

Table des matières

Introduction générale	1
Contexte scientifique	5
1 Etat des connaissances sur les événements fortement précipitants Méditerranéens	7
1.1 Différents types d'événements violents	8
1.1.1 Les cyclogenèses	9
1.1.2 Les systèmes perturbés provenant de l'Atlantique Nord	9
1.1.3 Les systèmes convectifs de méso-échelle et les orages orographiques	11
1.2 Conditions favorables à l'occurrence d'événements violents	12
1.2.1 Contexte synoptique : de l'importance de la dynamique au voisinage de la tropopause	12
1.2.2 Mécanismes de formation de certains événements violents . . .	15
2 Maîtriser l'incertitude liée aux conditions initiales	21
2.1 Sources d'incertitudes inhérentes à la prévision météorologique à échelle fine	22
2.2 Prise en compte de l'incertitude liée aux conditions initiales	22
2.2.1 L'assimilation de données : construire des conditions initiales de qualité	23
a - Généralités sur les systèmes d'assimilation de données	23
b - Assimilation de données à méso-échelle et intérêt pour la prévision de pluies intenses	26
c - L'observation adaptative : assimiler des données "occasionnelles" pour construire de meilleures analyses . . .	27
2.2.2 La prévision d'ensemble	28

TABLE DES MATIÈRES

a -	Principe et intérêt de la prévision d'ensemble	28
b -	Systèmes opérationnels pour la prévision à moyen terme	31
c -	Les systèmes de prévision d'ensemble à courte échéance	34
Impact des conditions initiales sur un événement extrême en Méditerranée		39
3 Présentation du cas d'étude		43
3.1 Description de la situation météorologique		44
3.2 Prévisions issues de divers centres opérationnels		45
4 Méthode de travail		51
4.1 Le modèle atmosphérique Meso-NH et le protocole expérimental		52
4.1.1 Caractéristiques des simulations		52
4.1.2 Méthode de génération des perturbations		55
4.2 Évaluation des simulations		56
4.2.1 Comparaison aux observations de pluies		56
4.2.2 Comparaison aux observations satellites		59
5 Article : Impact of initial condition uncertainties on the predictability of heavy rainfall in the Mediterranean : a case study, Argence et al., 2008		61
5.1 Résumé de l'article		62
5.2 Article publié dans le <i>Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society</i>		63
Amélioration de la prévision des dépressions Méditerranéennes en appliquant des modifications locales de tourbillon potentiel		79
6 Contexte de l'étude		83
6.1 Retour sur quelques études récentes de cyclogenèses en Atlantique Nord	85	
6.2 Intérêt de l'étude pour la prévision des dépressions Méditerranéennes	86	
7 Théorie et méthodes		89
7.1 Relation "tourbillon potentiel / imagerie vapeur d'eau" : éléments de théorie		90
7.2 Introduction de corrections en terme de tourbillon potentiel dans un modèle numérique		92

TABLE DES MATIÈRES

7.3 Stratégies de modélisation et d'évaluation	93
8 Article : Improving the numerical prediction of a cyclone in the Mediterranean by local potential vorticity modifications, Argence et al., 2009	95
8.1 Résumé de l'article	96
8.2 Article sous presse dans le <i>Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society</i>	97
Conclusions et perspectives	113
Références	119
Annexe A : Version couleur des figures de l'article Argence et al. [2008]	131
Annexe B : La méthode d'inversion du tourbillon potentiel d'Arbogast et al. [2008]	143
Liste des publications, conférences internationales et campagnes expérimentales de l'auteur	147

TABLE DES MATIÈRES

Introduction générale

La Méditerranée en proie aux événements météorologiques violents

Les régions qui constituent le bassin Méditerranéen sont régulièrement le siège de phénomènes météorologiques violents caractérisés par des pluies intenses et des vents violents. Bien que relativement fréquents, ces phénomènes peuvent atteindre des intensités telles que l'Homme ne peut lutter contre leur puissance. Ainsi, certains cas que l'on juge comme exceptionnels (de part leur fréquence climatologique au vu de la zone géographique qu'ils concernent) provoquent chaque année la mort de nombreuses personnes ainsi que des dégâts matériels importants. Il est évident que nous ne pouvons pas lutter à armes égales contre le potentiel destructeur de certains de ces événements. Néanmoins, la prévention des risques, qui passe nécessairement par une prévision fiable de ces phénomènes, demeure le moyen le plus efficace de se prémunir du danger face à de telles situations. Nous pourrons par exemple citer l'effort coordonné de plusieurs centres météorologiques Européens pour la mise en oeuvre d'un site internet dédié à la publication de cartes de vigilances (basées sur le même principe que celles de Météo-France) qui concernent tous les pays d'Europe (<http://www.meteoalarm.eu>).

La prévision d'événements fortement précipitants en Méditerranée

Les efforts de recherche consentis depuis la seconde moitié du XX^e siècle permettent aujourd'hui aux centres de prévisions opérationnels de fournir des prévisions du temps fiables jusqu'à quelques jours d'échéance. Néanmoins, certaines situations météorologiques demeurent encore très difficiles à prévoir de part la com-

plexité des mécanismes physiques qu'elles font intervenir, et ceci quelle que soit la région du globe considérée, le bassin Méditerranéen ne dérogeant pas à la règle. En effet, l'occurrence d'événements violents en région Méditerranéenne est gouvernée par l'interaction de processus dynamiques et physiques d'échelles diverses pouvant aller de l'onde de Rossby planétaire (d'une longueur d'onde de plusieurs milliers de kilomètres) à la présence de forçages orographiques qui peuvent se limiter à l'échelle d'un massif montagneux (quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres). La difficulté de modéliser ces interactions avec précision provient directement des caractéristiques intrinsèques à la dynamique atmosphérique qui est par nature chaotique (Lorenz [1963]). Ainsi, une perturbation du flux moyen, aussi petite soit-elle, pourra se répercuter à des échelles bien plus vastes et engendrer des variations rapides et parfois inattendues du temps. En termes de prévision numérique, de faibles perturbations provenant soit des paramétrisations du modèle numérique utilisé, soit des incertitudes liées aux conditions initiales et latérales, peuvent engendrer de grandes erreurs de prévision, à la fois aux grandes échelles qui gouvernent les principaux mouvements atmosphériques et aux petites échelles telle que l'échelle convective.

Objectifs de la thèse et plan du mémoire

Les processus physiques liés à la génération de pluies intenses ainsi que leur sensibilité à divers facteurs environnementaux tels que la température de surface de la mer (SST) ou le relief ont été assez largement étudiés ces deux dernières décennies (e.g. *Llasat et Puigcerver [1994]* ; *Romero et al. [1997]* ; *Homar et al. [2003]* ; *Lebeaupin et al. [2006]* ; *Ducrocq et al. [2008]* ; *Nuissier et al. [2008]* ; entre autres). En revanche, très peu d'études ont été consacrées à l'impact des diverses sources d'incertitudes citées plus tôt sur la prévisibilité d'événements violents en Méditerranée. Il est indispensable d'appréhender les différents processus physiques et dynamiques qui contribuent à la croissance d'erreurs dans les modèles afin de pouvoir tenir compte de ces incertitudes lors de l'élaboration de nouvelles stratégies de modélisation. Le travail effectué dans cette thèse s'inscrit directement dans ces perspectives et comporte deux objectifs principaux :

- Évaluer l'impact de faibles perturbations des conditions initiales sur des simulations numériques haute-résolution d'un cas de tempête en Méditerranée.

Introduction générale

- Proposer une méthode de correction “en temps réel” de champs dynamiques simulés afin d’améliorer la prévision des dépressions Méditerranéennes et des phénomènes qui y sont associés.

Ce manuscrit est ainsi composé de trois parties distinctes :

- La première partie (chapitres 1 et 2) présente le contexte scientifique dans lequel les études ont été menées. Le chapitre 1 consiste en un bref état de l’art des connaissances actuelles sur les événements fortement précipitants Méditerranéens (types d’événements et conditions favorables à leur occurrence). Le chapitre 2 revient plus en détails sur les diverses sources d’incertitudes inhérentes à la prévision météorologique à échelle fine et présente les principales méthodes numériques développées pour pallier le problème de l’incertitude aux conditions initiales.
- La deuxième partie porte sur l’impact des incertitudes des conditions initiales sur la prévision d’un événement extrême en Méditerranée occidentale.
- La troisième et dernière partie présente une méthode originale de correction des champs modèles combinant l’imagerie satellitaire dans le canal vapeur d’eau à des champs de tourbillon potentiel. Cette méthode sera appliquée à la prévision d’une cyclogenèse intense typique du bassin Méditerranéen.

Enfin, les conclusions et perspectives issues de ces trois années de travail sont présentées dans le dernier chapitre.

Contexte scientifique

Chapitre 1

Etat des connaissances sur les événements fortement précipitants Méditerranéens

Sommaire

1.1 Différents types d'événements violents	8
1.1.1 Les cyclogenèses	9
1.1.2 Les systèmes perturbés provenant de l'Atlantique Nord	9
1.1.3 Les systèmes convectifs de méso-échelle et les orages orographiques	11
1.2 Conditions favorables à l'occurrence d'événements violents 12	
1.2.1 Contexte synoptique : de l'importance de la dynamique au voisinage de la tropopause	12
1.2.2 Mécanismes de formation de certains événements violents . .	15

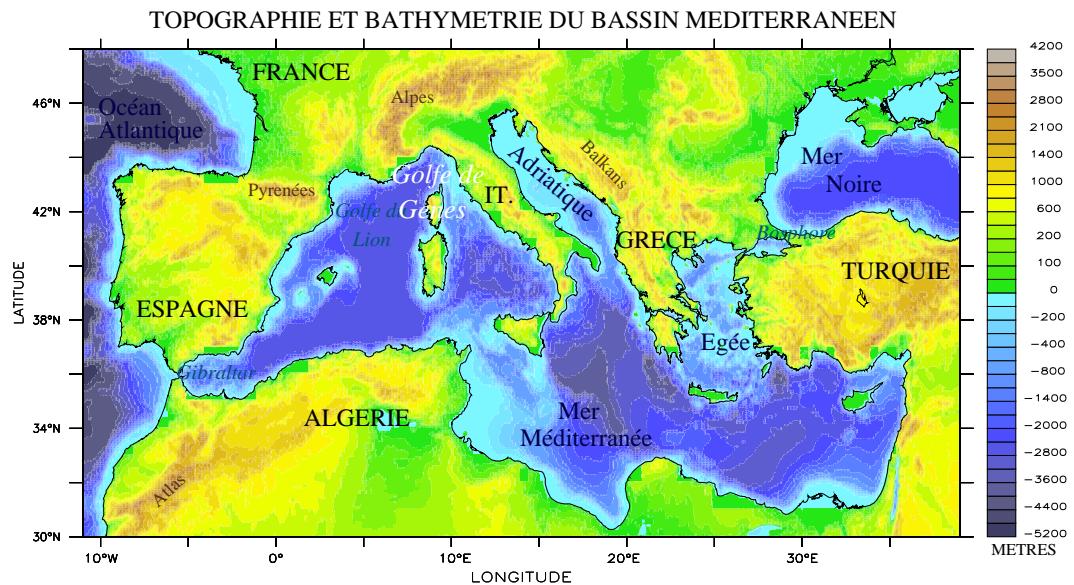


FIG. 1.1 – Géographie du bassin Méditerranéen.

L'étude détaillée des conditions de génération des phénomènes météorologiques quels qu'ils soient n'a été rendue possible que par les développements techniques effectués depuis la seconde moitié du XX^e siècle. En effet, l'émergence de systèmes d'observations pointus ainsi que les grandes avancées opérées dans le domaine de la modélisation numérique permettent aujourd'hui d'observer et reproduire avec une relative précision les conditions propices au développement de structures convectives précipitantes. Dans un premier temps, nous donnerons un bref aperçu des divers types d'événements pouvant conduire à des précipitations intenses en région Méditerranéenne. Dans une seconde partie, nous nous intéresserons aux conditions météorologiques et environnementales qui favorisent l'occurrence de ces événements avec une attention particulière pour la partie occidentale du bassin Méditerranéen (Figure 1.1).

1.1 Différents types d'événements violents

Les phénomènes météorologiques conduisant à des pluies intenses sur les régions Méditerranéennes couvrent des échelles de temps et d'espace assez vastes pouvant aller de quelques dizaines à plusieurs centaines de kilomètres et pouvant s'étendre sur des périodes de l'ordre de l'heure à plusieurs jours. Si certaines situations entraînent des dégâts localisés alors que d'autres affectent de vastes zones géographiques, elles n'en demeurent pas moins dangereuses et difficiles à prévoir.

1.1 Différents types d'événements violents

1.1.1 Les cyclogenèses

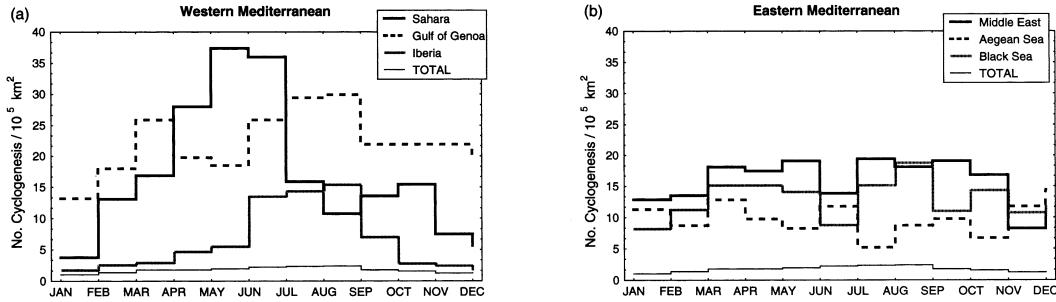


FIG. 1.2 – D'après Trigo et al. [2002] : Nombre total de cyclogenèses détectées sur 10^5 km^2 au sein des régions les plus actives en (a) Méditerranée occidentale et (b) Méditerranée orientale, pour la période 1987-1996. Le nombre total de cyclogenèses détectées dans le bassin entier par unité d'aire est représenté par la ligne du bas.

De récentes études climatologiques (e.g. Alpert et al. [1990]; Trigo et Davies [1999]; Maher et al. [2001]; Trigo et al. [2002]) ont montré que le bassin Méditerranéen était une région particulièrement cyclogénétique (Figure 1.2). Si certaines zones géographiques sont affectées par les cyclones quelle que soit la période de l'année, ceux-ci sont généralement associés à des précipitations et vents intenses durant l'automne et l'hiver (Trigo et al. [2002]). En effet, l'intensité des cyclones observés dépend fortement des mécanismes à l'origine de leur génération. Par exemple, en été, l'activité cyclonique est caractérisée par le développement de nombreuses, mais faibles, dépressions thermiques alors que les mois d'automne et d'hiver voient naître bon nombre de cyclogenèses intenses à développement rapide. Ces événements sont principalement des cyclogenèses d'origine barocline, d'une part, et orographiques, d'autre part (Figure 1.3). Bien que les mécanismes de formation des cyclones extratropicaux fassent encore l'objet d'études et demeurent sans cesse redécouverts (e.g. Wernli et al. [2002]; Posselt et al. [2008]), nous proposons, à partir des connaissances actuelles, de fournir un bref descriptif des mécanismes de génération des cyclogenèses Méditerranéennes de type baroclines (section 1.2.2). Pour un traitement détaillé des facteurs influançant la formation de cyclones orographiques, le lecteur pourra entre autres se référer à Speranza et al. [1985] et Pichler et al. [1995].

1.1.2 Les systèmes perturbés provenant de l'Atlantique Nord

Les systèmes perturbés prenant naissance sur l'Atlantique Nord représentent un danger potentiel pour le bassin Méditerranéen, et plus particulièrement pour

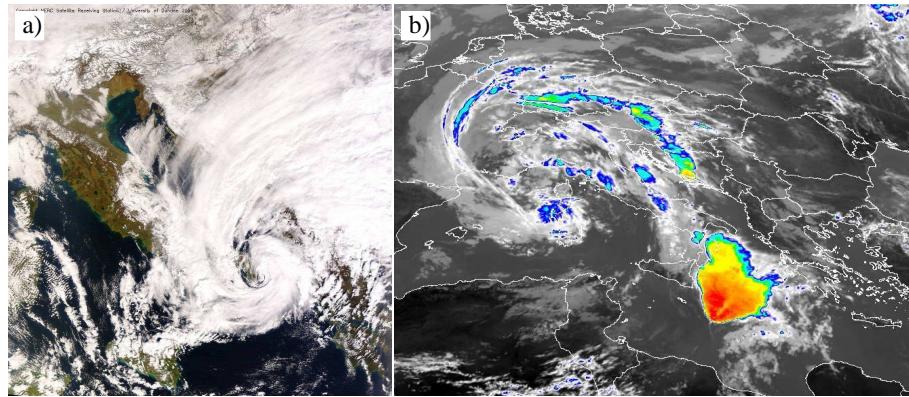


FIG. 1.3 – Images satellites de différents types de cyclogenèses en Méditerranée : (a) Cyclone formé par instabilité barocline et (b) cyclone orographique. L'image (a) a été acquise par le satellite MODIS dans le visible et la (b) a été obtenue dans le canal infrarouge de Meteosat 8 (les zones colorées représentent les sommets nuageux les plus froids et donc les plus élevés). Sources : NEODAAS et Eumetsat.

les régions de l'ouest de la Méditerranée se trouvant à proximité directe de l'océan (Espagne, France ou encore les pays du Maghreb). Lorsque les conditions synoptiques s'y prêtent, des situations de blocage peuvent s'installer sur l'Europe occidentale et des précipitations continues et abondantes peuvent s'abattre sur de vastes étendues à l'intérieur des terres.

