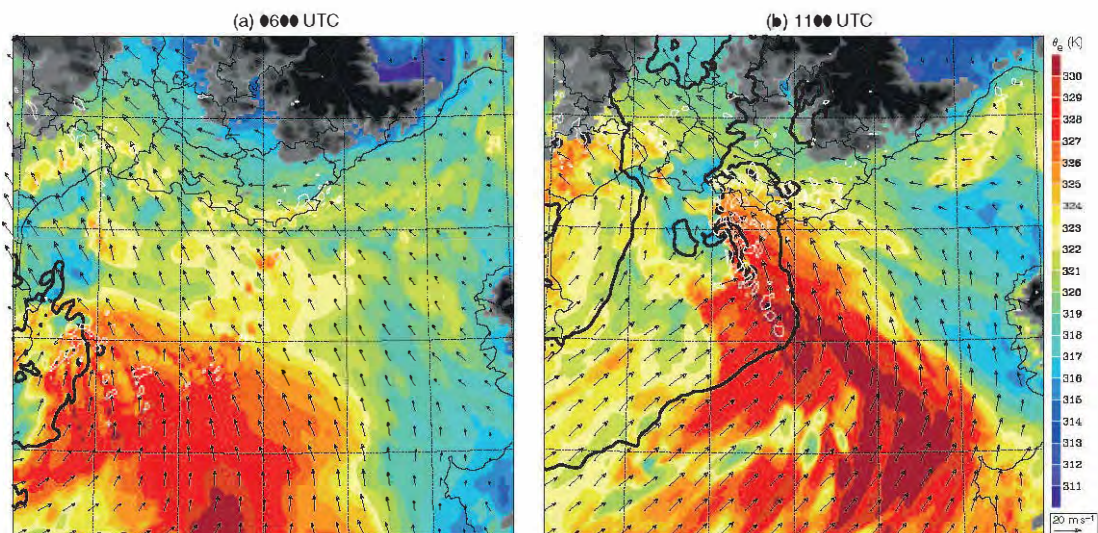


Figure 13. Equivalent potential temperature (K, colour shading) and horizontal wind (ms^{-1} , arrows) at 925 hPa from CPTL at (a) 0600 UTC and (b) 1100 UTC on 26 October. The low pressure areas with a mean sea level pressure lower than 1001 hPa are marked by bold black contours every 2 hPa. The areas of moisture convergence vertically integrated over the lowest 3000 m exceeding 0.01 kg m^{-2} are highlighted by white contours.

too rapid eastward progress of MCS1b in the simulation after 1200 UTC.

Before entering the convective ascents, the convergent inflow is warm, moist and unstable as highlighted by the area of θ_v exceeding 328 K in Figure 12 and CAPE (Convective Available Potential Energy) values of more than 1000 J kg^{-1} (not shown). The characteristics of the simulated moist inflow supplying MCS1b are validated by the radiosounding measurements (Figure 16) performed every 3 h at Marseille and over the sea

from *Le Provence* at around 42.5°N and 4.5°E (Figure 15 show locations through the day). A time evolution of the atmospheric moisture content at a finer temporal scale than radiosoundings is available through GPS Integrated Water Vapour (IWV), displayed in Figure 17 at the Marseille GPS station. The simulation performs quite well. Differences between the simulation and the GPS observations remain about 1–2 mm. The vertical extent and the water vapour content of the simulated moist low-level layer agrees quite well with the radiosounding observations. *Le Provence* was

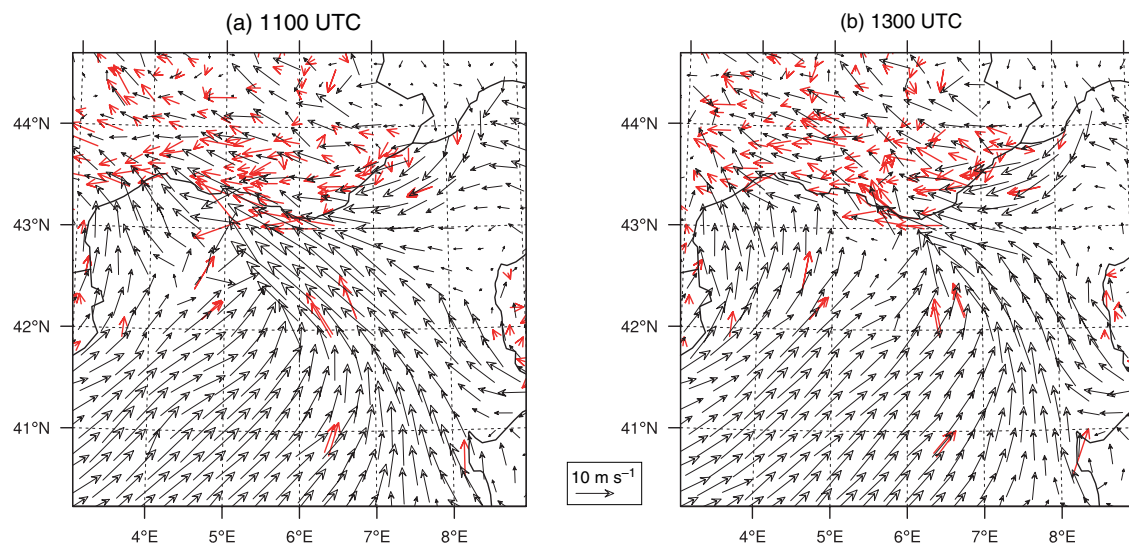


Figure 14. 10 m wind speed (m s^{-1}) observed (red online) and simulated by CTRL (black) at (a) 1100 UTC and (b) 1300 UTC on 26 October.

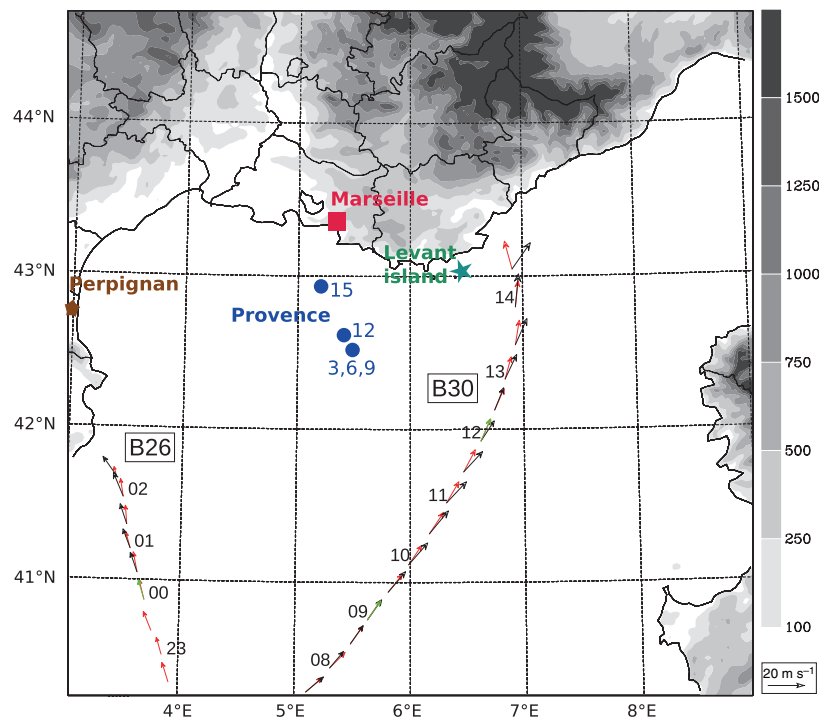


Figure 15. Horizontal wind (m s^{-1}) observed (red arrows online) and simulated in CTRL (black arrows) every 30 min along the trajectory of both boundary-layer pressurized balloons (B26 and B30) launched during IOP16a. The time is indicated in UTC, every hour. The horizontal wind from AROME-WMED analyses is also displayed online with green arrows every 3 h. The model orography (m) is shown in grey shading. The dots indicate the locations of the ship *Le Provence* when radiosounding launches were performed from 0300 to 1500 UTC on 26 October.