La Figure 1.4 illustre le cas d'une perturbation frontale qui affecta trois jours durant le sud-est de la France, entraînant une crue historique du Rhône et la mort de 7 personnes. Les Figures 1.4(a) et 1.4(b) sont des cartes ANASYG (Santurette et Joly [2002]) qui aident les prévisionnistes de Météo-France à conceptualiser leur analyse de la situation synoptique. Le 1^{er} décembre 2003 (Figure 1.4(a)), un vaste thalweg d'altitude centré sur la Péninsule Ibérique établit un intense flux de sud sur la France entière ramenant de l'air chaud et humide en provenance de la Méditerranée sur le sud-est de la France. En surface, un front froid ondulant (noté "CO ond") traverse la France du Sud-Est au Nord. Cette perturbation frontale va stationner sur le Sud-Est de la France jusqu'au 3 décembre (Figure 1.4(b)) avec un renforcement de l'activité convective et pluvieuse le 3 décembre dans l'après-midi (Figure 1.4(c)).

1.1 Différents types d'événements violents

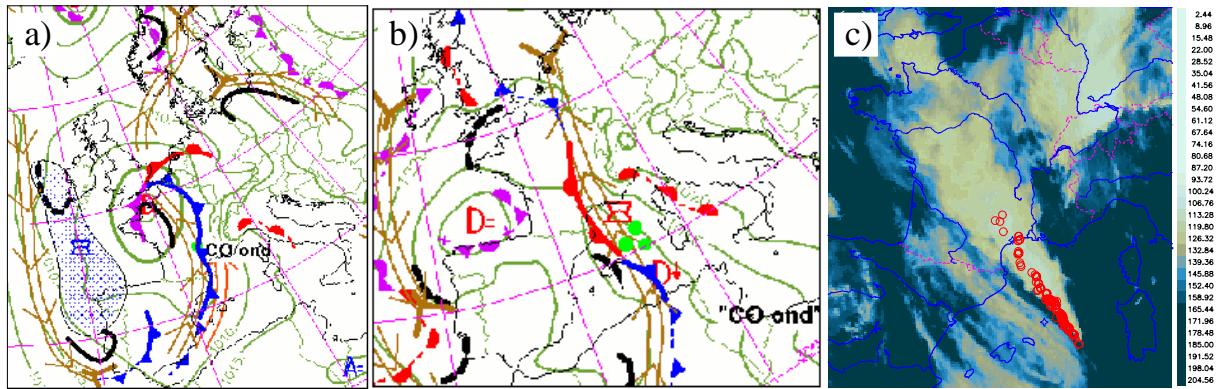


FIG. 1.4 – Cas des inondations du Rhône de décembre 2003 : ANASYG du (a) 1^{er} décembre 2003 et du (b) 3 décembre 2003; (c) image obtenue dans le canal infrarouge thermique de Meteosat 8 le 3 décembre à 1400 UTC et impacts de foudre entre 1358 UTC et 1402 UTC. Source : Météo-France.

1.1.3 Les systèmes convectifs de méso-échelle et les orages orographiques

Si des phénomènes d'assez grande échelle comme les cyclogenèses et les fronts peuvent posséder un certain potentiel destructeur, il n'en demeure pas moins qu'ils ne sont pas les seuls associés à la production de précipitations abondantes sur le pourtour Méditerranéen. En effet, la plupart des inondations de grande ampleur peuvent être attribuées à des systèmes convectifs de méso-échelle qui stationnent plusieurs heures durant au-dessus de la même zone (Hernandez et al. [1998]; Romero et al. [2000]; Ducrocq et al. [2004]), déversant ainsi des quantités impressionnantes de pluies qui peuvent dépasser des cumuls annuels moyens en une seule journée. Par exemple, un maximum de 691 mm en 24 heures a été enregistré pour les inondations du Gard d'octobre 2002 (Ducrocq et al. [2004]; Delrieu et al. [2005]). Ces systèmes sont à régénération rétrograde et sont généralement identifiables sur des images satellites par la forme caractéristique en V que prend leur enclume (Figures 1.4(c) et 1.5(a)). Si les systèmes convectifs de méso-échelle peuvent voir leur évolution en partie pilotée par les reliefs qui bordent la Méditerranée, certains orages dits orographiques sont principalement déclenchés par des mécanismes liés aux reliefs qu'ils concernent (voir l'exemple sur la Figure 1.5(b)). Ces orages, parfois accompagnés de pluies violentes, sont à l'origine de nombreuses catastrophes dans le massif Alpin et ont été le point de départ de la campagne expérimentale MAP (Mesoscale Alpine Program; Bougeault et al. [2001]). Quelques détails sur les mécanismes de formation des systèmes convectifs de méso-échelle seront donnés dans la section 1.2.2.

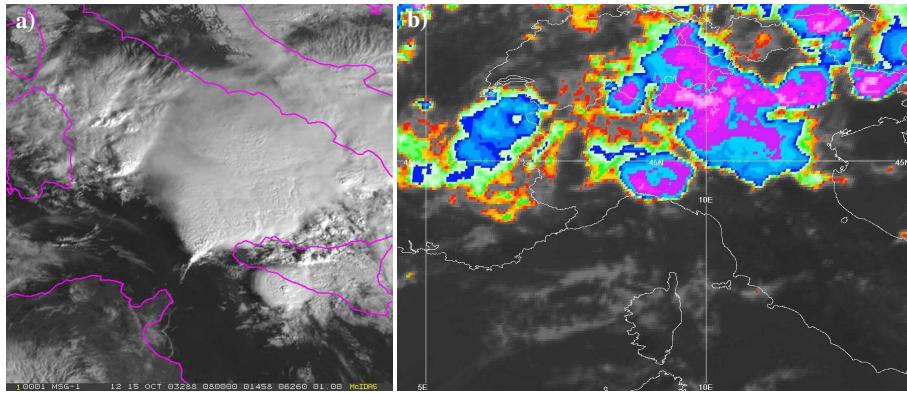


FIG. 1.5 – Images satellites acquises par Meteosat 8. (a) Système convectif de méso-échelle observé dans le visible et (b) orages orographiques observés dans le canal infrarouge thermique à $10.8\text{ }\mu\text{m}$ (les zones roses représentent les nuages convectifs les plus élevés). Source : Eumetsat.

1.2 Conditions favorables à l'occurrence d'événements violents

Les systèmes fortement précipitants des régions Méditerranéennes se forment dans des contextes météorologiques et environnementaux bien particuliers. Cette partie a ainsi pour vocation d'offrir au lecteur un aperçu des conditions propices à l'occurrence de ce type d'événements ainsi que des mécanismes de développement des cyclogenèses baroclines et des systèmes convectifs de méso-échelle.

1.2.1 Contexte synoptique : de l'importance de la dynamique au voisinage de la tropopause

Climatologie des structures de grande échelle associées aux événements fortement précipitants

L'occurrence d'événements fortement précipitants en région Méditerranéenne est intimement liée à la présence de structures cycloniques en haute troposphère. Ces structures sont en général le résultat du déferlement d'ondes de Rossby en Atlantique Nord aux abords de l'Europe et sont caractérisées par de fortes valeurs de tourbillon potentiel associées à une circulation d'altitude très dynamique. En général, les phénomènes convectifs se développent en aval de structures remarquables de la haute troposphère (e.g. *Massacand et al. [1998]*; *Funatsu et al. [2008]*) et peuvent perdurer de quelques heures à plusieurs jours si une situation de blocage

s'installe sur l'Europe de l'Ouest. A partir de données issues des réanalyses ERA-40 (*Uppala et al. [2008]*) du CEPMMT¹, *Hoinka et al. [2008]* et *Martius et al. [2008]* ont montré que les événements de pluies intenses touchant le massif Alpin étaient associés à la présence de profonds thalwegs d'altitude ayant un axe Sud/Nord et étant positionnés en amont des systèmes précipitants (Figure 1.6). La Figure 1.7 tirée de *Martius et al. [2008]* montre que durant les saisons d'automne et d'hiver, il est même possible de retracer la provenance des structures cohérentes (ici le vent méridien) liées aux précipitations alpines jusqu'à une semaine en arrière. On voit ainsi qu'environ 7 jours avant l'occurrence des précipitations, les champs composite de vent méridiens indiquent la présence de précurseurs d'altitudes (formant des paquets d'ondes) au-dessus du Pacifique.

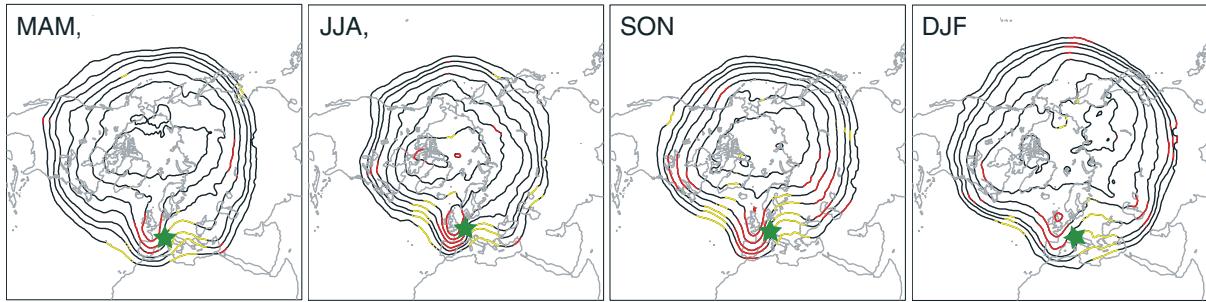


FIG. 1.6 – D'après *Martius et al. [2008]* : Champs composites saisonniers de la distribution du tourbillon potentiel sur des surfaces isentropes pour les jours de précipitations intenses dans les Alpes. Les contours représentés sont 1, 1.5, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11 PVU (Potential Vorticity Unit; $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ Km}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$). Les températures potentielles choisies pour les surfaces isentropes sont 320 K pour DJF, 325 K pour MAM et SON et 330 K pour JJA. Les zones les plus significatives (pour l'interprétation des résultats) sont colorées en rouge et jaune. L'étoile verte désigne la localisation des Alpes.

D'autres études basées sur des données issues de l'observation satellite ont aussi permis de mettre en évidence le lien entre systèmes précipitants et précurseurs d'altitude (e.g. *Chaboureau et Claud [2006]*; *Funatsu et al. [2008]*). A partir d'observations TOVS² acquises entre janvier 1987 et juin 1995, *Chaboureau et Claud [2006]* ont établi une climatologie des systèmes nuageux et des circulations de grande échelle associées par la restitution de la pression au sommet des nuages et de la température de la basse stratosphère (TLS). A partir de cette climatologie, ils ont réalisé une étude composite suivie d'une classification hiérarchique ascendante en trois classes. La Figure 1.8 montre une partie des résultats obtenus en ne considérant que les mois d'automne. La classe 1 qui ne représente que 7% des cas

¹Centre Européen pour la Prévision Météorologique à Moyen Terme

²TIROS-N Operational Vertical Sounder

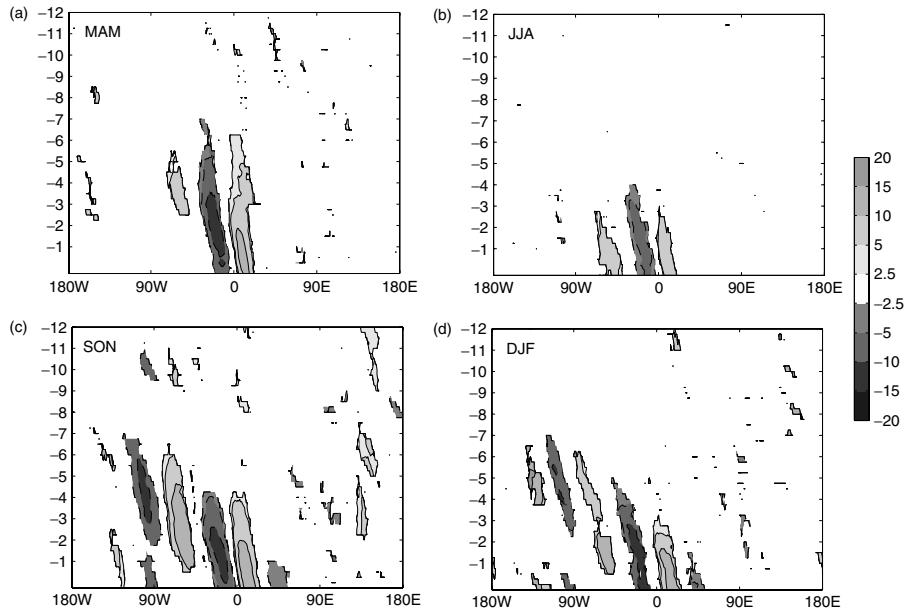


FIG. 1.7 – D'après Martius et al. [2008] : Diagrammes de Hovmöller composites du vent méridien ($m.s^{-1}$) au niveau de la tropopause dynamique pour un échantillon de 444 jours de précipitations supérieures à 16 mm/24 heures dans les Alpes pour (a) le printemps, (b) l'été, (c) l'automne et (d) l'hiver. Seuls les 12 jours précédents les événements de précipitations intenses sont considérés (voir graduation des ordonnées).

automnaux est très probablement associée aux cas les plus extrêmes de précipitations et d'inondations en Méditerranée. La configuration thalweg/nuage (le thalweg étant associé aux TLS plus élevées) typique du mécanisme d'instabilité barocline est bien mise en évidence pour cette classe.

Sensibilité des événements fortement précipitants aux structures remarquables de la haute troposphère

Ces dernières années, de nombreux auteurs se sont attachés à étudier la sensibilité à la dynamique d'altitude de systèmes Méditerranéens particulièrement violents (e.g. Fehlmann et al. [2000]; Romero [2001]; Argence et al. [2006]; Romero [2008]). En se servant de la modélisation numérique, les auteurs montrent que, dans la plupart des cas étudiés, de faibles perturbations de la dynamique d'altitude peuvent se propager durant les simulations et avoir un fort impact sur la dynamique en basses-couches et sur la localisation et l'intensité des précipitations qui y sont associées. La Figure 1.9, tirée de l'une de mes études, montre les résultats obtenus à partir d'un ensemble de 9 simulations numériques Méso-NH (Lafore et al. [1998]) d'un cas de cyclogenèse intense en Méditerranée occidentale. Les si-

1.2 Conditions favorables à l'occurrence d'événements violents

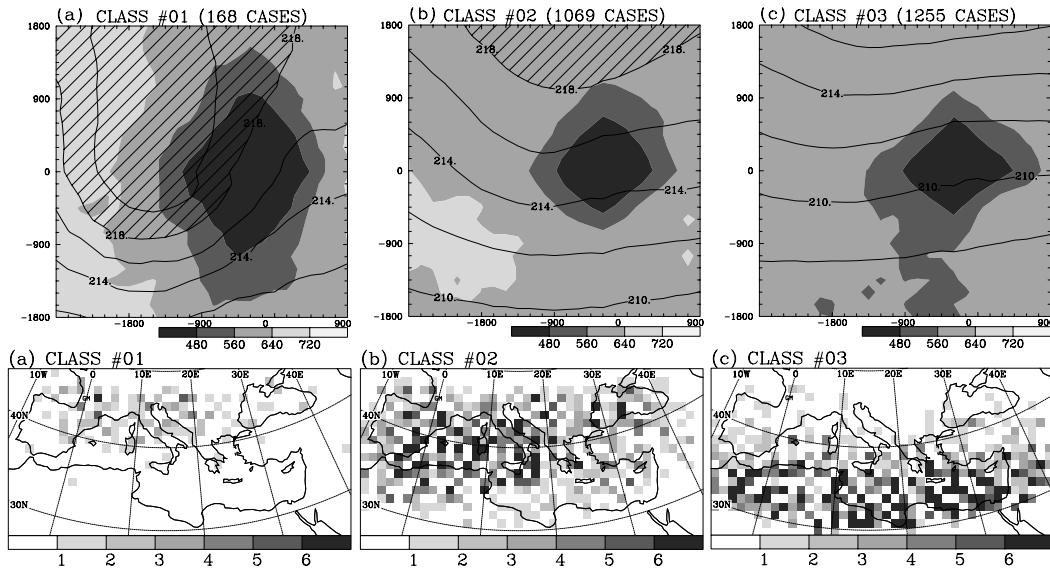


FIG. 1.8 – D'après Chaboureau et Claud [2006]. En haut : Champs composites des trois classes résultants d'une classification hiérarchique des systèmes nuageux affectant la Méditerranée (de janvier 1987 à juin 1995). L'ordonnée (abscisse) du système de coordonnées correspond à la distance Nord (Ouest) en km par rapport au centre du système nuageux (0,0) km. La pression au sommet des nuages est représentée en surfaces grisées (hPa) et la température de la basse stratosphère en lignes noires (K) (hachurée au-dessus de 218 K). En bas : nombre de systèmes nuageux sélectionnés par point de grille pour chacune des trois classes.

mulations diffèrent seulement par leurs conditions initiales, perturbées au niveau de la tropopause afin d'agir sur les structures dynamiques d'altitude. La méthode de perturbation est basée sur un algorithme d'inversion du tourbillon potentiel et sera présentée dans la troisième partie de ce manuscrit. Les Figures 1.9(b) et 1.9(c) montrent clairement que les modifications introduites à l'instant initial perturbent la prévision du cyclone et des précipitations aux abords des côtes Algériennes. De plus, les maxima de variance de la pression au niveau de la mer et des pluies sont collocalisés, démontrant par là qu'à travers son influence sur le développement cyclonique de surface, l'anomalie d'altitude pilote en partie la distribution des précipitations.

1.2.2 Mécanismes de formation de certains événements violents

Les systèmes précipitants qui affectent le bassin Méditerranéen font intervenir des mécanismes complexes dans leur processus de génération et de développement. On distingue ainsi des processus d'origine "météorologique" ou dynamique (tels que les thalwegs d'altitude) des processus liés à l'environnement tels que le for-

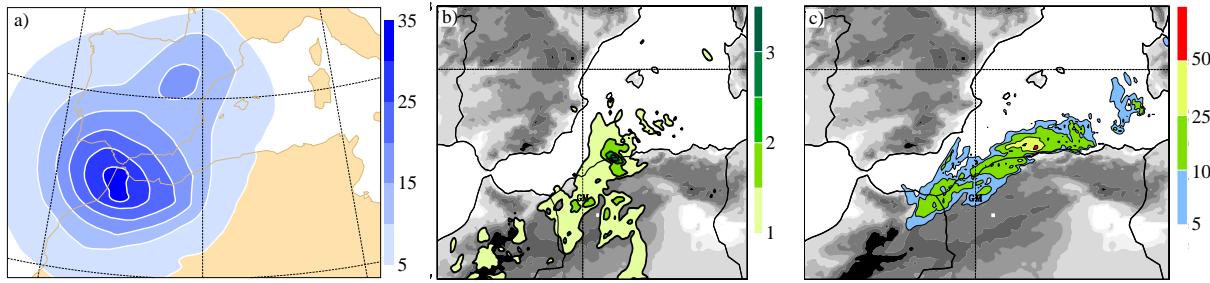


FIG. 1.9 – Cas d'une cyclogenèse intense en Méditerranée le 10 novembre 2001. (a) Variance du géopotentiel à 500 hPa (m) calculée à l'instant initial (10 novembre 2001 à 0000 UTC) pour les 9 simulations, (b) variance du champ de pression au niveau de la mer (hPa) le 10 novembre 2001 à 1200 UTC et (c) des précipitations cumulées sur 6 heures le 10 novembre 2001 à 1200 UTC.

çage orographique ou encore l'influence de la mer Méditerranée. Dans cette partie, nous proposons de fournir un bref descriptif des conditions d'évolution des cyclogenèses et systèmes convectifs de méso-échelle en nous appuyant sur des études théoriques, d'une part, et des études numériques de cas réels, d'autre part.

Les cyclogenèses baroclines

Il est largement admis que la plupart des cyclogenèses intenses résultent de l'interaction barocline entre une anomalie de tourbillon potentiel à la tropopause et une région barocline marquée dans les basses couches (e.g *Hoskins et al. [1985]*; *Hoskins et Berrisford [1988]*; *Davis et Emanuel [1991]*; *Reed et al. [1992]*). Une telle situation est représentée sur la Figure 1.10. Supposons qu'une zone de basse tropopause (ou anomalie d'altitude) se rapproche d'une zone barocline de surface pré-existante (Figure 1.10(a)). Si la circulation d'altitude se propage jusque dans les basses couches, l'advection thermique induite par la circulation de basses couches alors créée aura tendance à générer une anomalie chaude au voisinage de la surface, à l'avant de l'anomalie d'altitude (Figure 1.10(b)). Cette anomalie chaude induira à son tour une circulation cyclonique dans les basses couches s'ajoutant à celle associée à l'anomalie de tropopause, donnant ainsi naissance à une cyclogénèse intense. En retour, la circulation de basses couches pourra se propager jusqu'au niveau de la tropopause et renforcer l'anomalie de tourbillon potentiel d'altitude. L'amplification mutuelle des circulations de hautes et basses couches conduira alors à l'intensification et au maintien du cyclone de surface, du moins tant que l'anomalie chaude demeure en aval de l'anomalie d'altitude.

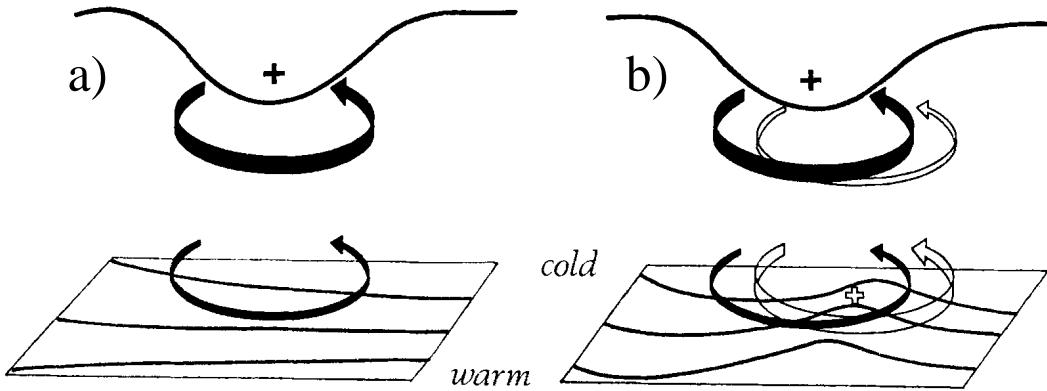


FIG. 1.10 – D'après Hoskins et al. [1985] : Représentation schématique d'une cyclogenèse à la surface induite par une anomalie de tourbillon potentiel à la tropopause. La circulation induite par l'anomalie d'altitude est représentée par les flèches noires et celle associée à la circulation de surface est représentée par des flèches blanches.

La Figure 1.11 illustre un développement barocline issu de l'interaction entre une zone barocline, un précurseur d'altitude et un précurseur de basses couches. Le 12 novembre 2003 à 1200 UTC (Figure 1.11(a)), on note la présence d'une anomalie cyclonique de basse couche en entrée droite de jet et une zone de bas géopotentiel au nord du jet. Douze heures plus tard (Figure 1.11(b)), ces deux précurseurs interagissent avec le jet et s'amplifient mutuellement dans un développement barocline.

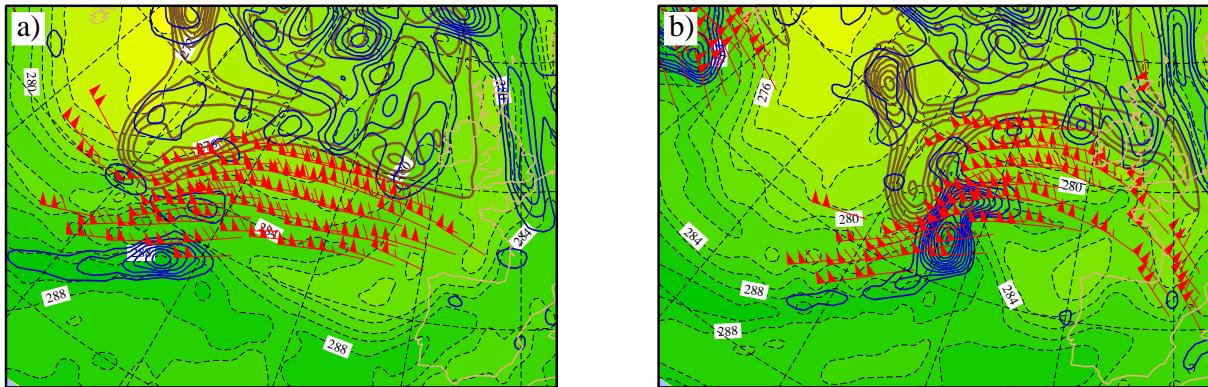


FIG. 1.11 – Cas de tempête en Atlantique Nord le 12 novembre 2003. Tourbillon absolu (s^{-2} , isolignes bleus) et θ'_w à 850 hPa (K, lignes tiretées et plages de couleurs) superposés au géopotentiel (m, isolignes marron) et au vent (noeuds, barbules rouges) sur la tropopause. Source : Météo-France.

Le mécanisme de développement barocline peut dans certains cas être amplifié par l'existence de précurseurs de moyenne et basse troposphère. Par exemple, il peut s'agir d'une zone dépressionnaire associée à une anomalie chaude en basses

couches ou à de la libération de chaleur latente issue de systèmes convectifs précipitants. Si ces précurseurs de basses couches ne peuvent généralement pas donner à eux-seuls naissance à une cyclogenèse barocline, si les vitesses verticales qu'ils génèrent se superposent à celle d'une entrée droite (ou sortie gauche) de rapide de jet, on peut voir apparaître une perturbation cyclonique à la tropopause qui par interaction avec les basses couches conduira à un développement barocline durable.

Les systèmes convectifs de méso-échelle

Les systèmes convectifs de méso-échelle peuvent être vus comme l'imbrication de systèmes convectifs de petite échelle tels que les orages monocellulaires, multicellulaires ou encore supercellulaires. Ainsi, un système convectif de méso-échelle mature est composé de cellules à différents stades de développement. D'un point de vue conceptuel et bidimensionnel, le maintien du système est lié aux circulations internes qui s'établissent (Figure 1.12) :

- Le courant de densité d'air froid établi par les courants subsidents
- La génération de nouvelles cellules par convergence entre le courant de densité et l'advection d'air chaud et humide en basses couches

On distingue alors deux zones principales que sont la partie convective et la partie stratiforme. Bien que la partie stratiforme soit très étendue spatialement, elle ne représente que 25 à 50 % du total des précipitations.

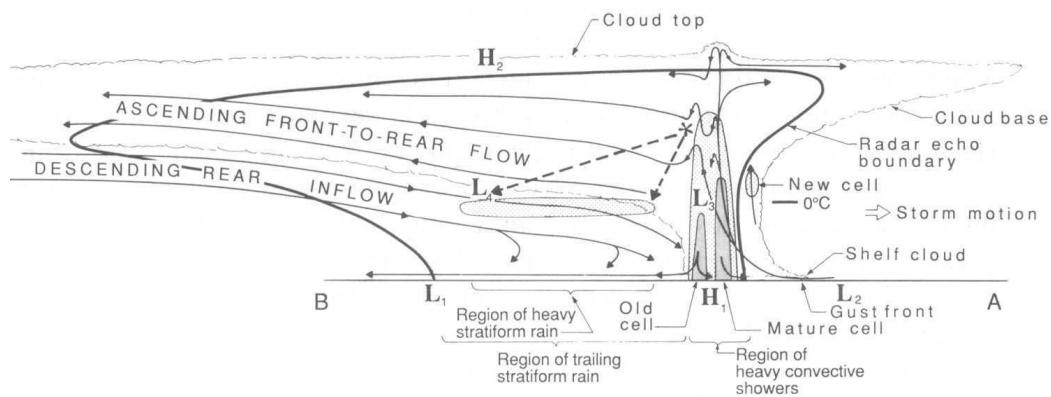


FIG. 1.12 – D'après Houze et al. [1989] : Modèle conceptuel de la structure dynamique, microphysique et des réflectivités radar d'une ligne convective suivie d'une zone de précipitations stratiformes le long de la direction de propagation du système. Les réflectivité radar moyennes et fortes sont représentées par les zones grisées.

Dans la réalité, les mécanismes de génération et entretien du système peuvent faire intervenir de nombreux ingrédients dynamiques comme environnementaux.

1.2 Conditions favorables à l'occurrence d'événements violents

Nuissier et al. [2008] et *Ducrocq et al. [2008]* se sont attachés à décrire avec précision les environnements d'échelle synoptique et de méso-échelle propices au développement de trois systèmes ayant conduit à des inondations catastrophiques dans le sud de la France. L'utilisation à très haute résolution spatiale du modèle de recherche non-hydrostatique Méso-NH initialisé par des analyses prenant en compte des données de méso-échelle (*Ducrocq et al. [2000]*) leur a permis de reconstituer le déroulement de ces trois événements et ainsi de conceptualiser chacun de ceux-là (Figure 1.13). Quelle que soit la situation considérée, la situation synoptique est caractérisée par un flux d'altitude diffluent associé à une, voire plusieurs anomalies positives de tourbillon potentiel alors qu'un jet de basses couches alimente les systèmes précipitants en air humide et instable en provenance de la Méditerranée. Dans le cas des Cévennes (octobre 1995), c'est le forçage orographique qui est le principal mécanisme qui permet la génération continue de cellules convectives en amont du Massif Central. Dans le cas du Gard (septembre 2002), le maintien du système convectif s'explique par la création d'une plage d'air froid (due à l'évaporation des précipitations) qui joue le rôle de relief virtuel et force l'air chaud et humide de basses couches à s'élèver. Enfin, le cas de l'Aude (novembre 1999) est un compromis des deux précédents puisque c'est le refroidissement sous orage associé au forçage orographique qui est à l'origine de la régénération des systèmes convectifs.

Nous pourrons finalement noter le rôle *a posteriori* évident de la Méditerranée elle-même sur la génération et le maintien des systèmes qui la concernent. Des études récentes menées par *Lebeaupin et al. [2006]* et *Lebeaupin [2007]* ont mis en évidence le rôle prépondérant joué par la SST (et plus généralement la couche de mélange océanique) dans divers cas de précipitations intenses observés dans le sud de la France. Entre autres résultats, il a été démontré que la valeur moyenne de SST intégrée sous le jet de basses couches influait sur la localisation et l'intensité de la convection et des précipitations associées.

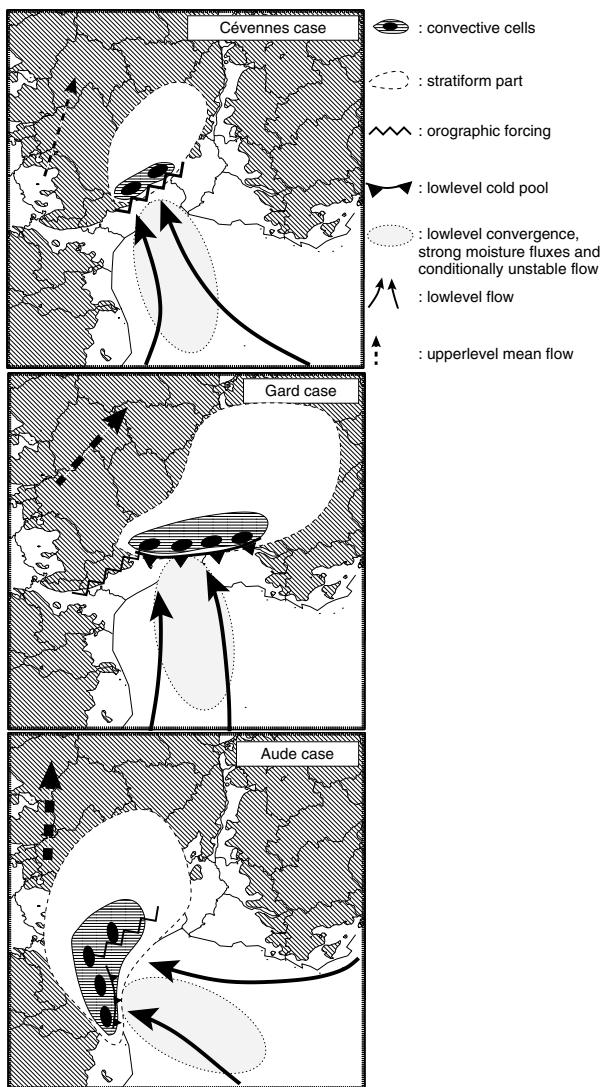


FIG. 1.13 – D'après Ducrocq et al. [2008] : Schémas conceptuels des structures précipitantes des MCSs et ingrédients de déclenchement et de maintien pour les inondations des Cévennes (13–14 octobre 1995), du Gard (8–9 septembre 2002) et de l'Aude (12–13 novembre 1999).

Chapitre 2

Maîtriser l'incertitude liée aux conditions initiales

Sommaire

2.1 Sources d'incertitudes inhérentes à la prévision météorologique à échelle fine	22
2.2 Prise en compte de l'incertitude liée aux conditions initiales	22
2.2.1 L'assimilation de données : construire des conditions initiales de qualité	23
2.2.2 La prévision d'ensemble	28

2.1 Sources d'incertitudes inhérentes à la prévision météorologique à échelle fine

Au vu de la multiplicité et de la complexité des mécanismes physiques mis en jeu lors d'événements de précipitations intenses, il est aisément d'imaginer que leur modélisation est une tâche des plus difficiles. Les modèles numériques doivent à la fois réussir à reproduire les processus de grande échelle et de méso-échelle qui influent sur la localisation, l'intensité et la durée des précipitations ainsi que leurs interactions. Bien que les capacités de calcul et les systèmes d'observations aient subi des améliorations conséquentes depuis un demi-siècle, certaines situations météorologiques demeurent encore impossibles à prévoir, même à très court terme. Les erreurs de prévision numérique de l'atmosphère ont deux causes principales :

- L'erreur sur les conditions initiales qui ne peut être nulle et qui a tendance à croître au cours du temps.
- Les hypothèses et approximations utilisées dans les modèles de prévision. Entre autres, les paramétrisations physiques utilisées (schémas de convection profonde et peu profonde, microphysique, turbulence...) peuvent générer des erreurs par rapport à l'évolution réelle de l'atmosphère.