almost beneath MCS1b from about 0830 UTC to 1130 UTC. The imprint of MCS1b is clearly visible in the simulation (Figure 16(b)) between about 0900 UTC and 1000 UTC, with an increase of water vapour mixing ratio above 3000 m and a decrease of horizontal wind and water vapour mixing ratio below. CTRL reproduces the deepening of the moistest surface layer concomitant with the low-level southeasterly wind strengthening observed between 0600 UTC and 0900 UTC, before the arrival of MCS1b (Figure 16(a) and (b)). The veering to southwesterly low-level winds, associated with slightly drier air, as well as the drying

above 3000 m after the passage of MCS1b, are also correctly simulated. The increase of the low-level moisture associated with southeasterly winds is also observed at Marseille from 0900 to 1200 UTC both in radiosoundings (Figure 16(c, d)) and GPS (Figure 17) measurements. The simulation fairly represents this strengthening and deepening of the moist low-level layer as well as the veering to more southerly low-level winds in the early afternoon (Figure 16(c, d)). The continuation of high values of IWV during the precipitation over Marseille until about noon as well as the drying of the tropospheric

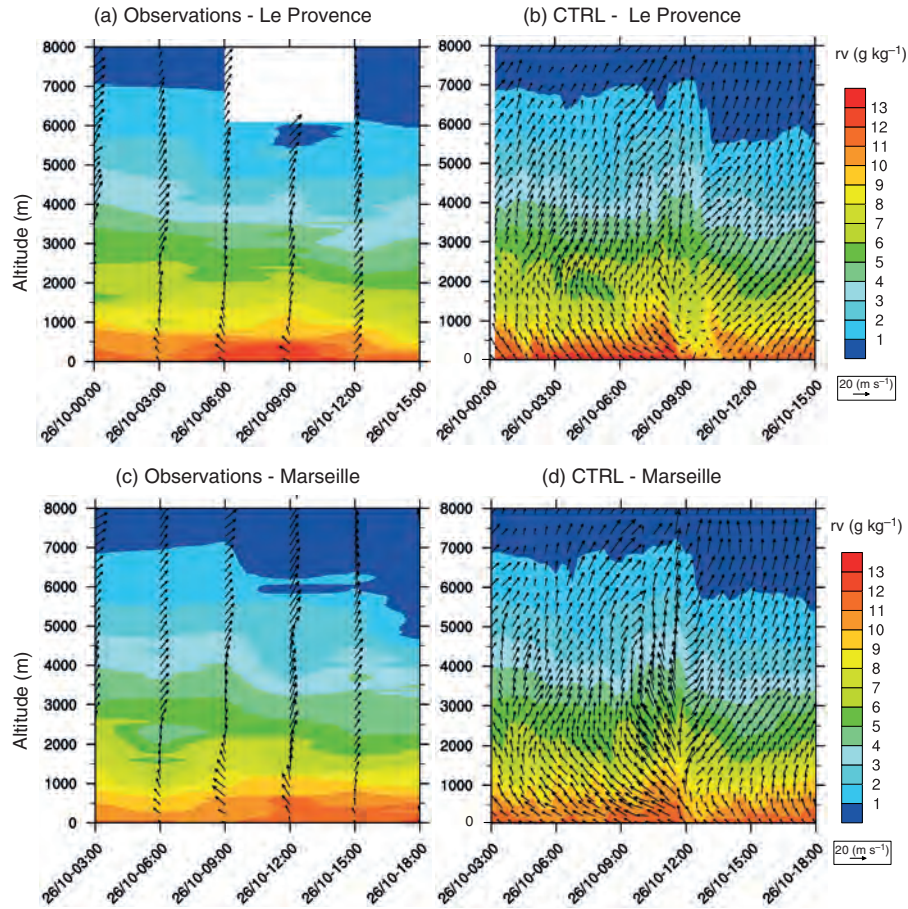


Figure 16. Vertical profiles of water vapour mixing ratio (colour shading) and horizontal wind (arrows) above the ship *Le Provence* from 0000 to 1500 UTC on 26 October from (a) radiosounding observations and (b) the CTRL simulation. (c, d) are as (a, b) but above Marseille from 0300 to 1800 UTC on 26 October. Figure 15 shows the locations.

column after the passage of MCS1b is also rather well simulated (Figure 17).

5.3. Convection feedbacks

As the convective system developed, a cold air pool formed under the system. It persisted from 0900 until 1200 UTC on 26 October. It appears distinctly in Figure 13(b) with an area of θ_e reduced by about 10 K, or, even more clearly, in Figure 18 with low θ_v at the first model level – about 10 m above the orography. Figure 18 also displays at 0900 UTC the water vapour horizontal flux integrated over the lowest 3000 m asl and the horizontal and vertical wind at 500 m asl. This latter shows that the cold air pool contributes to the lifting of the low-level inflow by forcing the warm and moist air mass to rise over its edges, in addition to the lifting generated by the convergence line. After 0900 UTC, the low-level circulation is perturbed in the vicinity of the convective system. This can be seen in Figure 13(b). The low-level flow rotates around the cold air pool in a cyclonic circulation on the southeastern side of the convective system, reinforcing locally the low-level convergence and the upward motions. A local secondary pressure minimum forms on the southeastern edge of the cold pool. The pressure anomaly reaches up to -4 hPa at 1100 UTC.

To understand how this mechanisms enhance the convection locally, a second Meso-NH simulation was run with no other difference from CTRL except that the cooling associated with the evaporation process was turned off in the microphysical parametrization scheme. By doing so, we limit the feedback of

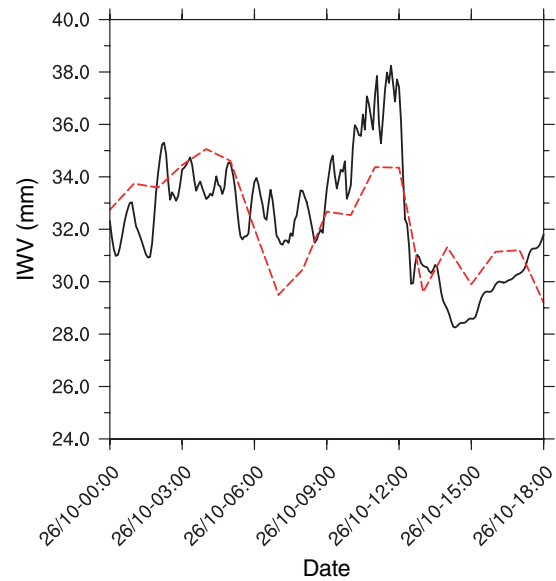


Figure 17. Time series of Integrated Water Vapour (mm) from hourly measurements (dashed line) and from the CTRL simulation (solid line) at the Marseille GPS station (Figure 15 shows the location).

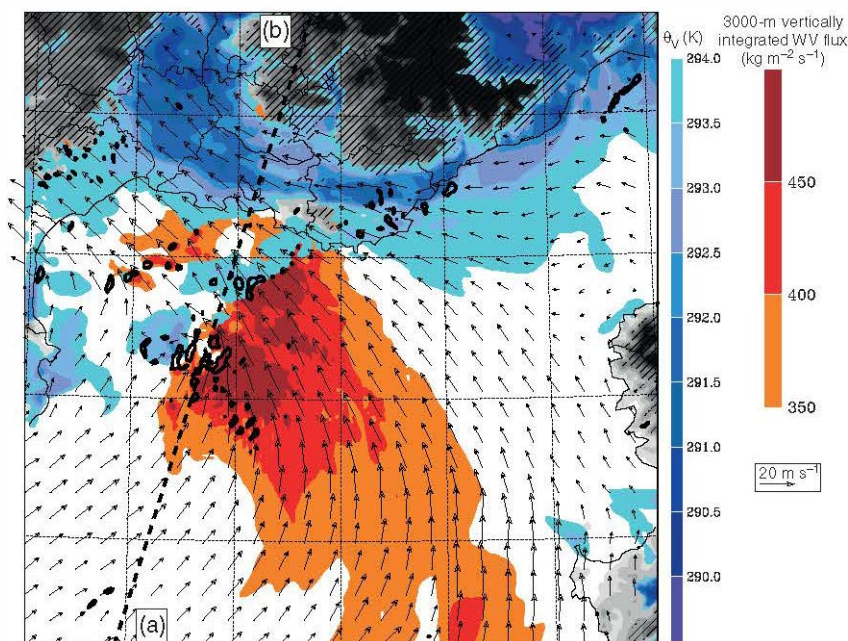


Figure 18. Virtual potential temperature at the first model level (K, blue areas online), horizontal wind at 500 m asl (m s^{-1} , arrows) and water vapour horizontal flux integrated over the lowest 3000 m asl ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$, red areas online) from CTRL at 0900 UTC on 26 October. Upward vertical velocity larger than 0.75 m s^{-1} at 500 m asl is indicated by black contours.