Dans le cas où le modèle numérique utilisé couvre un domaine restreint (modèle à aire limitée), l'incertitude provenant des conditions latérales qui lui sont fournies peut aussi avoir un impact non-négligeable sur le déroulement d'une prévision. Dans ce chapitre, nous nous focaliserons sur les incertitudes liées aux conditions initiales. Nous nous intéresserons à leur impact sur la prévision numérique du temps dans un chapitre ultérieur.

2.2 Prise en compte de l'incertitude liée aux conditions initiales

Partant du constat que les erreurs aux conditions initiales subsisteront quels que soient les moyens mis en œuvre pour les faire disparaître, les centres opérationnels de prévisions ont entrepris de gros efforts de recherche selon deux axes distincts et complémentaires :

- Des moyens considérables ont été mis au service du développement de moyens d'observation de plus en plus sophistiqués (par exemple, avec la mise en orbite de satellites fournissant de nouveaux types de données) associés aux amélio-

rations constantes des systèmes d'assimilation de données. Dans ce cas-là, la priorité est mise sur la réduction maximale de l'erreur d'analyse.

- L'émergence de systèmes de prévision d'ensemble (ou probabiliste) qui utilisent un jeu de conditions initiales perturbées. Dans ce cas-là, l'objectif est de prendre en compte l'incertitude sur l'état initial afin d'obtenir un ensemble de scénarios censé englober toutes les évolutions probables de l'atmosphère.

Nous présenterons ici une vue d'ensemble des systèmes utilisés pour pallier la problématique des conditions initiales. Il sera d'abord question de présenter les principes et applications de quelques méthodes d'assimilation de données. Nous aborderons ensuite l'intérêt de l'approche ensembliste en insistant sur son application à la prévision de phénomènes intenses.

2.2.1 L'assimilation de données : construire des conditions initiales de qualité

a - Généralités sur les systèmes d'assimilation de données

Utilité et principe de base de l'assimilation de données

La qualité de toute prévision numérique de l'évolution de l'état de l'atmosphère dépend de l'analyse qui lui est fournie à l'instant initial, analyse issue du processus d'assimilation de données. En pratique, l'assimilation de données a pour but de réajuster, à intervalles de temps réguliers, la trajectoire du modèle numérique utilisé afin qu'elle soit la plus proche de l'état réel de l'atmosphère. Pour cela, nous disposons des sources d'informations suivantes :

- Les observations disponibles pour un instant donné. Parmi les observations utilisées dans le processus d'analyse, certaines proviennent de stations météorologiques, de bateaux, d'avions ou bien de radiosondages et fournissent des mesures de pression, de vent, de température et d'humidité. Ces données sont complétées par des mesures satellitaires qui donnent accès à des paramètres plus variés de l'atmosphère (Eyre [2000]) et qui couvrent des régions du globe et de l'atmosphère terrestre (zones océaniques, stratosphère) pour lesquelles très peu d'observations sont disponibles.
- L'*ébauche* qui est une prévision courte échéance issue d'une analyse précédente. L'ébauche permet d'une part d'apporter de l'information dans les zones où aucune observation n'est assimilée (par manque de données ou bien si les données ne sont pas assimilables) et d'autre part de prendre en compte de ma-

nière indirecte les observations des précédents cycles d'assimilation. Notons que les observations comme l'ébauche sont assorties d'une marge d'erreur qu'il faudra prendre en compte lors du processus d'analyse.

La première étape du processus d'analyse repose sur le contrôle de la qualité des données disponibles. En général, l'ébauche sert de référence à laquelle les observations sont comparées (les variables du modèle auront au préalable été traitées de façon à être directement comparables aux observations) et seuls les écarts à la référence considérés comme "faibles" sont autorisés. Cette approche permet ainsi au système de rejeter des données de mauvaise qualité mais dans certains cas, il se peut que la qualité de l'ébauche soit insuffisante et que des observations, pourtant fiables, soient rejetées. Dans ces cas-là, l'analyse se trouve entachée d'erreurs dans des zones qui peuvent s'avérer très importantes pour la prévision de l'évolution future de l'atmosphère. Enfin, lorsque les observations fiables sont sélectionnées, les corrections dépendant de ces données sont apportées à l'ébauche afin de fabriquer l'analyse (Figure 2.1).

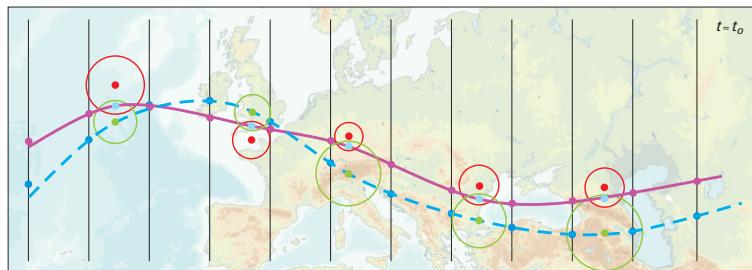


FIG. 2.1 – Correction de l'ébauche par les observations à un instant t_0 . Les points en bleu foncé correspondent à l'état de l'ébauche sur la grille du modèle. Les points rouges sont les observations. Les points verts représentent l'état de l'ébauche aux points d'observation. On représente l'incertitude associée à l'ébauche et aux observations par des cercles autour de chacun des points. Le diamètre des cercles est proportionnel à l'incertitude. L'intérieur des cercles représente l'ensemble des états atmosphériques réels qui peuvent être représentés par l'état au centre du cercle compte tenu de l'incertitude associée à ce point. L'état analysé aux points d'observation (points bleu clair) est situé dans la zone d'intersection entre le cercle bleu et le cercle rouge (l'ensemble des états atmosphériques réels potentiellement représentés à la fois par les observations et par l'ébauche). L'analyse (courbe magenta) est définie sur les points de grille du modèle à partir des points bleu clair. Source : Malardel [2005], Météo-France.

Les systèmes d'assimilation opérationnels

Dans la plupart des centres de prévision opérationnelle disposant de capacités de calcul suffisantes, des méthodes d'assimilation de données dites *variationnelles* sont utilisées du fait de leurs performances dans le traitement des observations. Les méthodes d'assimilation variationnelles présentent deux avantages majeurs :

2.2 Prise en compte de l'incertitude liée aux conditions initiales

- Elles assurent une cohérence spatiale de l'analyse sur tout le globe. En d'autres termes, une modification introduite en un point de grille du modèle aura des répercussions sur chacun des points du modèle et pas seulement sur les points voisins.
- Elles permettent d'assimiler un grand nombre de données qui ne peuvent être traitées par d'autres types de schémas d'assimilation. Il s'agit par exemple de certaines données satellitaires (telles que les radiances nuageuses) ou encore de réflectivités radars.

Dans le 3D-Var, seules les informations déduites d'observations à un temps donné (qui est l'instant pour lequel l'analyse est construite) sont considérées. Les modifications de l'ébauche ne concernent pour cette méthode que les trois dimensions de l'espace physique. L'analyse est alors déterminée comme étant la solution d'un problème de minimisation d'une fonction de coût J qui est une mesure des écarts entre l'analyse et l'ébauche (J^b) et entre l'analyse et les observations (J^o) (Figure 2.2). L'analyse est ainsi l'état \mathbf{x} qui minimise la fonction :

$$J(\mathbf{x}) = J^b(\mathbf{x}) + J^o(\mathbf{x}) \quad (2.1)$$

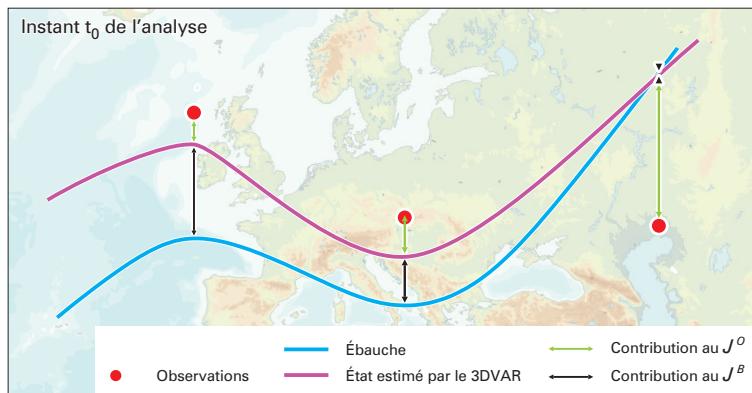


FIG. 2.2 – Illustration du J^b et du J^o à un instant t_0 dans le 3D-Var. L'observation de gauche est une observation à laquelle on accorde plus de confiance qu'à l'ébauche. Au contraire, l'observation de droite contribue peu à modifier l'ébauche. Source : Malardel [2005], Météo-France.

Le principe de l'assimilation variationnelle 4D-Var est le même que celui du 3D-Var à la différence près que la dimension temporelle y est considérée. Ainsi, la minimisation de la fonction J ne s'effectue plus à un instant donné mais sur une fenêtre temporelle de quelques heures (en général 6 ou 12 heures) centrée sur une heure du réseau synoptique (Figure 2.3). Si, comme pour le 3D-Var, la recherche de la solution qui minimise J se fait de façon itérative, le J^b n'est ici calculé qu'à l'ins-

tant initial. Un des principaux avantages de ce système est qu'il permet d'assimiler des données asynchrones telles que les données satellitaires ou les mesures effectuées par les avions de ligne. Aussi, l'ajustement aux observations se fait ici sur une évolution temporelle de l'analyse, d'une façon plus cohérente avec la physique décrite par le modèle. Pour plus de détails concernant les différentes méthodes

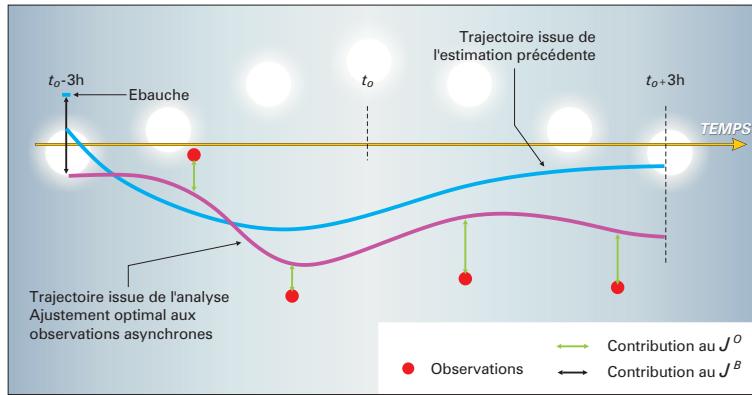


FIG. 2.3 – Principe du 4D-Var. Source : Malardel [2005], Météo-France.

d'assimilation de données (opérationnelles ou encore au stade de recherche), le lecteur pourra se référer à *Bouttier et Courtier* [1999] et *Kalnay* [2003] dans lesquels celles-ci sont décrites de manière exhaustive.

b - Assimilation de données à méso-échelle et intérêt pour la prévision de pluies intenses

Comme nous l'avons noté dans le premier chapitre, le cycle de vie de certains événements fortement précipitants dépend à la fois des forçages d'échelle synoptique et de ceux de méso-échelle. Ainsi, bien que l'utilisation de systèmes d'assimilation de données permette de construire des analyses globales de qualité, la prévision précise de certains phénomènes météorologiques nécessite une bonne description de l'état initial à méso-échelle qui n'est accessible que par l'assimilation de données disponibles à une résolution spatiale élevée (certaines données de surface, réflectivités radar, données issues des satellites géostationnaires ; voir *Ducrocq et al.* [2000]). Assimiler de telles données peut avoir une influence non-négligeable sur les conditions initiales à l'échelle locale et entraîner de grandes modifications du champ de vent en basses-couches, du champ d'humidité et de température, paramètres qui influent fortement sur le déclenchement et l'entretien de phénomènes convectifs. Ainsi, de nombreuses études (e.g. *Ducrocq et al.* [2002] ; *Lagouvardos et Kotroni* [2005] ; *Nuret et al.* [2005] ; *Faccani et al.* [2007] ; *Caumont* [2007]) ont mis

2.2 Prise en compte de l'incertitude liée aux conditions initiales

en évidence le gain important apporté par une bonne structure verticale du champ d'humidité dans la troposphère lorsque l'on s'intéresse à la prévision quantitative de précipitations en région Méditerranéenne. La Figure 2.4 illustre les bénéfices de l'utilisation de la méthode d'initialisation proposée par Ducrocq et al. [2000] sur deux événements de précipitations intenses typiques du Sud-Est de la France. Dans chacun des cas, l'assimilation de données de méso-échelle entraîne une amélioration sensible de la prévision des systèmes précipitants tant en localisation qu'en intensité.

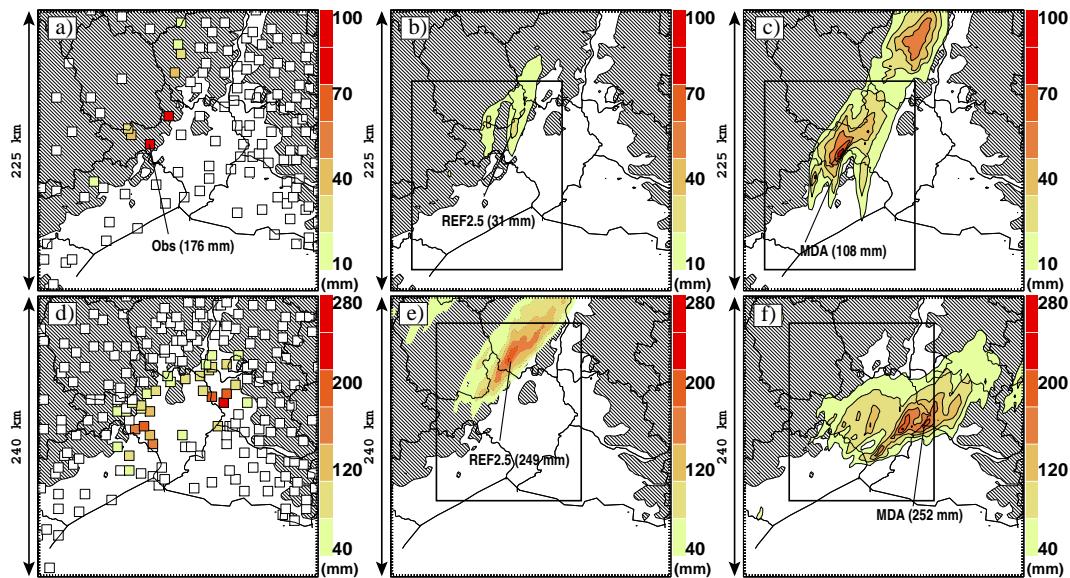


FIG. 2.4 – D'après Nuissier et al. [2008] : Démonstration de l'effet positif de l'assimilation de données de méso-échelle pour des cas de pluies intenses : (a), (b) et (c) inondations des Cévennes (13–14 October 1995) ; (d), (e) et (f) inondations du Gard (8–9 September 2002). (a) et (d) correspondent à des cumuls de pluies observés (mm) ; (b) et (e) sont les simulations Meso-NH de référence correspondantes (REF2.5) ; (c) et (f) sont les simulations Meso-NH utilisant des données de méso-échelle à l'état initial (MDA).

c - L'observation adaptative : assimiler des données “occasionnelles” pour construire de meilleures analyses

L'observation adaptative (ou méthode des observations ciblées) est une pratique dont l'objectif est d'optimiser un réseau d'observations étendu dont les données seront assimilées afin de produire l'état initial d'une prévision supposée meilleure que celle utilisant une analyse construite à partir de données standards. Des techniques numériques objectives (e.g. vecteurs singuliers) sont utilisées afin de réaliser

des calculs de zones sensibles¹ qui serviront de guide pour le déploiement ou l'activation de plateformes d'observation mobiles (e.g. avions) et/ou fixes (e.g. sondages). Les données additionnelles ainsi récoltées sont censées permettre la réalisation d'analyses de meilleure qualité que celles issues du réseau standard. La Figure 2.5 illustre l'intérêt d'un tel procédé pour un cas de tempête survenue en Mer Ionienne en décembre 2005. Dans ce cas, l'auteur s'intéresse à la prévision à 30 heures (valide le 14 décembre 2005) des vents cycloniques dans la région cerclée de orange. On constate que l'activation de radiosondages réels dans la zone sensible donne des résultats comparables à ceux obtenus pour un déploiement théorique plus dense. De plus, les lâchers effectués en marge de la zone sensible n'ont que peu d'influence sur la qualité de la prévision. Le lecteur pourra trouver un traitement détaillé de la méthode des observations ciblées dans Joly [2003].