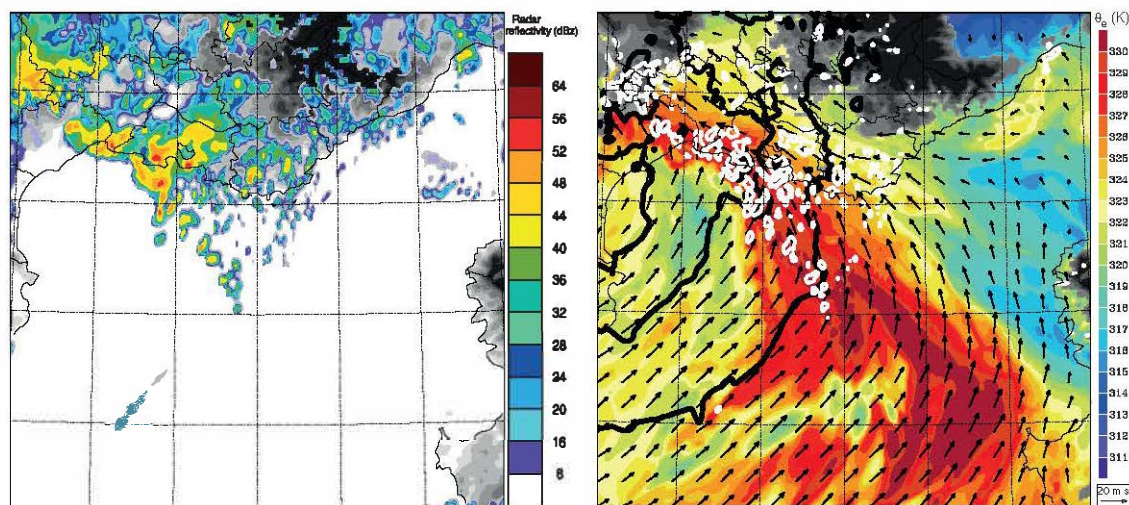


Figure 19. N●EVAP simulation at 1100 UTC on 26 October for (a) radar reflectivities (dBZ) at 2000 m asl and (b) equivalent potential temperature (K, colour shading) and horizontal wind (m s^{-1} , arrows) at 925 hPa. As in Figure 13, areas with mean sea level pressure lower than 1001 hPa are marked by bold black contours every 2 hPa, and the areas of moisture convergence vertically integrated over the lowest 3000 m exceeding 0.01 kg m^{-2} are shown by white contours.

the convection to the environment. This simulation is named N●EVAP in the following. The radar reflectivities simulated at 1100 UTC on 26 October with N●EVAP are displayed in Figure 19(a) whereas Figure 19(b) is similar to Figure 13(b) but for N●EVAP. As in the CTRL simulation, convective cells in N●EVAP develop along the convergence line. However, the main precipitation and the largest moisture convergence area simulated by N●EVAP are located further north, closer to the coast. Figure 19(b) shows that, without evaporative cooling, there is no longer a cold air pool under the precipitating system. Indeed, as shown in Ducrocq *et al.* (2008), the low-level cold pool is sustained by the cooling induced by the evaporation of precipitation. Besides, the pressure anomalies in N●EVAP are much reduced, with no marked secondary

minimum. Contrary to CTRL, the small-scale perturbation of the southeasterly to southwesterly low-level flow in the vicinity of the convective system is not reproduced in N●EVAP. The main convergence area is now located further north, where the warm and moist flow is constrained between two thermal limits with colder and drier air masses – an overland easterly flow around the southern side of the Alps ahead of the first frontal limit and a southwesterly flow behind the second one.

The comparison between CTRL and N●EVAP highlights the role of convection feedback processes in the localisation and enhancement of the convective system. It shows that the retroaction of the convection over the environment induces small-scale perturbations of the low-level circulation focusing and

enhancing locally the moisture convergence and the convective upward motions. Based on these results, it can be summarized that the continual initiation and renewal of convective cells forming MCS1b is strongly linked to the low-level wind convergence. The exact location of the main convergence area focusing the heaviest precipitation is determined by small-scale convection feedback mechanisms.

6. Summary and outlooks

HyMeX IOP16a was characterised by back-building MCSs which formed and continually renewed over the northwestern Mediterranean Sea while producing heavy rain over the French coastal urbanized regions. Few studies have been done to date on such MCSs developing offshore. Thanks to the observations collected during IOP16a by water vapour lidars, wind profilers, radiosoundings and boundary-layer drifting balloons over and along the coast of the northwestern Mediterranean, combined with fine-scale numerical analyses and simulation, the mesoscale environment has been analysed along with the storm evolution.

The numerical simulation at 2.5 km succeeds in representing the evolution of MCS1b over the sea during the morning of 26 October. The slow-moving MCS is organised in a convective line at the southern tip, with a stratiform part located north of the convective line. The weak directional shear accounts for this quasi-linear organisation of the system. A back-building process operates with new convective cells forming in a line upstream while the older cells are transported northward by the mid-to-upper level south-to-southwesterly winds. Moist and conditionally unstable air carried by a southeasterly low-level jet keeps feeding the MCS on its southeastern side during its evolution over the sea. The major initiation and maintenance mechanism is the low-level convergence in this southeasterly to southwesterly flow. This convergence line appears when a secondary low pressure anomaly forms along the northeastern Spanish coasts in the lee of the Iberian mountains. As the surface low pressure progresses eastwards and deepens, the convergence line intensifies over the northwestern Mediterranean Sea. As the MCS develops, near-surface cooling appears and a small-scale secondary pressure minimum deepens on the southeastern edge of the cold pool. The low-level flow is perturbed with a more cyclonic circulation around the cold air pool on the southeastern side of the convective system. The low-level convergence and the upward motions are locally reinforced. A sensitivity test turning off the evaporative cooling within the microphysical parametrization highlights the role of this small-scale convection feedback mechanism in focusing and enhancing the convection locally. Without the cooling effect of the evaporation of the convective precipitation, the evolution of the secondary pressure minimum is similar to typical cyclogenesis.

Other studies have shown that the simulation of the convective system is very sensitive to model parametrizations. For example, Thévenot *et al.* (2015) also shows for this IOP how the turbulent air–sea exchanges can modify the low-level dynamics of the atmosphere and the precipitation location. In Rainaud (2015), a change in the sea surface temperature or the coupling of the atmosphere with an oceanic model is found to have a large impact on the simulated precipitation amount overland. At a higher resolution, of typically 500 m grid spacing, the simulation of the convective system proved to be very sensitive to the turbulence parametrization (not shown). This confirms the results of Honnert *et al.* (2011), Ching *et al.* (2014) and Verrille *et al.* (2015) showing that at the 1 km to 500 m grid spacings, boundary-layer thermals as well as turbulence within and at the edge of convective clouds are not properly represented. The goal of ongoing and future work is to further explore the sensitivity of the convective cells' development and maintenance in 500 m grid spacing simulations.

Acknowledgements

This work is a contribution to the HyMeX program supported by MISTRALS, ANR IODA-MED Grant ANR-11-BS56-0005 and ANR MUSIC Grant ANR-14-CE01-0014. The authors are grateful to the scientists involved in the HyMeX SOP1 field campaign, with a special mention to the French SAFIRE aircraft team and CNRS/INSU staff who operated and processed LEANDRE 2 and RASTA onboard measurements, the CNRM-GAME staff who launched and post-processed the radiosoundings, the Laboratoire d'Aérodynamique staff who deployed the wind profiler network, Isabelle Taupier-Letage and scientists on board *Le Provence*, and the CNES balloon staff.