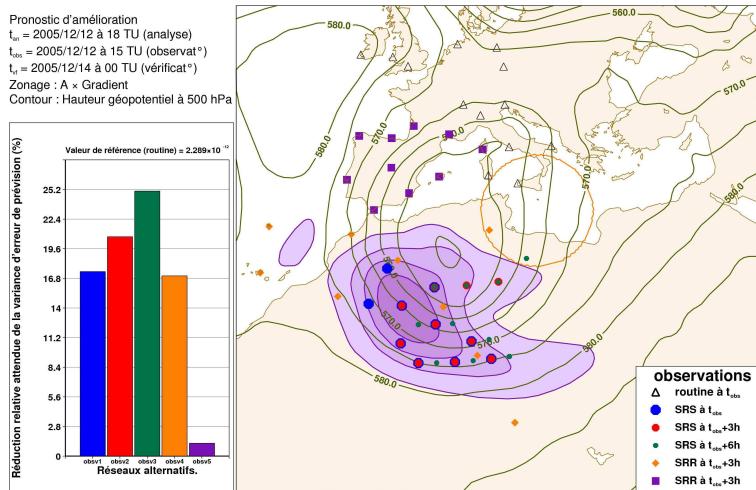


FIG. 2.5 – D'après Doerenbecher et al. [2009]. **Carte** : déploiements simulés (SRS) optimisés sur la zone sensible (en violet) à trois instants différents sur la fenêtre d'assimilation (début en bleu, milieu en rouge et fin en vert) et déploiements sur sites de radiosondages réels (losanges oranges et carrés violets, SRR). **Histogramme** : prévision de réduction de la variance d'erreur (i.e. amélioration de la qualité des prévisions) espérée pour les cinq déploiements testés.

2.2.2 La prévision d'ensemble

a - Principe et intérêt de la prévision d'ensemble

Traiter de la problématique des conditions initiales dans la modélisation numérique de l'atmosphère conduit à introduire le concept de *prévisibilité*. En modé-

¹Par zones sensibles, on entend des régions de l'atmosphère qui auront un impact majeur sur un aspect particulier de la prévision

2.2 Prise en compte de l'incertitude liée aux conditions initiales

lisation numérique, la prévisibilité d'un événement météorologique peut être vue comme la capacité qu'a le modèle de prévoir cet événement. Ainsi, si l'on fait l'hypothèse que le modèle utilisé est parfait, seule l'incertitude sur l'état initial peut faire varier le degré de prévisibilité de la situation considérée. Nous avons vu que l'utilisation de systèmes performants d'assimilation de données pouvait réduire cette incertitude mais il est des cas si peu prévisibles qu'une erreur aux conditions initiales, même très faible, peut s'amplifier et conduire à une prévision qui diverge complètement de l'état réel de l'atmosphère. Dans ces cas-là, il est intéressant d'utiliser une autre approche de la prévision numérique qui soit apte à décrire le plus complètement possible le spectre des évolutions possibles de l'atmosphère en tenant compte de l'incertitude liée aux conditions initiales (voir Figure 2.6). Cette approche probabiliste de la prévision numérique est connue sous le nom de prévision d'ensemble.

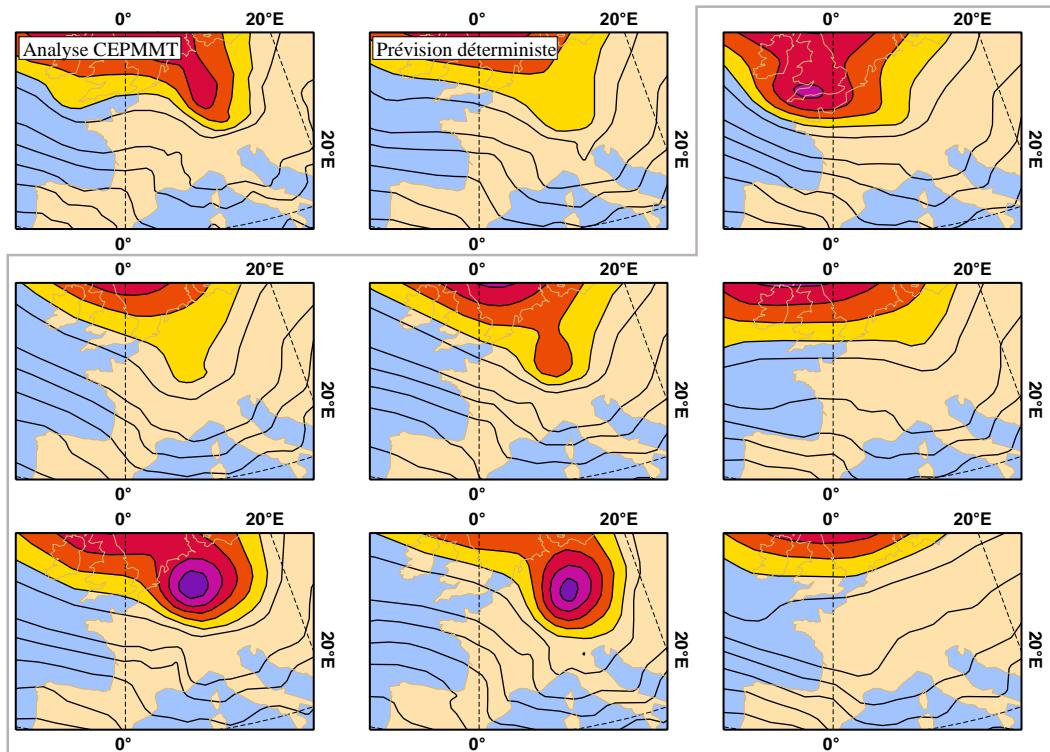


FIG. 2.6 – Exemple de prévision d'ensemble du CEPMMT. Pression au niveau de la mer (hPa, intervalle de 2.5 hPa, colorée pour les pressions inférieures à 980 hPa) pour une prévision à 48 heures d'échéance de la première tempête de Noël sur l'Allemagne, valable le 26 décembre 1999 à 0600 UTC. Dans l'ordre de lecture : l'analyse vérifiante, la prévision déterministe de contrôle, et quelques membres successifs de la prévision d'ensemble (dans le cadre gris). Si la prévision déterministe ne prévoit pas la tempête, le système de prévision d'ensemble met en évidence le risque d'une telle tempête. Source : CEPMMT.

On peut illustrer le concept de prévision d'ensemble en utilisant l'attracteur de Lorenz [1963]. La Figure 2.7 présente trois prévisions d'ensemble différentes dans l'attracteur de Lorenz :

- Dans le premier cas (figure du haut), les différents membres de l'ensemble restent proches jusqu'au dixième pas de temps. Ainsi, on pourra prévoir assez précisément quelle sera la trajectoire d'une prévision connaissant son état initial. Il s'agit ici d'un cas pour lequel le degré de prévisibilité est fort.
- Dans le second cas (figure en bas à gauche), les différents membres divergent assez rapidement après 5 à 6 pas de temps. Cependant, si l'on compte le nombre de prévisions qui iront dans chacun des lobes de l'attracteur (gauche ou droit), on pourra au moins estimer la probabilité de terminer dans l'un ou l'autre.
- Dans le dernier cas (figure en bas à droite), le degré de prévisibilité est déjà très faible après 4 pas de temps. Bien que l'évolution du système après 6 pas de temps apparaissent clairement chaotique, des informations traduites en termes de probabilités pourront toujours être déduites.

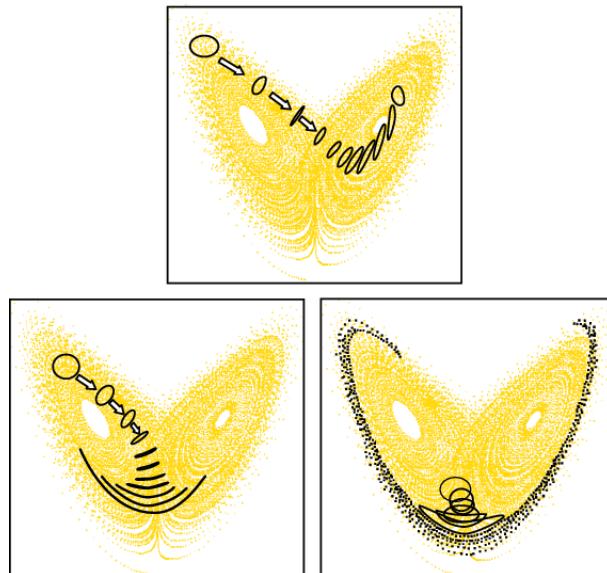


FIG. 2.7 – Trois prévisions d'ensemble dans l'attracteur de Lorenz : (en haut) situation très prévisible ; (en bas à gauche) situation moyennement prévisible ; (en bas à droite) situation très peu prévisible. Dans chacun des cas, le point de départ de la prévision est contenu dans le premier cercle noir mais nous ne savons pas où exactement. Pour chacun des trois cas, un ensemble de prévision est ainsi construit. Les cercles suivants représentent alors l'évolution dans l'attracteur du cercle initial après un certain nombre de pas de temps. Source : Tim Palmer, CEPMMT.

Le modèle utilisé par Lorenz [1963] est certes plus simple que le système atmosphérique mais il permet au moins de souligner l'importance que peut avoir un

système de prévision probabiliste dans un processus de prévision opérationnelle. Nous donnons ci-après quelques détails sur les systèmes opérationnels actuellement utilisés en Europe, au Canada et aux Etats-Unis.

b - Systèmes opérationnels pour la prévision à moyen terme

Les systèmes de prévision d'ensemble pour la moyenne échéance (de 3 à 10 jours) sont utilisés de manière opérationnelle depuis le début des années 90 au NCEP² (*Toth et Kalnay [1997]*) et au CEPMMT (*Molteni et al. [1996]*). Plus récemment, de nouveaux systèmes ont vu le jour comme par exemple au SMC³ (*Pellerin et al. [2003]*). Nous proposons ici de fournir une vision globale des systèmes d'ensemble opérationnels. Il ne s'agit pas d'entrer dans les détails mathématiques sur lesquels ces systèmes sont fondés mais simplement d'expliquer de la manière la plus simple comment ceux-ci fonctionnent. Quel que soit le centre de prévision opérationnelle considéré, le système de prévision d'ensemble utilisé revient à faire tourner un modèle numérique de prévision plusieurs fois, pour une même situation à prévoir, à partir de conditions initiales différent entre elles par de faibles perturbations compatibles avec les incertitudes existant sur la connaissance de l'état initial de l'atmosphère.

Au CEPMMT comme au NCEP, les éléments constituant l'ensemble initial sont définis par l'ajout de perturbations (positives comme négatives) à l'analyse opérationnelle construite pour une échéance donnée. Concernant le système actuellement utilisé au CEPMMT, ces perturbations sont des combinaisons linéaires des vecteurs singuliers dominants du système (*Buizza et Palmer [1995]*; *Molteni et al. [1996]*; *Buizza [1997]*). On définit les vecteurs singuliers comme étant les perturbations qui s'amplifient le plus rapidement (dans une prévision) sur une période dite *d'optimisation* (48 heures pour le CEPMMT). Ainsi, la moitié des vecteurs singuliers sont calculés sur une période d'optimisation de 48 heures précédent l'instant initial de la prévision alors que la seconde moitié est constituée de vecteurs optimisés sur les premières 48 heures de prévision. Les vecteurs singuliers sont généralement localisés dans la basse troposphère à l'instant initial, dans des zones fortement baroclines, et se propagent en altitude au cours de la période d'optimisation (voir l'exemple sur la Figure 2.8). Pour plus d'informations concernant les mécanismes de croissance des vecteurs singuliers, le lecteur pourra se référer à *Hoskins et al. [2000]*. Notons finalement que depuis 1998, le système de prévi-

²National Center for Environmental Prediction

³Service Météorologique du Canada

sion d'ensemble utilisé au CEPMMT prend en compte l'incertitude liée au modèle de prévision lui-même. Ainsi, *Buizza et al. [1999]* ont montré que l'introduction de perturbations stochastiques dans différentes paramétrisations du modèle utilisé au CEPMMT avait un impact positif sur l'ensemble alors généré.

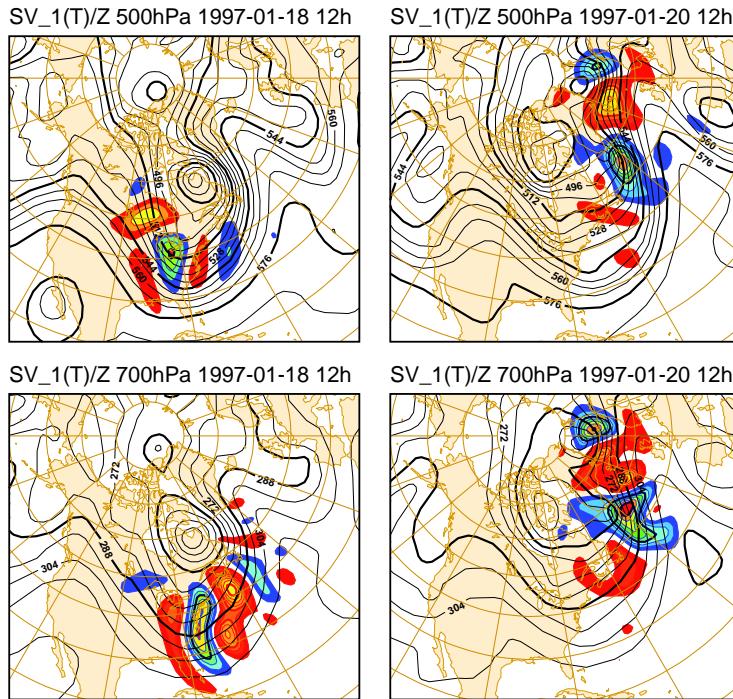


FIG. 2.8 – Vecteur singulier le plus instable calculé entre le 17 et le 19 janvier 1997 à l'instant initial (figures de gauche) et final (figures de droite). En haut : perturbation en terme de température (couleurs, °C, intervalle de 0.2°C) et altitude du géopotentiel à 500 hPa (traits pleins, dam, intervalle de 8 dam). En bas : comme pour les figures du haut mais à 700 hPa et avec un intervalle de 1°C pour la température. Concernant le champ de température, les plages de couleurs bleu/vert (resp. jaune/rouge) correspondent à des valeurs négatives (resp. positives). Source : CEPMMT.

Au NCEP, *Toth et Kalnay [1993]* ont développé une méthode destinée à créer des perturbations initiales réalistes qui pourraient représenter les erreurs présentes dans le cycle d'analyse. En anglais, cette approche est appelée méthode des *bred modes* (*Toth et Kalnay [1991]*). La construction des perturbations pour chaque cycle d'analyse se fait selon le protocole suivant (*Toth et Kalnay [1997]*) :

- Introduire une faible perturbation (arbitraire) à l'analyse originale.
- Intégrer le modèle sur 6 heures depuis l'analyse originale (prévision de contrôle) et depuis l'analyse perturbée (prévision perturbée).
- Soustraire la prévision de contrôle (cycle d'analyse) à la prévision perturbée.

2.2 Prise en compte de l'incertitude liée aux conditions initiales

- Ajuster le champ de différence afin qu'il soit de l'ordre de la perturbation initiale (en terme d'erreur moyenne quadratique).

Le champ de perturbations ainsi obtenu est ajouté au cycle d'analyse suivant (soit 6 heures plus tard pour le NCEP) et ce processus est répété dans le temps (Figure 2.9). Par construction, cette méthode sélectionne les modes qui s'amplifient le plus rapidement durant le cycle, de la même manière que dans un cycle d'analyse conventionnel.

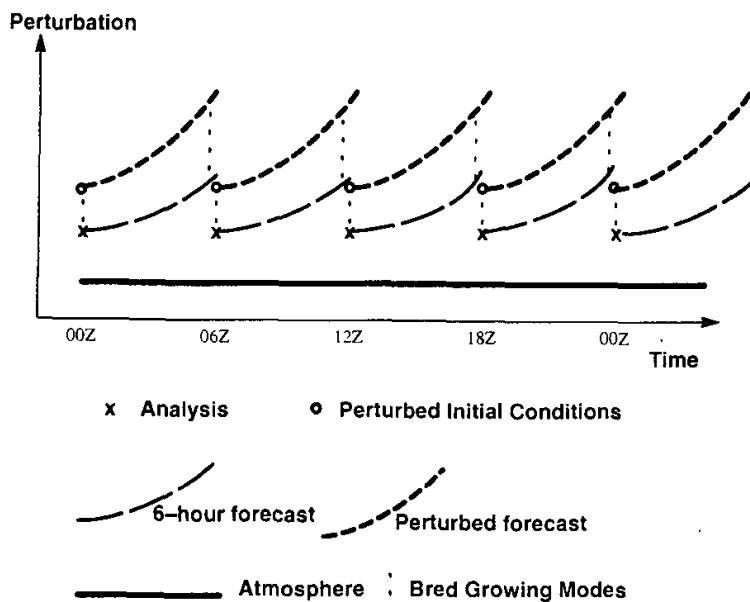


FIG. 2.9 – D'après Toth et Kalnay [1993] : Schéma d'un cycle de “breeding” de 6 heures.