References

- Augros C, Caumont O, Ducrocq V, Gaussiat N, Tabary P. 2015. Comparisons between S, C, and X band polarimetric radar observations and convective-scale simulations of the HyMEX first Special Observing Period. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, doi: 10.1002/qj.2572.
- Barthlott C, Adler B, Kalthoff N, Handwerker J, Kohler M, Wieser A. 2014. The role of Corsica in initiating nocturnal offshore convection. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* doi: 10.1002/qj.2415.
- Belamari S. 2005. 'Report on uncertainty estimates of an optimal bulk formulation for surface turbulent fluxes'. MERSEA IP Deliverable D.4.1.2.
- Bock O, Bosser P. 2014. 'SOP reprocessed GPS delays and IWV, LAREG', doi: 10.6096/MISTRALS-HyMeX.1280.
- Bock O, Bosser P, Pacione R, Nuret M, Fourrié N, Parracho A. 2015. A high-quality reprocessed ground-based GPS dataset for atmospheric process studies, radiosonde and model evaluation, and reanalysis of HyMeX Special Observing Period. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, doi: 10.1002/qj.2701.
- Bougeault P, Lacarrère P. 1989. Parameterization of orography-induced turbulence in a meso-beta-scale model. *Mon. Weather Rev.* **117**: 1872–1890.
- Bresson E, Ducrocq V, Nuissier O, Ricard D, de Saint-Aubin C. 2012. Idealized numerical study of Southern France heavy precipitating events: Identification of favouring ingredients. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **134**: 131–145, doi: 10.1002/qj.199.
- Bruneau D, Quaglia P, Flamant C, Meissonnier M, Pelon J. 2001. Airborne lidar leandre II for water-vapor profiling in the troposphere. I. System description. *Appl. Opt.* **40**: 3450–3461, doi: 10.1364/AO.40.003450.
- Buzzi A, Tartaglione N, Malguzzi P. 1998. Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood: Role of orography and moist processes. *Mon. Weather Rev.* **126**: 2369–2383.
- Buzzi A, Davolio S, Malguzzi P, Drofa O, Mastrangelo D. 2014. Heavy rainfall episodes over Liguria of autumn 2011: Numerical forecasting experiments. *Nat. Hazard. Earth Syst.* **14**: 1325–1340, doi: 10.5194/nhess-14-1325-2014.
- Campins J, Jansà A, Genovés A. 2006. Three-dimensional structure of western Mediterranean cyclones. *Int. J. Climatol.* **26**: 323–343, doi: 10.1002/joc.1275.
- Caniaux G, Redelsperger JL, Lafore JP. 1994. A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. *J. Atmos. Sci.* **51**: 2046–2074.
- Caumont O, Ducrocq V, Delrieu G, Gosset M, Pinty JP, du Châtelet JP, Andrieu H, Lemaître Y, Scialom G. 2006. A radar simulator for high-resolution non-hydrostatic models. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **23**: 1049–1067.
- Chazette P, Marnas F, Totems J. 2014. The mobile Water vapor Aerosol Raman Lidar and its implication in the frame of the HyMeX and ChArMEx programs: Application to a dust transport process. *Atmos. Meas. Tech.* **7**: 1629–1647, doi: 10.5194/amt-7-1629-2014.
- Ching J, Rotunno R, LeMone M, Martilli A, Kosovic B, Jimenez PA, Dudhia J. 2014. Convectively induced secondary circulations in fine-grid mesoscale numerical weather prediction models. *Mon. Weather Rev.* **142**: 3284–3302, doi: 10.1175/MWR-D-13-00318.1.
- Collella P, Woodward PR. 1984. The piecewise parabolic method (PPM) for gas dynamical simulations. *J. Comput. Phys.* **54**: 174–201, doi: 10.1016/0021-9991(84)90143-8.
- Cuxart J, Bougeault P, Redelsperger JL. 2000. A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **126**: 1–30, doi: 10.1002/qj.49712656202.
- Delanoë J, Protat A, Jourdan O, Pelon J, Papazzoni M, Dupuy R, Gayet JF, Jouan C. 2013. Comparison of airborne in situ, airborne radar-lidar, and spaceborne radar-lidar retrievals of polar ice cloud properties sampled during the Polarcat campaign. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **30**: 57–73, doi: 10.1175/JTECH-D-11-00200.1.
- Di Girolamo P, Summa D, Ferretti R. 2009. Multiparameter Raman Lidar measurements for the characterization of a dry stratospheric intrusion event. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **26**: 1742–1762, doi: 10.1175/2009JTECHA1253.1.
- Doerenbecher A, Basdevant C, Bernard F, Cocquerez P, Verdier N, Durand P. 2013. 'Boundary layer pressurized balloons deployed in the Mediterranean'. In *Proceedings of 21st ESA Symposium on European Rocket and Balloons Programmes and Related Research*, ESA SP-721, ESA: Darmstadt, Germany. 9–13 June, Thun, Switzerland, pp. 99–106.

- Drobinski P, Ducrocq V, Alpert P, Anagnostou E, Béranger K, Borga M, Braud I, Chanzy A, Davolio S, Delrieu G, Estournel C, Boubrahmi NF, Font J, Grubišić V, Gualdi S, Homar V, Ivanan-Picek B, Kottmeier C, Kotroni V, Lagouvardos K, Lionello P, Llasat MC, 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, Wernli H. 2014. HyMEX: A 10-year multidisciplinary program on the Mediterranean water cycle. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **95**: 1063–1082, doi: 10.1175/BAMS-D-12-00242.1.
- Ducrocq V, Nuissier O, Ricard D. 2008. A numerical study of three catastrophic precipitating events over Southern France. Part II: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **134**: 131–145.
- Ducrocq V, Braud I, Davolio S, Ferretti R, Flamant C, Jansa A, Kalthoff N, Richard E, Taupier-Letage I, Aral PA, Belamari S, Berne A, Borga M, Boudevillain B, Bock O, Boichard JL, Bouin MN, Bousquet O, Bouvier C, Chiggiato J, Cimini D, Corsmeier U, Coppola L, Cocquerez P, Defer E, Delanoë J, Girolamo PD, Doerenbecher A, Drobinski P, Dufournet Y, Fourrié N, Gourley JJ, Labatut L, Lambert D, Coz JL, Marzano FS, Molinié G, Montani A, Nord G, Nuret M, Ramage K, Rison W, Roussot O, Said F, Schwarzenboeck A, Testor P, Baelen JV, Vincendon B, Aran M, Tamayo J. 2014. HyMeX-SOP1: The field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the Northwestern Mediterranean. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **95**: 1083–1100, doi: 10.1175/BAMS-D-12-00244.1.
- Fourrié N, Bresson E, Nuret M, Jany C, Brousseau P, Doerenbecher A, Kreitz M, Nuissier O, Sevaut E, Bénichou H, Amodei M, Pouponneau F. 2015. AROME-WMED, a real-time mesoscale model designed for the HyMEX special observation periods. *Geosci. Model Dev.* **8**: 1801–1856, doi: 10.5194/gmd-8-1801-2015.
- Gal-Chen T, Somerville RCJ. 1975. On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier–Stokes equations. *J. Comput. Phys.* **17**: 209–228.
- Homar V, Romero R, Ramis C, Alonso S. 2002. Numerical study of the October 2000 torrential precipitation event over Eastern Spain: Analysis of the synoptic-scale stationarity. *Ann. Geophys.* **20**: 2047–2066, doi: 10.5194/angeo-20-2047-2002.
- Honnert R, Masson V, Couvreur F. 2011. A diagnostic for evaluating the representation of turbulence in atmospheric models at kilometric scale. *J. Atmos. Sci.* **68**: 3112–3131, doi: 10.1175/JAS-D-11-061.1.
- Jansa A, Genoves A, Picornell MA, Campins J, Riosalido R, Carretero O. 2001. Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 2: Statistical approach. *Meteorol. Appl.* **8**: 43–56, doi: 10.1017/S1350482701001049.
- Lafore JP, Stein J, Asencio N, Bougeault P, Ducrocq V, Duron J, Fischer C, Hérel P, Mascart P, Masson V, Pinty JP, Redelsperger JL, Richard E, Vilà-Guerau de Arellano J. 1998. The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. *Ann. Geophys.* **16**: 90–109, doi: 10.1007/s00585-997-0090-6.
- Llasat MC, Llasat-Botija M, Petrucci O, Pasqua AA, Rosselló J, Vinet F, Boissier L. 2013. Towards a database on societal impact of Mediterranean floods within the framework of the HYMEX project. *Nat. Hazard. Earth Syst.* **13**: 1337–1350, doi: 10.5194/nhess-13-1337-2013.
- Martinez C, Campins J, Jansa A, Genovés A. 2008. Heavy rain events in the Western Mediterranean: An atmospheric pattern classification. *Adv. Sci. Res.* **2**: 61–64, doi: 10.5194/asr-2-61-2008.
- Masson V. 2000. A physically based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorol.* **94**: 357–397, doi: 10.1023/A:1002463829265.
- Masson V, Le Moigne P, Martin E, Faroux S, Alias A, Alkama R, Belamari S, Barbu A, Boone A, Bouysse F, Brousseau P, Brun E, Calvet JC, Carrer D, Decharme B, Delire C, Donier S, Essauini K, Gibelin AL, Giordani H, Habets F, Jidane M, Kerdran G, Kourzeneva E, Lafaysse M, Lafont S, Lebeaupin Brossier C, Lemoine A, Mahfouf J-F, Marguinaud P, Mokhtari M, Morin S, Pigeon G, Salgado R, Seity Y, Taillefer F, Tanguy G, Tulet P, Vincendon B, Vionnet V, Voldoire A. 2013. The SURFEX v7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geosci. Model Dev.* **6**: 929–960, doi: 10.5194/gmd-6-929-2013.
- Miglietta M, Rotunno R. 2010. Numerical simulations of low-CAPE flows over a mountain ridge. *J. Atmos. Sci.* **67**: 2391–2401, doi: 10.1175/2010JAS3378.1.
- Mlawer EJ, Taubman SJ, Brown PD, Iacono MJ, Clough SA. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.* **102**: 16663–16682, doi: 10.1029/97JD00237.
- Noilhan J, Mahfouf J-F. 1996. The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global Planet. Change* **13**: 145–159, doi: 10.1016/0921-8181.
- Nuissier O, Joly B, Joly A, Ducrocq V, Arbogast P. 2011. A statistical downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over Southern France. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137**: 1812–1827, doi: 10.1002/qj.866.
- Pergaud J, Masson V, Malardel S, Couvreur F. 2009. A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Boundary-Layer Meteorol.* **132**: 83–106, doi: 10.1007/s10546-009-9388-0.
- Pinty JP, Jabouille P. 1998. A mixed-phased cloud parametrization for use in a mesoscale non-hydrostatic model: Simulations of a squall line and of orographic precipitation. In *Proceedings of the Conference on Cloud Physics*, 17–21 August, Everett, WA: 217–220. American Meteorological Society: Boston.
- Rinaud R. 2015. 'Modélisation couplée océan-atmosphère pour l'étude des événements météorologiques intenses en Méditerranée', PhD thesis. University Paul Sabatier-Toulouse III: Toulouse, France.
- Ricard D, Ducrocq V, Auger L. 2012. A climatology of the mesoscale environment associated with heavily precipitating events over a northwestern Mediterranean area. *J. Appl. Meteorol. Clim.* **51**: 468–488, doi: 10.1175/JAMC-D-11-017.1.
- Schumacher RS, Johnson RH. 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Mon. Weather Rev.* **133**: 961–976, doi: 10.1175/MWR2899.1.
- Seity Y, Brousseau P, Malardel S, Hello G, Bernard P, Bouttier F, Lac C, Masson V. 2011. The AROME-France convective-scale operational model. *Mon. Weather Rev.* **139**: 976–991, doi: 10.1175/2010MWR3425.1.
- Thévenot O, Bouin MN, Ducrocq V, Lebeaupin-Brossier C, Nuissier O, Pianezze J, Duffourg F. 2015. Influence of the sea state on Mediterranean heavy precipitation: A case-study from HyMEX SOP1. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* doi: 10.1002/qj.2660.
- Tripoli G, Medaglia CM, Dietrich S, Mugnai A, Panegrossi G, Pinori S, Smith EA. 2005. The 9–10 November 2001 Algerian flood: A numerical study. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **86**: 1229–1235, doi: 10.1175/BAMS-86-9-1229.
- Verrille A, Ricard D, Lac C. 2015. Sensitivity of high-resolution idealized simulations of thunderstorms to horizontal resolution and turbulence parametrization. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **141**: 433–448, doi: 10.1002/qj.2363.

Bibliographie

- Adlerman, E. J. and Droegemeier, K. K. (2002). The sensitivity of numerically simulated cyclic mesocyclogenesis to variations in model physical and computational parameters. *Monthly weather review*, 130(11) :2671–2691.
- Aullo, G., Santurette, P., Ducrocq, V., S  n  quier, D., Bessemoulin, P., Jacq, V., Bourdette, N., and Guillemot, F. (2002). L’  pisode de pluies diluviennes du 12 au 14 novembre 1999 sur le sud de la france. *Phénomènes remarquables*, 8.
- Baldauf, M., Seifert, A., F  rstner, J., Majewski, D., Raschendorfer, M., and Reinhardt, T. (2011). Operational convective-scale numerical weather prediction with the cosmo model : description and sensitivities. *Monthly Weather Review*, 139(12) :3887–3905.
- Barthlott, C., Adler, B., Kalthoff, N., Handwerker, J., Kohler, M., and Wieser, A. (2014). The role of corsica in initiating nocturnal offshore convection. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Barthlott, C., Burton, R., Kirshbaum, D., Hanley, K., Richard, E., Chaboureaud, J.-P., Trentmann, J., Kern, B., Bauer, H.-S., Schmitalla, T., et al. (2011). Initiation of deep convection at marginal instability in an ensemble of mesoscale models : a case-study from cops. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(S1) :118–136.
- Bechtold, P., Bazile, E., Guichard, F., Mascart, P., and Richard, E. (2001). A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(573) :869–886.
- Belamari, S. (2005). Report on uncertainty estimates of an optimal bulk formulation for surface turbulent fluxes. *Marine Environment and Security for the European Area—Integrated Project (MERSEA IP), Deliverable D, 4*.
- Benech, B., Brunei, H., Jacq, V., Payen, M., Rivrain, J.-C., and Santurette, P. (1993). La catastrophe de vaisson la romaine et les violentes précipitations de septembre 1992 : aspects météorologiques. *Rubrique : Etudes de cas*.
- Benmoshe, N., Pinsky, M., Pokrovsky, A., and Khain, A. (2012). Turbulent effects on the microphysics and initiation of warm rain in deep convective clouds : 2-d simulations by a spectral mixed-phase microphysics cloud model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117(D6).
- Bluestein, H. B. and Jain, M. H. (1985). Formation of mesoscale lines of precipitation : Severe squall lines in oklahoma during the spring. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42(16) :1711–1732.

- Bougeault, P. and Lacarrere, P. (1989). Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Monthly Weather Review*, 117(8) :1872–1890.
- Bouttier, F. (2007). Arome, avenir de la prévision régionale. *Société météorologique de France, Paris (FRA)*.
- Bouttier, F., Vié, B., Nuissier, O., and Raynaud, L. (2012). Impact of stochastic physics in a convection-permitting ensemble. *Monthly Weather Review*, 140(11) :3706–3721.
- 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. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138(668) :1751–1763.
- Brousseau, P., Bouttier, F., Hello, G., Seity, Y., Berre, L., Montmerle, T., Auger, L., and Malardel, S. (2008). A prototype convective-scale data assimilation system for operation : the arome-ruc. Technical report, HIRLAM.
- Browning, K. and Ludlam, F. H. (1960). Radar analysis of a hailstorm. Technical report, DTIC Document.
- Bruneau, D., Quaglia, P., Flamant, C., Meissonnier, M., and Pelon, J. (2001). Airborne lidar leandre ii for water-vapor profiling in the troposphere. i. system description. *Appl. Opt.*, 40(21) :3450–3461.
- Bryan, G. H. and Morrison, H. (2012). Sensitivity of a simulated squall line to horizontal resolution and parameterization of microphysics. *Monthly Weather Review*, 140(1) :202–225.
- Bryan, G. H., Wyngaard, J. C., and Fritsch, J. M. (2003). Resolution requirements for the simulation of deep moist convection. *Monthly Weather Review*, 131(10) :2394–2416.
- Burnet, F. and Brenguier, J.-L. (2007). Observational study of the entrainment-mixing process in warm convective clouds. *Journal of the atmospheric sciences*, 64(6) :1995–2011.
- Buzzi, A., Davolio, S., Malguzzi, P., Drofa, O., and Mastrangelo, D. (2014). Heavy rainfall episodes over liguria in autumn 2011 : numerical forecasting experiments. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(5) :1325–1340.
- 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.
- Caniaux, G. (1993). *Paramétrisation de la glace dans un modèle non-hydrostatique de nuage : Application à une ligne de grain tropicale*. PhD thesis, Thèse de Doctorat, Université Paul- Sabatier, 257 p. Cité.
- Chappell, C. F. (1986). Quasi-stationary convective events. In *Mesoscale meteorology and forecasting*, pages 289–310. Springer.
- Chen, S.-H. and Lin, Y.-L. (2005). Orographic effects on a conditionally unstable flow over an idealized three-dimensional mesoscale mountain. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 88(1-2) :1–21.