La stratégie d'ensemble utilisée au SMC est communément appelée méthode des observations perturbées. Elle est décrite en détails par Houttemaker et al. [1996] et Lefaiure et al. [1997]. L'approche utilisée au SMC consiste à produire un jeu d'analyses perturbées en utilisant des méthodes d'assimilation de données telles que l'Ensemble Transform Kalman Filter (e.g. Bishop et al. [2001]). Les conditions initiales des 16 membres qui constituent l'ensemble sont générées comme suit (Figure 2.10) :

- 8 cycles d'analyses utilisant des observations perturbées sont effectués indépendamment de l'analyse opérationnelle (utilisée dans la prévision déterministe). Plus de détails concernant la manière dont les observations sont perturbées sont fournis dans Pellerin et al. [2003].
- La moyenne de ces 8 analyses est alors calculée et soustraite à l'analyse déterministe.

- Une fraction de cette différence est alors ajoutée aux 8 analyses perturbées de façon à obtenir un jeu de 16 conditions initiales pour la génération de l'ensemble.

Via l'utilisation de modèles quasi-géostrophiques, *Hamill et al. [2000]* et *Descamps et Talagrand [2000]* ont montré que la méthode des observations perturbées (et plus généralement l'utilisation de méthodes d'assimilation de données pour la construction d'ensembles) fournissait de meilleurs résultats que les méthodes des vecteurs singuliers et des bred modes.

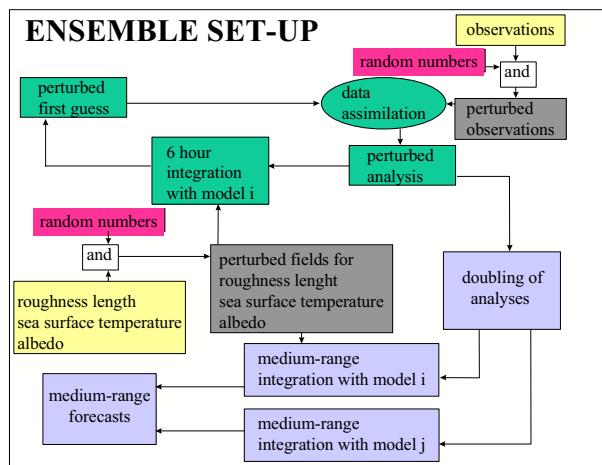


FIG. 2.10 – D'après Pellerin et al. [2003] : Stratégie de prévision d'ensemble utilisée au SMC.

c - Les systèmes de prévision d'ensemble à courte échéance

Les systèmes de prévision d'ensemble décrits précédemment sont utilisés pour la prévision à moyenne échéance et considèrent principalement les incertitudes liées aux mécanismes baroclines d'échelle synoptique (*Bowler et al. [2008]*). Depuis quelques années, l'intérêt croissant pour la construction d'ensembles se focalisant sur les phénomènes de plus petite échelle (par exemple, précipitations et rafales de vent localisées) a conduit les scientifiques à se pencher sur la génération de systèmes fonctionnant pour la courte échéance.

Les systèmes opérationnels

Afin de capturer correctement les incertitudes de prévision pour le court-terme, les règles suivantes doivent être respectées :

- Un modèle utilisant une maille plus fine que celle des systèmes d'ensemble globaux (actuellement entre 50 et 100 km) doit être utilisé.

2.2 Prise en compte de l'incertitude liée aux conditions initiales

- Les perturbations introduites aux conditions initiales doivent pouvoir croître rapidement afin d'obtenir une dispersion importante dès les premières heures de simulation.
- Considérer les incertitudes émanant du modèle numérique utilisé apparaît comme essentiel.

Certains centres opérationnels ont déjà mis en place des systèmes de prévision d'ensemble fonctionnant avec une résolution spatiale de l'ordre de la vingtaine voire la dizaine de kilomètres. Ces systèmes utilisant pour la plupart des domaines à aire limitée sont présentés dans *Bowler et al. [2008]*. Nous proposons ici de fournir une description succincte de quelques-uns d'entre eux afin de permettre au lecteur de connaître les différentes méthodes mises en oeuvre par les centres de prévision opérationnelle :

- Le SREF (Short-Range Ensemble Forecasts) du NCEP (*Tracton et al. [1998]*; *Stensrud et al. [1999]*) utilise une approche multimodèles impliquant trois modèles à aire limitée dont les conditions latérales proviennent directement du système de prévision d'ensemble à moyenne échéance utilisé au NCEP. Différents schémas de paramétrisations physiques sont de plus utilisés pour tenir compte des incertitudes liées aux modèles. 21 membres composent ainsi l'ensemble qui est intégré durant 87 heures à raison de deux fois par jour.
- L'AEMET⁴ a développé un ensemble multimodèles utilisant cinq modèles régionaux différents, chaque membre utilisant quatre analyses et conditions latérales différentes fournies par différents centres opérationnels (*Garcia-moya et al. [2007]*). Ainsi, l'incertitude sur les conditions initiales est prise en compte au travers des diverses analyses utilisées alors que les cinq modèles permettent de considérer les incertitudes dues aux paramétrisations physiques.
- Le système d'ensemble COSMO-LEPS (Consortium for Small-scale Modeling Limited-area Ensemble Prediction System ; *Marsigli et al. [2001]*; *Molteni et al. [2001]*; *Marsigli et al. [2008]*) consiste en une descente en échelle (*downscaling* en Anglais) des prévisions d'ensemble du CEPMMT afin de prendre en compte les processus de fine échelle, comme le forçage orographique, pour la prévision de précipitations intenses. Dans un premier temps, un algorithme de classification permet de sélectionner 16 membres représentatifs de la prévision d'ensemble du CEPMMT. Ces membres servent alors de conditions initiales et latérales alimentant le modèle COSMO utilisé à une maille horizontale de 10 km. Récemment, l'utilisation aléatoire de différentes paramétrisations

⁴Agencia Estatal de METeorología

de la convection a été implantée dans le système afin d'aider à la prise en compte des incertitudes du modèle.

Cette liste n'est évidemment pas exhaustive⁵ mais montre déjà combien l'utilisation d'ensembles pour la courte échéance se développe dans les centres opérationnels.

Vers la construction d'ensembles à très haute résolution

Si les systèmes décrits ci-dessus fournissent déjà des résultats prometteurs, il n'en demeure pas moins qu'ils ont été développés en gardant à l'esprit que les capacités de calcul actuelles sont limitées. Si celles-ci ne l'étaient pas (ou pas autant), un plus grand nombre de membres et une maille plus fine pourraient être utilisés. Si la question de la taille des ensembles a été discutée au travers de nombreuses études (e.g. *Buizza et Palmer* [1998]; *Mullen et Buizza* [2002]) et demeure encore ouverte, de récents travaux ont mis en évidence les bénéfices liés à l'utilisation de modèles à très haute résolution spatiale lorsque l'on s'intéresse à la prévision quantitative des précipitations (e.g. *Richard et al.* [2003]; *Richard et al.* [2007]; *Zängl* [2007]). En effet, intégrer un ensemble à l'échelle kilométrique permettrait non-seulement de s'affranchir de certaines paramétrisations (comme la convection profonde) mais aussi de résoudre des processus de très fine échelle qui sont encore mal représentés dans les systèmes actuels de prévision d'ensemble à courte échéance.

Les recherches entreprises sur l'utilisation d'ensembles à l'échelle kilométrique sont encore peu nombreuses et se heurtent souvent au nombre de membres trop faible qu'il est possible d'intégrer dans un temps raisonnable. Certaines études (e.g. *Zhang et al.* [2003]; *Walser et al.* [2004]; *Hohenegger et al.* [2006]; *Bei et Zhang* [2007]) reposant sur la génération d'ensembles à maille fine et conditions initiales perturbées ont permis d'examiner la prévisibilité à méso-échelle de quelques événements fortement précipitants. Seuls quelques auteurs se sont risqués à utiliser des modèles à très haute résolution dans la perspective d'ensembles opérationnels (e.g. *Kong et al.* [2006]; *Kong et al.* [2007]; *Mittermaier* [2007]). Par exemple, *Kong et al.* [2006] et *Kong et al.* [2007] ont généré un ensemble opérant à 3 km de résolution et utilisant différentes conditions initiales et latérales. Ils ont conclu que cet ensemble surpassait un autre ensemble basé sur la même approche mais avec une maille horizontale de 16 km. De plus, certains des membres de l'ensemble se sont montrés capables de reproduire des structures de très fine échelle (échelle de l'orage) qui n'étaient pas présentes dans la prévision de contrôle (déterministe).

⁵Météo-France, le NMI (Norwegian Meteorological Institute), le DWD (Deutscher Wetterdienst) et le Met Office utilisent aussi la prévision d'ensemble à courte échéance avec une maille de quelques dizaines de kilomètres

2.2 Prise en compte de l'incertitude liée aux conditions initiales

Au-delà des limitations que nous imposent les capacités de calcul actuelles, la prévision d'ensemble à échelle kilométrique pose un certain nombre de problèmes. L'utilisation de domaines d'intégration limités ainsi que de modèles non-hydrostatiques va de pair avec une propagation rapide des erreurs initiales (*Hohenegger et Schär [2007b]*). Même de faibles perturbations des conditions initiales peuvent “contaminer” la totalité du domaine de simulation en seulement quelques heures et ainsi limiter fortement la prévisibilité d'un événement donné. La croissance des erreurs est fortement liée à la présence d'activité convective au contraire des systèmes traditionnels pour lesquels l'amplification de perturbations initiales provient principalement d'instabilités baroclines (e.g. *Zhang et al. [2003]*; *Hohenegger et Schär [2007a]*). D'autres difficultés peuvent par exemple provenir de l'utilisation de domaines imbriqués (e.g. *Kong et al. [2007]*). Il apparaît ainsi difficile de transposer les méthodes existantes (e.g. vecteurs singuliers, bred modes) et ayant été calibrées pour l'échelle synoptique à des applications utilisant des modèles numériques à échelle kilométrique.

Impact des conditions initiales sur un événement extrême en Méditerranée

Dans cette seconde partie regroupant les chapitres 3 à 5, nous proposons d'examiner l'impact d'incertitudes aux conditions initiales sur la prévisibilité d'un cas de précipitations intenses ayant eu lieu en Méditerranée occidentale à l'automne 2001. Une description du cas d'étude est fournie dans le chapitre 3. Le protocole expérimental utilisé pour réaliser cette étude est présenté dans le chapitre 4 où nous nous intéresserons d'abord au modèle numérique utilisé puis à la méthodologie mise en place afin de réaliser l'étude. Enfin, le détail des résultats est présenté dans le chapitre 5 sous forme d'article (*Argence et al. [2008]*).

Chapitre 3

Présentation du cas d'étude

Sommaire

3.1 Description de la situation météorologique	44
3.2 Prévisions issues de divers centres opérationnels	45

Dans le cadre de ce travail de thèse, de nombreuses situations de précipitations intenses ont été examinées. Cependant, l'une d'elles a plus particulièrement retenu notre attention du fait de ses conséquences dramatiques pour les populations touchées mais aussi en raison de son caractère inhabituel au vu de la zone géographique concernée. Il s'agit d'une tempête violente qui affecta la Méditerranée occidentale entre les 10 et 12 novembre 2001. L'impact sociétal de cet événement a été sans pareil sur les dernières décennies. Du fait d'une urbanisation particulièrement développée aux abords de cours d'eau irrigant la ville, les fortes pluies et les vents violents associés à cette tempête causèrent la mort de plus de 700 personnes à Alger (Algérie) où 262 mm de pluies furent relevées sur toute la durée de l'événement. Des inondations se produisirent aussi sur le nord du Maroc mais les conséquences en furent moins dramatiques. Les îles Baléares (Espagne) furent durement touchées avec 4 décès, environ 500.000 arbres déracinés, plus de 300 mm de pluie dans les zones montagneuses et des dommages matériels dépassant les 100 millions d'euros. D'autres zones côtières du sud de la France et de l'Italie furent aussi affectées mais dans une moindre mesure. La nature dévastatrice de cet événement a suscité un intérêt particulier auprès de la communauté scientifique et de nombreuses études ont été entreprises afin d'identifier les mécanismes responsables d'une telle catastrophe (e.g. *Homar et Stensrud [2004]*; *Tripoli et al. [2005]*; *Argence et al. [2008]*; *Romero [2008]*).

Nous proposons ci-après de décrire de manière succincte les conditions météorologiques de grande échelle qui ont conduit à la formation du système étudié. Dans une seconde partie, nous nous intéresserons aux performances de divers modèles opérationnels qui, à l'époque, avaient su anticiper l'occurrence d'un cyclone dans la région concernée mais qui avaient pour la plupart sous-estimé son intensité ainsi que celle des précipitations et vents qui lui étaient associés.

3.1 Description de la situation météorologique

Bien que l'événement étudié ait affecté la Méditerranée occidentale durant plusieurs jours, nous nous focaliserons principalement sur la période allant du 9 novembre 2001 à 1200 UTC au 11 novembre 2001 à 0000 UTC. Cet intervalle de temps correspond à la phase d'intensification de la tempête, phase pendant laquelle la ville d'Alger a été le plus durement touchée. Les différentes étapes du développement de cette tempête peuvent être identifiées au travers de l'étude d'ana-

3.2 Prévisions issues de divers centres opérationnels

lyses ARPEGE¹ (*Courtier et al. [1991]*; Figure 3.1). Le 9 novembre 2001 à 1200 UTC (Figure 3.1(a)), des signes avant-coureurs d'une dépression Méditerranéenne typique peuvent déjà être observés : une zone d'ascendance est située à 38°N à l'avant d'un thalweg d'altitude caractérisé par un abaissement de la tropopause dynamique (surface de tourbillon potentiel égal à 1.5 PVU). Le 10 novembre au matin (Figures 3.1(b) et (c)), une cyclogenèse de surface évolue sur le nord de l'Afrique alors que le thalweg d'altitude se déplace vers le sud-est. Durant cette période, de nombreux nuages convectifs se développent le long des côtes algériennes et marocaines (Figure 3.2 ; voir le fort pourcentage de températures de brillance inférieures à 240 K qui caractérisent les nuages à sommets élevés). Ainsi, le 10 novembre 2001 entre 0600 UTC et 1200 UTC, 132 mm de pluies sont relevés à proximité d'Alger (Figure 3.3(a)), un record depuis la mise en place de pluviomètres dans la région (environ 100 ans auparavant). Par la suite, le cyclone évoluera vers le nord pour atteindre son intensité maximale le 11 novembre 2001 à 0000 UTC (Figure 3.1(d)), juste avant de toucher les îles Baléares où des rafales de vent supérieures à 40 m.s⁻¹ furent enregistrées. Sur toute la durée de l'événement, de nombreuses villes côtières d'Algérie et du Maroc furent touchées par des pluies supérieures à 100 mm mais c'est Alger, avec un cumul de 262 mm en 24 heures qui fut le plus sévèrement affectée.

3.2 Prévisions issues de divers centres opérationnels

La Figure 3.4 présente des prévisions issues de différents modèles de centres opérationnels Européens et ce pour différents réseaux. Ces prévisions étant valides au 11 novembre 2001 à 0000 UTC, elles peuvent être comparées à l'analyse 4D-Var du champ de pression au niveau de la mer présentée sur la Figure 3.1(a). Comme signalé précédemment, les divers centres météorologiques opérant sur la Méditerranée occidentale avaient pour la plupart anticipé l'occurrence d'un cyclone entre les 9 et 12 novembre 2001. On note cependant que selon le modèle considéré, la cyclogenèse prévue est plus ou moins intense. Par exemple, si le modèle du CEPMMT semble prévoir un cyclone assez creux à $T+24$ (ou encore $T+48$), celui du UK MetOffice semble nettement surestimer la valeur du minimum dépressionnaire. On note aussi une forte sensibilité des résultats à la date d'initialisation. En effet, si ARPEGE est capable de prévoir une cyclogenèse assez profonde à $T+24$ et $T+48$, il n'en est rien à $T+72$ (on observe par ailleurs l'effet inverse dans le cas du DWD). Ainsi,

¹Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle

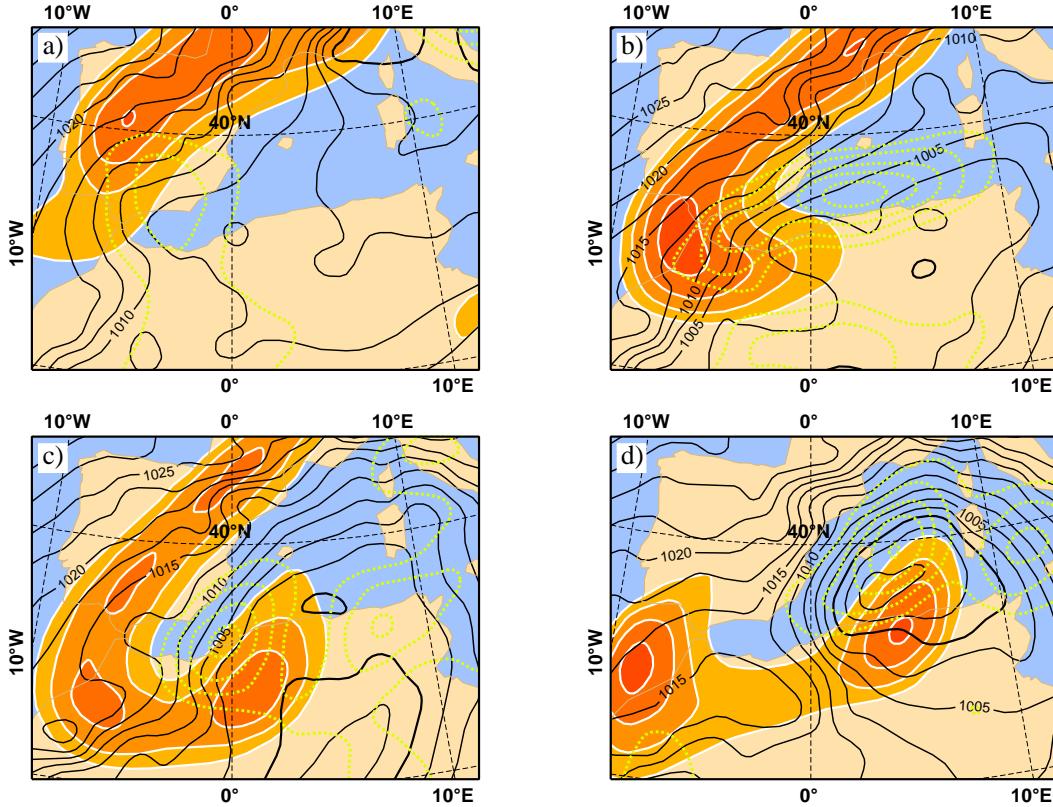


FIG. 3.1 – Analyses ARPEGE interpolées sur une grille régulière de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (a) le 9 novembre 2001 à 1200 UTC, (b) le 10 novembre 2001 à 0000 UTC, (c) le 10 novembre 2001 à 1200 UTC et (d) le 11 novembre 2001 à 0000 UTC : vitesses verticales ascendantes à 600 hPa (lignes tiretées, intervalle de 2 Pa.s^{-1}), hauteur géopotentielle de la surface de tourbillon potentiel égale à 1.5 PVU (lignes blanches, couleurs oranges, intervalle de 200 dam, inférieure à 800 dam) et pression au niveau de la mer (lignes noires, hPa).