- Colella, P. and Woodward, P. R. (1984). The piecewise parabolic method (ppm) for gas-dynamical simulations. *Journal of computational physics*, 54(1) :174–201.
- Couvreux, F., Rio, C., Guichard, F., Lothon, M., Canut, G., Bouniol, D., and Gounou, A. (2012). Initiation of daytime local convection in a semi-arid region analysed with high-resolution simulations and amma observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138(662) :56–71.
- Cuxart, J., Bougeault, P., and Redelsperger, J.-L. (2000). A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(562) :1–30.
- Davies, T., Cullen, M., Malcolm, A., Mawson, M., Staniforth, A., White, A., and Wood, N. (2005). A new dynamical core for the met office’s global and regional modelling of the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(608) :1759–1782.
- Davolio, S., Buzzi, A., and Malguzzi, P. (2009). Orographic triggering of long lived convection in three dimensions. *Meteorology and atmospheric physics*, 103(1-4) :35–44.
- Deardorff, J. W. (1972). Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29(1) :91–115.
- Delanoë, J., Protat, A., Bouniol, D., Heymsfield, A., Bansemer, A., and Brown, P. (2007). The characterization of ice cloud properties from doppler radar measurements. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46(10) :1682–1698.
- Dirmeyer, P. A., Cash, B. A., Kinter III, J. L., Jung, T., Marx, L., Satoh, M., Stan, C., Tomita, H., Towers, P., Wedi, N., et al. (2012). Simulating the diurnal cycle of rainfall in global climate models : Resolution versus parameterization. *Climate dynamics*, 39(1-2) :399–418.
- Drobinski, P., Ducrocq, V., Alpert, P., Anagnostou, E., Béranger, K., Borga, M., Braud, I., Chanzy, A., Davolio, S., Delrieu, G., et al. (2014). Hymex : a 10-year multidisciplinary program on the mediterranean water cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(7) :1063–1082.
- Ducrocq, V., Braud, I., Davolio, S., Ferretti, R., Flamant, C., Jansa, A., Kalthoff, N., Richard, E., Taupier-Letage, I., Ayrat, P.-A., et al. (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. *Quarterly journal of the royal meteorological society*, 134(630) :131–145.
- Ducrocq, V., Ricard, D., Lafore, J.-P., and Orain, F. (2002). Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over france : On the importance of the initial humidity field. *Weather and Forecasting*, 17(6) :1236–1256.

- Duffourg, F. and Ducrocq, V. (2011). Origin of the moisture feeding the heavy precipitating systems over southeastern france. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, 11(4) :1163–1178.
- Duffourg, F., Nuissier, O., Ducrocq, V., Flamant, C., Chazette, P., Delano, J., Doerenbecher, A., Fourrié, N., Di Girolamo, P., Lac, C., et al. (2016). Offshore deep convection initiation and maintenance during iop16a offshore deep convection initiation and maintenance during hymex iop 16a heavy precipitation event. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Durran, D. R. (1989). Improving the anelastic approximation. *Journal of the atmospheric sciences*, 46(11) :1453–1461.
- Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A., Roujean, J.-L., Masson, V., Martin, E., and Moigne, P. L. (2013). Ecoclimap-ii/europe : a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geoscientific Model Development*, 6(2) :563–582.
- Ferretti, R., Paolucci, T., Zheng, W., Visconti, G., and Bonelli, P. (2000). Analyses of the precipitation pattern on the alpine region using different cumulus convection parameterizations. *Journal of Applied Meteorology*, 39(2) :182–200.
- Ferretti, R., Pichelli, E., Gentile, S., Maiello, I., Cimini, D., Davolio, S., Miglietta, M., Panegrossi, G., Baldini, L., Pasi, F., et al. (2014). Overview of the first hymex special observation period over italy : observations and model results. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(5) :1953.
- Fiori, E., Ferraris, L., Molini, L., Siccardi, F., Kranzlmüller, D., and Parodi, A. (2017). Triggering and evolution of a deep convective system in the mediterranean sea : modelling and observations at a very fine scale. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(703) :927–941.
- Fiori, E., Parodi, A., and Siccardi, F. (2010). Turbulence closure parameterization and grid spacing effects in simulated supercell storms. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(12) :3870–3890.
- Fiori, E., Parodi, A., and Siccardi, F. (2011). Uncertainty in prediction of deep moist convective processes : Turbulence parameterizations, microphysics and grid-scale effects. *Atmospheric research*, 100(4) :447–456.
- Fourrié, N., Bresson, É., Nuret, M., Jany, C., Brousseau, P., Doerenbecher, A., Kreitz, M., Nuissier, O., Sevault, E., Bénichou, H., et al. (2015). Arome-wmed, a real-time mesoscale model designed for the hymex special observation periods. *Geoscientific Model Development*, 8(7) :1919.
- Gal-Chen, T. and Somerville, R. C. (1975). On the use of a coordinate transformation for the solution of the navier-stokes equations. *Journal of Computational Physics*, 17(2) :209–228.
- Gheusi, F. and Stein, J. (2002). Lagrangian description of airflows using eulerian passive tracers. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(579) :337–360.

- 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 10th november 2001. In *Mediterranean Storms : Proceedings of the 4th EGS Plinius Conference, published on CD-ROM (ISBN 84-7632-792-7)*.
- Hanley, K. E., Plant, R. S., Stein, T. H., Hogan, R. J., Nicol, J. C., Lean, H. W., Halliwell, C., and Clark, P. A. (2015). Mixing-length controls on high-resolution simulations of convective storms. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(686) :272–284.
- Heinze, R., Dipankar, A., Henken, C. C., Moseley, C., Sourdeval, O., Trömel, S., Xie, X., Adamidis, P., Ament, F., Baars, H., et al. (2017). Large-eddy simulations over germany using icon : a comprehensive evaluation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(702) :69–100.
- Hirahara, Y., Ishida, J., and Ishimizu, T. (2011). Trial operation of the local forecast model at jma. *CAS/JSC WGNE Res. Act. Atmos. Ocea. Model*, 41(5.11).
- Honnert, R., Masson, V., and Couvreur, F. (2011). A diagnostic for evaluating the representation of turbulence in atmospheric models at the kilometric scale. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(12) :3112–3131.
- Houze, R. A., James, C. N., and Medina, S. (2001). Radar observations of precipitation and airflow on the mediterranean side of the alps : Autumn 1998 and 1999. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(578) :2537–2558.
- Houze Jr, R., Schmid, W., Fovell, R., and Schiesser, H. (1993). Hailstorms in switzerland : Left movers, right movers, and false hooks. *Monthly weather review*, 121(12) :3345–3370.
- Jacq, V. (1994). *Inventaire des situations à précipitations diluviennes Languedoc-Roussillon, PACA, Corse : période 1958-1994*. Météo-France.
- Janjic, Z. (2003). A nonhydrostatic model based on a new approach. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 82(1) :271–285.
- Jansa, A., Genoves, 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. (1993). Convective parametrization for mesoscale models : The kain-fritsch scheme. *Meteorological Monography*, 46 :165–170.
- Kessler, E. (1969). On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. In *On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations*, pages 1–84. Springer.
- Khairoutdinov, M. and Randall, D. (2006). High-resolution simulation of shallow-to-deep convection transition over land. *Journal of the atmospheric sciences*, 63(12) :3421–3436.

- Khairoutdinov, M. F., Krueger, S. K., Moeng, C.-H., Bogenschutz, P. A., and Randall, D. A. (2009). Large-eddy simulation of maritime deep tropical convection. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 1(4).
- Kolmogorov, A. N. (1941). The local structure of turbulence in incompressible viscous fluid for very large reynolds numbers. In *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, pages 301–305. JSTOR.
- Krichak, S. O., Alpert, P., and Dayan, M. (2004). The role of atmospheric processes associated with hurricane olga in the december 2001 floods in israel. *Journal of Hydrometeorology*, 5(6) :1259–1270.
- Lafore, J.-P.-a., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hèreil, P., Mascart, P., Masson, V., et al. (1997). The meso-nh atmospheric simulation system. part i : Adiabatic formulation and control simulations. In *Annales Geophysicae*, pages 90–109. Springer.
- Lang, S., Tao, W., Simpson, J., Cifelli, R., Rutledge, S., Olson, W., and Halverson, J. (2007). Improving simulations of convective systems from trmm lba : Easterly and westerly regimes. *Journal of the atmospheric sciences*, 64(4) :1141–1164.
- Lean, H. W., Clark, P. A., Dixon, M., Roberts, N. M., Fitch, A., Forbes, R., and Halliwell, C. (2008). Characteristics of high-resolution versions of the met office unified model for forecasting convection over the united kingdom. *Monthly Weather Review*, 136(9) :3408–3424.
- Lebeaupin, C., Ducrocq, V., and Giordani, H. (2006). Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 111(D12).
- 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. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D21).
- Lebo, Z. and Morrison, H. (2015). Effects of horizontal and vertical grid spacing on mixing in simulated squall lines and implications for convective strength and structure. *Monthly Weather Review*, 143(11) :4355–4375.
- Llasat, M., Llasat-Botija, M., Petrucci, O., Pasqua, A., Rosselló, J., Vinet, F., and Bois-sier, L. (2013). Towards a database on societal impact of mediterranean floods within the framework of the hymex project. *Natural Hazards and Earth System Science*, 13(5) :1337–1350.
- Machado, L. A. and Chaboureau, J.-P. (2015). Effect of turbulence parameterization on assessment of cloud organization. *Monthly Weather Review*, 143(8) :3246–3262.
- Mariotti, A., Struglia, M. V., Zeng, N., and Lau, K. (2002). The hydrological cycle in the mediterranean region and implications for the water budget of the mediterranean sea. *Journal of climate*, 15(13) :1674–1690.
- Massacand, A. C., Wernli, H., and Davies, H. C. (1998). Heavy precipitation on the alpine southside : An upper-level precursor. *Geophysical Research Letters*, 25(9) :1435–1438.

- Masson, V. (2000). A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-layer meteorology*, 94(3) :357–397.
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., et al. (2013). The surfexv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes, *geosci. model dev.*, 6, 929–960, doi : 10.5194.
- McBeath, K., Field, P., and Cotton, R. (2014). Using operational weather radar to assess high-resolution numerical weather prediction over the british isles for a cold air outbreak case-study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(678) :225–239.
- Mellado, J. P., Stevens, B., and Schmidt, H. (2014). Wind shear and buoyancy reversal at the top of stratocumulus. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(3) :1040–1057.
- Mesinger, F., Arakawa, A., and Sundqvist, H. (1976). *Numerical methods used in atmospheric models*, volume 1. World Meteorological Organization, International Council of Scientific Unions.
- Miglietta, M. M. and Rotunno, R. (2010). Numerical simulations of low-cape flows over a mountain ridge. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(7) :2391–2401.
- 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*, 102(D14) :16663–16682.
- Moeng, C.-H. (2014). A closure for updraft–downdraft representation of subgrid-scale fluxes in cloud-resolving models. *Monthly Weather Review*, 142(2) :703–715.
- Morcrette, J.-J. (1991). Radiation and cloud radiative properties in the european centre for medium range weather forecasts forecasting system. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 96(D5) :9121–9132.
- Noilhan, J. and Mahfouf, J.-F. (1996). The isba land surface parameterisation scheme. *Global and planetary Change*, 13(1) :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. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 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. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(660) :1812–1827.
- Parodi, A., Boni, G., Ferraris, L., Siccardi, F., Pagliara, P., Trovatore, E., Foufoula-Georgiou, E., and Kranzlmüller, D. (2012). The “perfect storm” : From across the atlantic to the hills of genoa. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 93(24) :225–226.

- Parodi, A. and Tanelli, S. (2010). Influence of turbulence parameterizations on high-resolution numerical modeling of tropical convection observed during the tc4 field campaign. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D10).
- Pearson, K., Lister, G., Birch, C., Allan, R., Hogan, R., and Woolnough, S. (2014). Modelling the diurnal cycle of tropical convection across the ‘grey zone’. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(679) :491–499.
- Pergaud, J., Masson, V., Malardel, S., and Couvreux, F. (2009). A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Boundary-layer meteorology*, 132(1) :83–106.
- Petch, J., Brown, A., and Gray, M. (2002). The impact of horizontal resolution on the simulations of convective development over land. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(584) :2031–2044.
- Pinsky, M. and Khain, A. (1997). Turbulence effects on droplet growth and size distribution in clouds—a review. *Journal of aerosol science*, 28(7) :1177–1214.
- Pinty, J. and Jabouille, P. (1998). A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitations. In *Conf. on Cloud Physics*, pages 217–220. Amer. Meteor. Soc Everett, WA.
- Rainaud, R., Brossier, C. L., Ducrocq, V., Giordani, H., Nuret, M., Fourrié, N., Bouin, M.-N., Taupier-Letage, I., and Legain, D. (2015). Characterization of air–sea exchanges over the western mediterranean sea during hymex sop1 using the arome–wmed model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Ramis, C., Llasat, M. C., Genovés, A., and Jansà, A. (1994). The october-1987 floods in catalonia : Synoptic and mesoscale mechanisms. *Meteorological Applications*, 1(4) :337–350.
- Ramis, C., Romero, R., Homar, V., Alonso, S., and Alarcón, M. (1998). Diagnosis and numerical simulation of a torrential precipitation event in catalonia (spain). *Meteorology and Atmospheric Physics*, 69(1-2) :1–21.
- Redelsperger, J.-L. and Sommeria, G. (1986). Three-dimensional simulation of a convective storm : Sensitivity studies on subgrid parameterization and spatial resolution. *Journal of the atmospheric sciences*, 43(22) :2619–2635.
- 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, D., Lac, C., Riette, S., Legrand, R., and Mary, A. (2013). Kinetic energy spectra characteristics of two convection-permitting limited-area models arome and meso-nh. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(674) :1327–1341.
- Rigo, T. and Llasat, M. (2004). A methodology for the classification of convective structures using meteorological radar : Application to heavy rainfall events on the mediterranean coast of the iberian peninsula. *Natural Hazards and Earth System Science*, 4(1) :59–68.

- Rivrain, J.-C. (1997). Les épisodes orageux à précipitations extrêmes sur les régions méditerranéennes de la France. *Meteorologie*, 8(19) :77–78.
- Romero, R., Doswell III, C., 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., Guijarro, J., Ramis, C., and Alonso, S. (1998). A 30-year (1964–1993) daily rainfall data base for the Spanish Mediterranean regions : first exploratory study. *International Journal of Climatology*, 18(5) :541–560.
- Rotunno, R. and Ferretti, R. (2001). Mechanisms of intense alpine rainfall. *Journal of the atmospheric sciences*, 58(13) :1732–1749.
- Saito, K., Fujita, T., Yamada, Y., Ishida, J.-i., Kumagai, Y., Aranami, K., Ohmori, S., Nagasawa, R., Kumagai, S., Muroi, C., et al. (2006). The operational JMA nonhydrostatic mesoscale model. *Monthly Weather Review*, 134(4) :1266–1298.
- Schär, C. and Wernli, H. (1993). Structure and evolution of an isolated semi-geostrophic cyclone. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 119(509) :57–90.
- Scheffknecht, P., Richard, E., and Lambert, D. (2016). A highly localized high-precipitation event over Corsica. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V. (2011). The AROME-France convective-scale operational model. *Monthly Weather Review*, 139(3) :976–991.
- Sénési, S., Bougeault, P., Chèze, J.-L., Cosentino, P., and Thepenier, R.-M. (1996). The Vaison-la-Romaine flash flood : Mesoscale analysis and predictability issues. *Weather and Forecasting*, 11(4) :417–442.
- Stein, J. (2004). Exploration of some convective regimes over the alpine orography. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(597) :481–502.
- Stein, T. H., Hogan, R. J., Clark, P. A., Halliwell, C. E., Hanley, K. E., Lean, H. W., Nicol, J. C., and Plant, R. S. (2015). The DYMECS project : A statistical approach for the evaluation of convective storms in high-resolution NWP models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(6) :939–951.
- Takemi, T. and Rotunno, R. (2003). The effects of subgrid model mixing and numerical filtering in simulations of mesoscale cloud systems. *Monthly weather review*, 131(9) :2085–2101.
- Thévenot, O., Bouin, M.-N., Ducrocq, V., Lebeaupin Brossier, C., Nuissier, O., Pianezze, J., and Duffourg, F. (2016). Influence of the sea state on Mediterranean heavy precipitation : a case-study from Hymex SOP1. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(S1) :377–389.
- Verrelle, A., Ricard, D., and Lac, C. (2015). Sensitivity of high-resolution idealized simulations of thunderstorms to horizontal resolution and turbulence parametrization. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(687) :433–448.