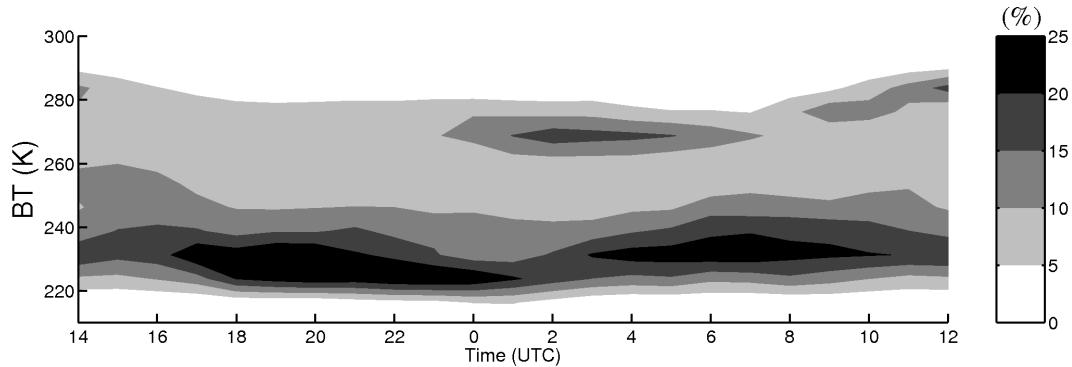


FIG. 3.2 – Histogramme des températures de brillance (BT) issues du canal infrarouge thermique ($10.5\text{-}12 \mu\text{m}$) de Meteosat 7. Le domaine considéré pour réaliser cet histogramme est celui utilisé pour la Figure 3.3.

3.2 Prévisions issues de divers centres opérationnels

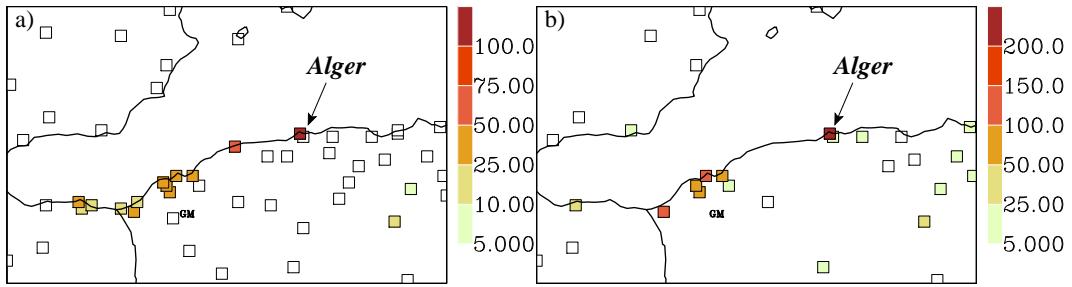


FIG. 3.3 – Cumuls de précipitations observés : (a) sur 6 heures le 10 novembre 2001 entre 0600 UTC et 1200 UTC; (b) sur 24 heures entre le 9 novembre 2001 à 1200 UTC et le 10 novembre 2001 à 1200 UTC.

au vu de la prévision de la pression au niveau de la mer, l'occurrence d'une dépression Méditerranéenne semblait prévisible mais son intensité demeurait hautement incertaine.

A priori, les prévisions issues du CEPMMT à $T+24$ et $T+48$ semblent être celles qui se rapprochent le plus de l'analyse 4D-Var ARPEGE du 11 novembre 2001 à 0000 UTC. Ainsi, la prévision des pluies cumulées le 10 novembre 2001 entre 0600 UTC et 1200 UTC a été examinée pour le seul modèle du CEPMMT (Figure 3.5). Si l'on compare les résultats obtenus pour les différents réseaux aux observations issues de pluviomètres (Figure 3.3(a)), il apparaît clairement que les précipitations qui ont concerné la région d'Alger ont été largement sous-estimées, quelle que soit l'échéance de la prévision. On notera tout de même que les prévisions initialisées le plus tard (Figures 3.5(a) et (b)) fournissent des résultats corrects sur le nord du Maroc. Ainsi, à l'époque de la catastrophe, l'Office National de la Météorologie Algérien avait émis un risque d'orages et vent modérés, d'une intensité moindre que celle des événements qui ont effectivement eu lieu.

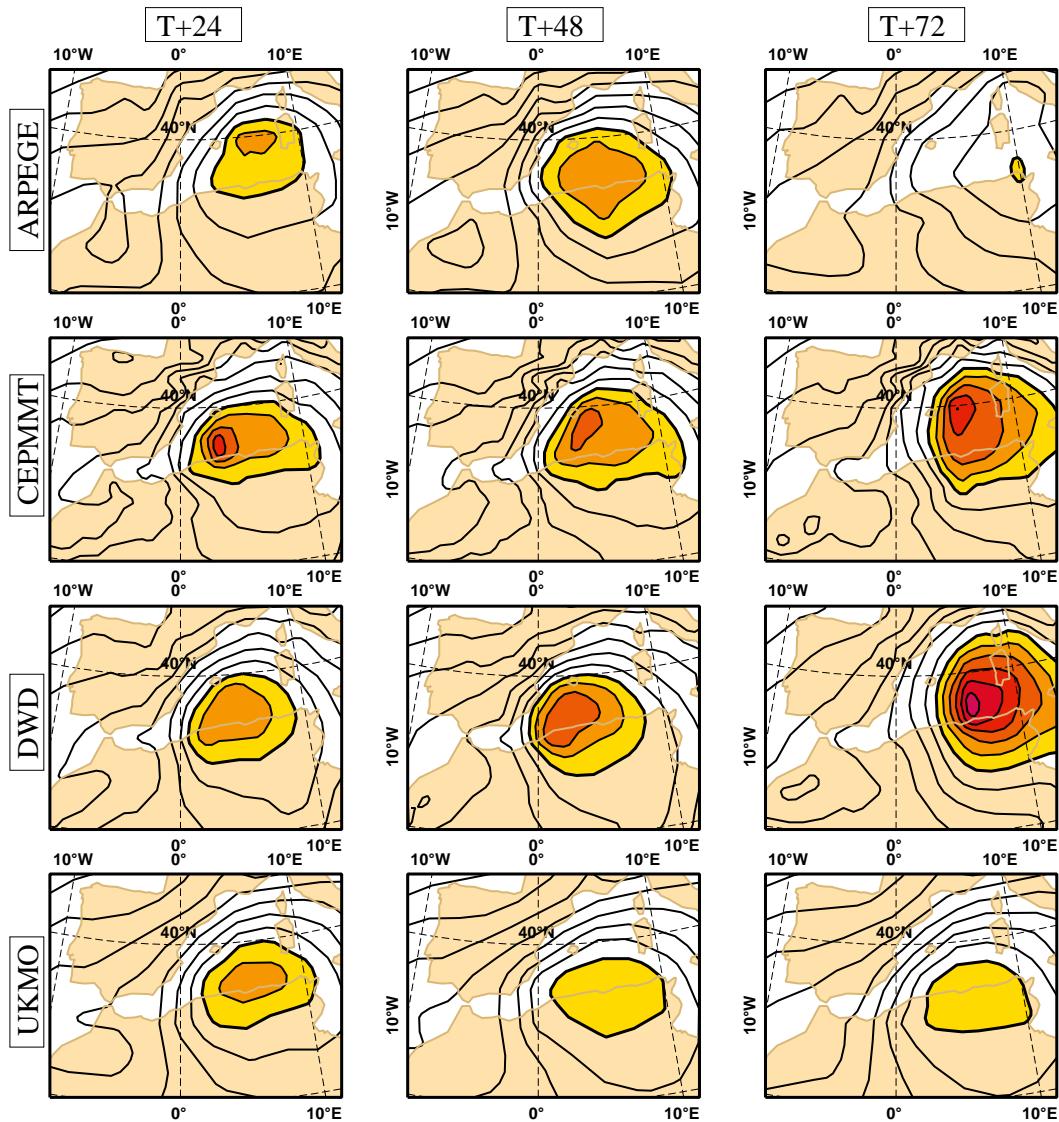


FIG. 3.4 – Prévision de la pression au niveau de la mer (hPa, intervalle 2.5 hPa, colorée pour les pressions inférieures à 1000 hPa) valide le 11 novembre 2001 à 0000 UTC pour divers centres opérationnels (Météo-France, CEPMMT, Deutscher Wetterdienst et UK Meteorological Office) et pour différents réseaux.

3.2 Prévisions issues de divers centres opérationnels

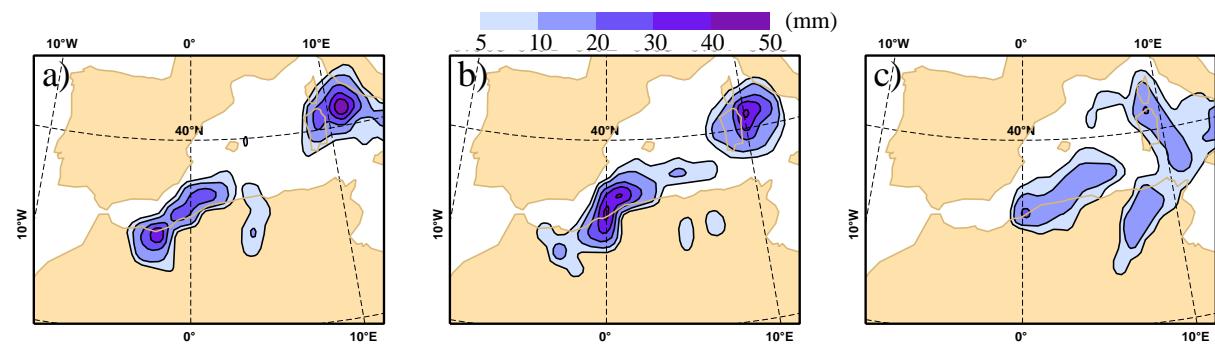


FIG. 3.5 – Cumuls de précipitations prévus sur 6 heures le 10 novembre 2001 entre 0600 UTC et 1200 UTC pour différents réseaux du CEPMMT : (a) Prévision initialisée le 10 novembre 2001 à 0000 UTC , (b) le 9 novembre 2001 à 0000 UTC et (c) le 8 novembre 2001 à 0000 UTC.

Présentation du cas d'étude

Chapitre 4

Méthode de travail

Sommaire

4.1 Le modèle atmosphérique Meso-NH et le protocole expérimental	52
4.1.1 Caractéristiques des simulations	52
4.1.2 Méthode de génération des perturbations	55
4.2 Évaluation des simulations	56
4.2.1 Comparaison aux observations de pluies	56
4.2.2 Comparaison aux observations satellites	59

Dans ce chapitre, nous décrivons le protocole expérimental utilisé afin d'évaluer l'impact de conditions initiales perturbées sur la prévision de l'événement intense décrit plus tôt. Dans un premier temps, nous offrons un bref aperçu du modèle atmosphérique utilisé afin de réaliser la plupart de nos simulations numériques. Le détail des expériences réalisées est ensuite abordé avec un intérêt particulier pour la méthode utilisée afin de générer des conditions initiales perturbées. Enfin, nous terminerons ce chapitre par une présentation des données et outils utilisés pour l'évaluation objective de nos différentes simulations.

4.1 Le modèle atmosphérique Meso-NH et le protocole expérimental

Les simulations numériques présentées dans cette partie ont toutes été réalisées avec le modèle Meso-NH (*Lafore et al. [1998]*). Meso-NH est un modèle de recherche non-hydrostatique conjointement développé au Laboratoire d'Aérologie (CNRS¹) et au Centre National de Recherches Météorologiques (Météo-France). Pouvant être utilisé pour diverses applications allant de l'échelle de la centaine de mètres à l'échelle semi-globale, Meso-NH est un modèle parfaitement adapté à l'étude de systèmes fortement précipitants. Nous donnerons ici quelques informations concernant la dynamique du modèle et les paramétrisations physiques qui ont été utilisées au cours de cette étude. Quelques détails concernant la méthode de génération des perturbations seront ensuite fournis. Une description complète du modèle est disponible sur le site internet <http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh/>.

4.1.1 Caractéristiques des simulations

Meso-NH utilise un système fermé d'équations comprenant entre autres l'équation des gaz parfaits et celles de conservation de la masse, de la quantité de mouvement, de l'humidité ou encore de l'énergie. Le système d'équations est simplifié via l'approximation anélastique qui considère que les variations temporelles de la densité de l'air sec ne sont dépendantes que de sa position sur la verticale. Notons que trois formes de la contrainte anélastique sont disponibles dans Meso-NH (*Lipps et Hemler [1982]*, *Durran [1989]* et *Bannon [1995]*). Le caractère non-hydrostatique du modèle permet de représenter de manière explicite les phénomènes atmosphériques

¹Centre National de la Recherche Scientifique

4.1 Le modèle atmosphérique Meso-NH et le protocole expérimental

de quelques kilomètres de diamètre pour lesquels les variations d'accélération verticale sont non-négligeables, comme les circulations au sein de cellules convectives par exemple.

Les variables pronostiques du modèle Meso-NH sont les suivantes :

- Les trois composantes du vent (u , v , w).
- La température potentielle (θ).
- L'énergie cinétique turbulente (e).
- Les rapports de mélange de la vapeur d'eau (r_v) et de cinq classes d'hydrométéores (eau nuageuse r_c , eau liquide précipitante r_r , glace primaire r_i , neige r_s et grésil r_g).

La pression est quant à elle déduite de la résolution par une méthode itérative (le solveur de pression) d'une équation elliptique 3D dérivée des équations de continuité et du mouvement. De nombreuses variables diagnostiques utiles à la compréhension de phénomènes fortement précipitants sont en outre calculables à partir des variables pronostiques (e.g. tourbillon potentiel, températures de brillance synthétiques, CAPE²).

Afin de réaliser cette étude, Meso-NH a été utilisé avec deux modèles imbriqués fonctionnant à des résolutions différentes (Stein et al. [2000]). Cela permet d'utiliser une maille horizontale fine sur le domaine d'intérêt (modèle fils) tout en conservant une bonne description des conditions de grande échelle sur un domaine plus large (domaine père). Les deux modèles interagissent alors entre eux : le modèle père fixe les conditions latérales fournies au modèle fils et les variables du modèle père sont relaxées vers les variables du modèle fils sur le domaine de recouvrement. Les deux modèles utilisés présentent les caractéristiques suivantes (Figure 4.1) :

- Le modèle père a une résolution horizontale de 10 km et couvre une grande partie de la Méditerranée occidentale (300×200 points de grille).
- Le modèle fils couvre une zone de 250×180 points de grille avec une maille horizontal de 2 km.

Chaque modèle utilise 52 niveaux verticaux suivant la coordonnée généralisée de Gal-Chen et Sommerville [1975]. L'écartement entre les niveaux est de 60 m près de la surface et croît sur la verticale pour atteindre 600 m à haute altitude (le toit du modèle étant situé à environ 21 km).