- Vié, B., Molinié, G., Nuissier, O., Vincendon, B., Ducrocq, V., Bouttier, F., and Richard, E. (2012). Hydro-meteorological evaluation of a convection-permitting ensemble prediction system for mediterranean heavy precipitating events. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12 :2631–2645.
- Warren, R. A., Kirshbaum, D. J., Plant, R. S., and Lean, H. W. (2014). A ‘boscastle-type’quasi-stationary convective system over the uk southwest peninsula. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(678) :240–257.
- Weisman, M. L., Davis, C., Wang, W., Manning, K. W., and Klemp, J. B. (2008). Experiences with 0-36-h explicit convective forecasts with the wrf-arw model. *Weather and forecasting*, 23(3) :407–437.
- Wyngaard, J. C. (2004). Toward numerical modeling in the “terra incognita”. *Journal of the atmospheric sciences*, 61(14) :1816–1826.
- Zängl, G., Reinert, D., Rípodas, P., and Baldauf, M. (2015). The icon (icosahedral non-hydrostatic) modelling framework of dwd and mpi-m : Description of the non-hydrostatic dynamical core. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(687) :563–579.
- Zeng, X., Tao, W.-K., Matsui, T., Xie, S., Lang, S., Zhang, M., O’C Starr, D., and Li, X. (2011). Estimating the ice crystal enhancement factor in the tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(7) :1424–1434.
- Zhang, M. and Zhang, D.-L. (2012). Subkilometer simulation of a torrential-rain-producing mesoscale convective system in east china. part i : Model verification and convective organization. *Monthly Weather Review*, 140(1) :184–201.

Title : Initiation and organization of a heavy precipitating system over the Mediterranean basin as part of the first HyMeX special observation period : simulations at hectometric scales

Abstract :

Heavy precipitating events affecting the whole Mediterranean region are dangerous phenomena. They can cause flash floods leading to significant material and human damages. Numerical Weather Prediction (NWP) model made significant progress, especially through fine scale modeling. However, the prediction of these intense rainfall events remains imprecise. In the past, studies have already highlighted the major meteorological ingredients of these extreme phenomena. However, some fine scale mechanisms (microphysics and turbulence) and their interaction with larger scale are still not well known. The HyMeX research program is dedicated to improve the understanding of these processes and their representation in numerical models based on an unprecedented observations dataset. HyMeX also provides the first observations of heavy precipitating systems and their environment over the sea.

The objective of this thesis is to analyze the representation of the processes participating in the initiation and the organization of convection in numerical models, especially over sea.

The meteorological context and the precipitating systems of the POI16a convective event (26/10/2012) were first studied with numerous observations and a reference simulation realized at 2.5 km horizontal resolution. The environment, the initiation and the organisation mechanisms for convection have been analyzed, showing a convection initiation triggered by a convergence in humid and unstable low-level flow and by a cold pool under the storm playing a role of deflection of the low-level flow, reinforcing the convergence.

This event was then simulated at a finer horizontal resolution of 500 m. This range of resolution, toward which the operational models currently operate, is located in the grey zone of the turbulence. The representation of turbulent processes between an explicit representation and parameterization is delicate. A sensitivity study to the turbulent mixing length was carried out. A strong impact is observed on both the environment (especially on the low-levels wind and humidity), the dynamic processes (vertical speed) and the microphysics in the precipitating system (hydrometeor content, precipitation and cold pool intensity). The mixing length commonly used in this range of resolution produces less subgrid turbulence and gives a more intense convective system.

Finally, to extract from the grey zone of turbulence and the associated difficulties, the resolution was refined to the LES scale. The first LES simulation of a real heavy precipitating Mediterranean event was carried out with a horizontal resolution of 150 m on a large grid covering the north-west of the Mediterranean basin (900 million points). The simulation in the grey zone of turbulence proposed a representation of the environment quite similar, but a convective system more intense compared to the reality of the LES. A rapid analysis of the simulated precipitating system structure showed the opportunity offered by this LES simulation to study the dynamic and the microphysical organization of the system at a finer scale.

Keywords : Mediterranean, Heavy precipitating events, high-resolution modelisation, fine-scale atmospheric processes, turbulence

Titre : Initiation et organisation d'un système fortement précipitant méditerranéen dans le cadre de période d'observation spéciale HyMeX : simulations aux échelles hectométriques

Résumé :

Les épisodes de pluies intenses qui affectent le pourtour Méditerranéen sont des phénomènes dangereux. Ils peuvent causer des crues éclair engendrant des dégâts matériels et humains importants. La prévision numérique du temps a aujourd'hui fait de nombreux progrès en particulier grâce à l'avènement des modèles de fine échelle. Cependant la prévision de ces épisodes de pluies intenses reste encore trop souvent imprécise. Par le passé, des études ont permis de mettre en évidence les ingrédients météorologiques principaux de ces phénomènes extrêmes. Cependant, certains mécanismes de fine échelle (microphysique et turbulence) et leurs interactions avec ceux de plus grande échelle sont encore mal connus. Le programme de recherche HyMeX vise notamment à améliorer la compréhension des processus impliqués dans ces événements et leur représentation dans les modèles numériques en s'appuyant sur un jeu de données d'observations sans précédent. HyMeX a ainsi apporté des observations in-situ de systèmes fortement précipitants et de leur environnement, en amont, sur mer.

L'objectif de ce sujet de thèse était d'analyser la représentation, dans les modèles à résolution hectométrique, des processus qui permettent l'initiation et l'organisation de la convection, en particulier sur mer.

Le contexte météorologique et les systèmes précipitants de l'épisode convectif de la POI16a HyMeX ont d'abord été étudiés à partir des nombreuses observations et d'une simulation de référence à 2.5 km de résolution horizontale. L'environnement et les mécanismes d'initiation et d'organisation de la convection ont été analysés, mettant en évidence une initiation de la convection due à de la convergence dans un flux humide et instable de basses couches et à une plage froide sous orages. Cette dernière force le contournement du flux de basses couches renforçant localement la convergence.

Cet épisode a ensuite été simulé à une résolution horizontale plus fine de 500 m. Cette gamme de résolution, vers laquelle les modèles opérationnels tendent actuellement, se situe au cœur la zone grise de la turbulence. La représentation des processus turbulents, entre représentation explicite et paramétrisation, y est délicate. Une étude de sensibilité à la paramétrisation de la longueur de mélange pour le schéma de turbulence a été réalisée. Elle a montré un fort impact à la fois sur l'environnement (notamment sur le vent et l'humidité dans les basses couches), sur la dynamique (vitesse verticale) et la microphysique (contenu en hydrométéores, intensité des précipitations et de la plage froide) dans le système précipitant. La longueur de mélange communément utilisée dans cette gamme de résolution produit moins de turbulence sous-maille et donne un système convectif plus intense.

Enfin, pour s'extraire de la zone grise de la turbulence et des difficultés qui y sont associées, la résolution a été affinée jusqu'à l'échelle LES. La première simulation LES d'un cas réel de fortes précipitations sur la Méditerranée a été réalisée, avec une résolution horizontale de 150 m sur un grand domaine couvrant le nord-ouest du bassin méditerranéen (environ 900 millions de points). Elle a montré que la simulation, dans la zone grise de la turbulence, proposait une représentation de l'environnement similaire, mais un système convectif plus intense par rapport à la réalité de la LES. Une analyse préliminaire de la structure du système précipitant simulé a montré l'opportunité offerte par cette simulation LES pour étudier l'organisation à fine échelle des cellules convectives au cœur du système.

Mots clés : Méditerranée, événements fortement précipitants, modélisation à haute résolution, processus atmosphériques de fine échelle, turbulence