Meso-NH utilise un jeu complet de paramétrisations des différents processus physiques de l'atmosphère. Ces paramétrisations concernent la surface, le rayonnement, la turbulence, la microphysique, la condensation sous-maille ou encore la

²Convective Available Potential Energy

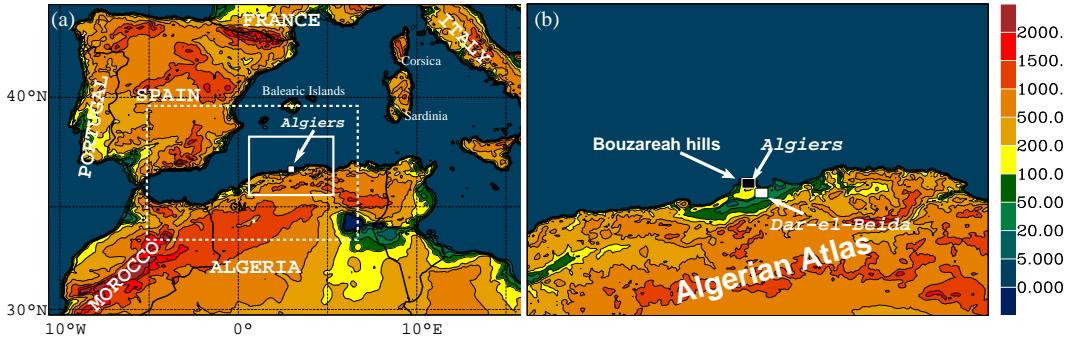


FIG. 4.1 – Domaines utilisés pour les différentes simulations Meso-NH (a) à 10 km de résolution horizontale et (b) à 2 km de résolution. En (a), le rectangle blanc en traits discontinus indique la position du domaine D utilisé pour effectuer nos calculs statistiques. Le rectangle blanc en traits pleins représente la position du domaine à 2 km de maille horizontale.

convection. Nous citons ci-dessous les principales paramétrisations utilisées dans les expériences que nous avons effectuées :

- Le schéma de rayonnement est celui qui est utilisé opérationnellement au CEPMMT (*Gregory et al. [2000]*). Il calcule les flux radiatifs correspondant aux différentes longueurs d'onde tout en tenant compte des phénomènes d'absorption, de diffusion et d'émission par l'atmosphère et la surface.
- Un schéma de turbulence fermé à l'ordre 1.5 et décrit dans *Cuxart et al. [2000]*. Pour le modèle utilisé à 10 km de résolution, la longueur de mélange suit la formulation de *Bougeault et Laccarère [1989]* et seuls les échanges verticaux sont considérés alors que des flux turbulents tridimensionnels sont modélisés à 2 km de maille.
- Le schéma microphysique utilisé est celui de *Pinty et Jabouille [1998]* et permet de prédire les rapports de mélange de la vapeur d'eau et de 5 types d'hydrométéores (eau liquide, pluie, glace non-précipitante, neige et graupel). Une paramétrisation prenant en compte la grêle existe aussi mais n'a pas été utilisée ici. Ainsi, 35 processus microphysiques (e.g. accrétion, nucléation, fusion) sont représentés dans ce schéma suivant l'approche de *Lin et al. [1983]*.
- Les schémas de convection profonde et peu profonde sont activés pour le modèle à 10 km de résolution. Il s'agit du schéma de *Kain et Fritsch [1993]* adapté à Meso-NH par *Bechtold et al. [2001]*. Pour le modèle fils, aucun schéma de convection n'est utilisé : on considère qu'à la maille de 2 km, les mouvements convectifs sont explicitement résolus.

Les conditions initiales et latérales fournies au modèle sont issues de l'interpolation des analyses (ou prévisions) produites par les systèmes opérationnels de prévision utilisés à Météo-France (ARPEGGE) et au CEPMMT. Dans notre étude, des

analyses issues de chacun des deux centres ont été utilisées. Plus de détails sont fournis dans la section suivante.

4.1.2 Méthode de génération des perturbations

Afin de mettre en évidence les mécanismes à l'origine de la croissance d'erreurs dans la prévision à court terme d'événements fortement précipitants, une simple méthodologie consistant à comparer des simulations différent seulement par leur date d'initialisation a été utilisée. Cette méthode, plus connue sous le nom de *lagged forecasting* (*Hoffman et Kalnay* [1983]), a été utilisée lors des premières études dédiées aux systèmes de prévision d'ensemble notamment pour son coût de calcul relativement faible (*Kalnay* [2003]). Elle a récemment été utilisée avec succès dans de nombreuses études expérimentales de prévision d'ensemble à haute résolution (e.g. *Mittermaier* [2007]; *Hohenegger* et al. [2008]; *Yuan* et al. [2008]) ainsi que dans de nombreux travaux dédiés à l'étude de la prévisibilité de phénomènes de précipitations intenses (e.g. *Walser* et al. [2004]; *Hohenegger* et al. [2006]).

Dans notre étude, les conditions initiales perturbées sont générées en décalant la date d'initialisation des simulations Meso-NH par pas de 6 heures. La première expérience démarre le 9 novembre 2001 à 0000 UTC, la seconde à 0600 UTC et la dernière à 1200 UTC. Les trois simulations numériques sont alors intégrées jusqu'au 10 novembre 2001 à 1200 UTC. En se basant sur cette méthode, l'évolution des différences entre les diverses expériences peut être étudiée à partir du 9 novembre 2001 à 1200 UTC, et cela pour une durée de 24 heures. Cette méthode a permis de générer des perturbations qui sont de l'ordre des incertitudes d'analyse typiquement dues au manque de données. Afin d'obtenir un plus grand échantillon, nous avons réalisé deux jeux de simulations numériques :

- 3 simulations utilisant des analyses opérationnelles ARPEGE en guise de conditions initiales et latérales.
- 3 simulations initialisées et couplées avec des analyses opérationnelles du CEPMMT.

Par la suite, ces deux jeux de simulations seront respectivement notés expériences *ARP* et *ECM* pour les simulations initialisées et couplées avec des analyses ARPEGE et du CEPMMT (Figure 4.2).

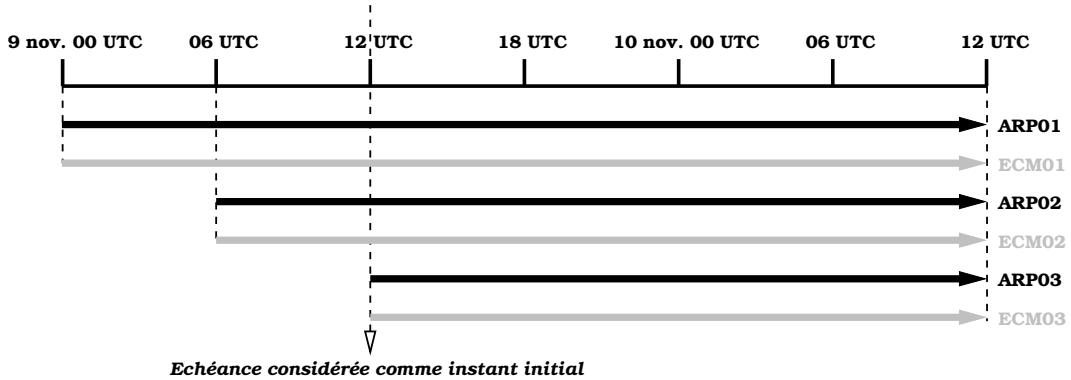


FIG. 4.2 – Protocole expérimental utilisé afin de générer un jeu de conditions initiales perturbées. Les flèches noires et grises correspondent respectivement aux expériences ARP et ECM.

4.2 Évaluation des simulations

Afin d'examiner l'impact d'incertitudes à l'état initial sur les simulations réalisées, une expérience de référence a été définie pour chacun des deux jeux de simulations numériques (ARP et ECM). Chacune des références a été identifiée comme étant la simulation qui était la plus en accord avec les observations dont nous disposons : des relevés de précipitations cumulées sur 6 heures (10 novembre 2001 entre 0600 UTC et 1200 UTC) et des températures de brillance obtenues dans le canal infrarouge thermique (10.5-12.5 μm) de Meteosat 7. Nous décrivons brièvement ci-dessous l'approche utilisée afin de comparer les différentes simulations aux observations précitées.

4.2.1 Comparaison aux observations de pluies

Dans une première partie, la comparaison de la qualité des diverses expériences s'est basée sur une évaluation qualitative et quantitative des cumuls de précipitations prévus le 10 novembre 2001 entre 0600 UTC et 1200 UTC. Nous disposons d'un ensemble de données terrestres couvrant le bassin occidental de la Méditerranée mais seules les 54 observations couvrant la zone d'intérêt ont été utilisées (cette zone est repérée par le domaine D sur la Figure 4.1(a); les observations conservées sont visibles sur la Figure 3.3(a)). Afin de rendre les deux jeux de données directement comparables, les champs simulés ont été interpolés aux points d'observations les plus proches. Ainsi, les sorties du modèle et les observations de pluies ont été comparées *via* le calcul de scores généraux et

4.2 Évaluation des simulations

catégoriels. Nous avons bien conscience du fait que la méthode de comparaison point-à-point n'est pas optimale puisqu'elle souffre par exemple du problème de double pénalité. En revanche, l'utilisation d'un si faible jeu de données ne nous a pas permis de réaliser des comparaisons dites zone-à-zone des champs de précipitations simulés avec ceux observés. C'est en partie pour ces raisons-là que nous avons, en plus des données de pluies cumulées, utilisé des observations satellites afin d'évaluer objectivement chacune des simulations effectuées (voir la section 4.2.2 pour plus de détails).

Scores généraux

Les scores généraux sont utilisés de façon opérationnelle pour l'évaluation quantitative de champs continus ayant une distribution gaussienne comme la température ou bien l'altitude du géopotentiel à 500 hPa, par exemple. Pour des champs discontinus tels que les précipitations, l'utilisation de ce type de scores apparaît moins adaptée mais nous permet néanmoins d'avoir une information sur la qualité "moyenne" d'une expérience donnée. Seuls quelques scores, le coefficient de corrélation et l'erreur moyenne quadratique ("root mean square error (RMS)" en anglais), ont été utilisés au cours de cette étude. D'autres scores comme l'écart-type ou encore le biais ont été évalués mais nous n'en discuterons pas par la suite.

Le coefficient de corrélation (variant de -1 à 1) quantifie le degré de correspondance spatiale entre les valeurs du champ simulé et celles des observations. D'un point de vue visuel, ce coefficient mesure à quel point les points d'un diagramme de dispersion "simulation/observation" sont proches de la droite d'équation $y = x$. Ainsi, pour une simulation donnée, plus la corrélation est proche de 1 et meilleure est la simulation. La RMS fournit une information sur la valeur moyenne de l'erreur de prévision. Il s'agit en fait d'une mesure de l'erreur moyenne pondérée par le carré de l'erreur. Ainsi, l'erreur de prévision sera d'autant plus faible que la RMS sera proche de 0.

Scores catégoriels

A l'instar des scores généraux, les statistiques catégorielles permettent l'évaluation quantitative de certaines caractéristiques du champ simulé. Pour ce faire, ces scores sont calculés en utilisant différents seuils censés caractériser le phénomène que l'on désire cibler. Par exemple, pour un champ de précipitations,

utiliser un seuil de 1 mm permettra de voir si une simulation donnée est capable de discriminer efficacement les zones précipitantes de celles épargnées par les pluies. Un seuil de 20 mm nous fournira de l'information quant à la capacité du modèle à prévoir les zones de précipitations modérées. Dans le cadre de la comparaison des simulations aux relevés de précipitations, de nombreux scores catégoriels ont été utilisés mais par souci de brièveté, aucun n'a été présenté dans *Argence et al. [2008]*. Néanmoins, nous proposons au lecteur d'expliquer brièvement les bases du calcul de statistiques catégorielles et de donner la définition du seul score présenté par la suite (*Equitable Threat Score (ETS)*); voir ci-après la partie sur l'approche modèle-vers-satellite).

Les scores catégoriels sont calculés à partir d'une table de contingence à double entrée (simulation et observation) dans laquelle le seuil fixé au préalable permet la séparation des événements des non-événements (Table 4.1). La table ainsi construite contient quatre cases définissant le nombre de succès (cas pour lesquels la simulation reproduit l'événement observé), fausses alertes (cas pour lesquels la simulation produit un événement qui n'a pas été observé), d'échecs (la simulation manque un événement réellement observé) et enfin le nombre de prévisions correctes d'un non-événement.

	Simulation Oui	Simulation Non
Observation Oui	Succès (A)	Echec (C)
Observation Non	Fausse alerte (B)	Non événement (D)

TAB. 4.1 – Table de contingence à double entrée.

S'il existe un grand nombre de scores pouvant être calculés à partir de cette table, seul l'ETS (Equation 4.1) sera présenté par la suite. L'ETS mesure la capacité qu'a une simulation de reproduire correctement un événement observé, le tout en tenant compte des succès dus au hasard (par exemple, il est plus facile de prévoir l'occurrence de pluies dans un climat humide plutôt que sec). Ainsi, une simulation sera d'autant meilleure que son ETS tendra vers 1, un score de 0 signifiant que tous les succès sont dus au hasard. Une description détaillée des différents scores généraux et catégoriels pouvant être appliqués à l'étude de phénomènes de

4.2 Évaluation des simulations

précipitations intenses est fournie par *Ducrocq et al. [2002]* et *Söhne [2007]*.

$$ETS = \frac{A - A_r}{A + B + C - A_r} \quad \text{avec} \quad A_r = \frac{(A + B)(A + C)}{A + B + C + D} \quad (4.1)$$

A_r représentant le nombre de succès dus au hasard.

4.2.2 Comparaison aux observations satellites

Comme précisé précédemment, seules 54 observations ont été utilisées pour réaliser l'évaluation quantitative des différentes simulations face aux relevés pluviométriques. De plus, l'événement étudié n'a fait que frôler les côtes du nord de l'Afrique sans pénétrer profondément dans les terres ; la majeure partie des précipitations se sont abattues en mer. Aucune donnée radar n'étant disponible pour venir pallier le manque d'observations de précipitations, une autre approche a été utilisée afin d'obtenir une évaluation plus complète de la qualité des expériences. Cette approche, dite *modèle-vers-satellite*, permet la comparaison directe de champs simulés avec des observations satellites (*Morcrette [1991]*; *Chaboureau et al. [2000]*). C'est un outil particulièrement pertinent pour l'évaluation de prévisions utilisant une maille fine puisque les observations satellites atteignent aujourd'hui une résolution horizontale comparable à celle des modèles couramment utilisés. Par exemple, les observations utilisées ici sont issues du satellite Meteosat 7 et ont une résolution spatiale d'environ 7.5 km sur le domaine d'intérêt. De plus, ces données sont disponibles à intervalles de temps réguliers (30 min pour Meteosat 7), garantissant ainsi une évaluation "continue" des prévisions, au contraire des relevés pluviométriques qui donnent une idée de la qualité des simulations sur une période de temps assez étendue.

Dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé les températures de brillance obtenues dans le canal infrarouge thermique de Meteosat 7 puisqu'il est principalement sensible à la température au sommet des nuages. Les températures de brillances synthétiques dérivées des champs modèles obtenus à 10 km de résolution ont été calculées en utilisant le code de transfert radiatif Radiative Transfer for Tiros Operational Vertical Sounder (RTTOV) dans sa version 8.7 (*Saunders et Brunel [2005]*). Ainsi, les températures de brillance observées sont interpolées sur la grille du modèle utilisé et sont directement comparables aux températures de brillance simulées. La comparaison statistique entre observations et simulations a ainsi été effectuée à l'aide de scores conventionnels comme la RMS et l'ETS. Dans le cadre de cette étude, le seuil pour le calcul des ETS a été fixé à 240 K afin de

focaliser l'évaluation sur les nuages à sommets élevés, c'est-à-dire ceux issus de la convection profonde.

Chapitre 5

Article : Impact of initial condition uncertainties on the predictability of heavy rainfall in the Mediterranean : a case study, Argence *et al.*, 2008

Sommaire

5.1 Résumé de l'article	62
5.2 Article publié dans le <i>Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society</i>	63

5.1 Résumé de l'article

L'article qui clôt cette partie porte sur l'étude de l'impact de perturbations initiales sur un cas de pluies intenses en Méditerranée occidentale. La situation météorologique étudiée ainsi que le protocole expérimental mis en place ont été décrits dans les chapitres 3 et 4. Ainsi, partant de deux jeux de trois simulations Meso-NH utilisant des conditions initiales perturbées *via* la méthode dite de *lagged forecasting*, la propagation et la croissance de perturbations initiales a été étudiée en se focalisant principalement sur la situation à méso-échelle.

En se basant sur des comparaisons entre les différentes simulations et des observations de pluie et satellite, une expérience de référence a pu être définie pour chacun des deux ensembles de prévisions. Ces deux simulations étaient celles qui étaient qualitativement et quantitativement le plus en accord avec les observations dont nous disposions. L'évolution temporelle des différences entre chaque simulation et son expérience de référence respective a ensuite été étudiée, ces différences étant assimilées à ce que nous appellerons par la suite des perturbations ou encore anomalies.

Il a ainsi été montré que les perturbations introduites initialement se propageaient et s'intensifiaient au cours de la simulation, ayant au final un impact important sur la distribution et l'intensité des précipitations simulées. Afin d'examiner les causes possibles d'une si grande variabilité au sein de nos jeux de simulations, une analyse dynamique de chaque expérience a été conduite. Il a alors été montré qu'une perturbation initiale, même faible, du thalweg d'altitude (et de l'intensité de l'anomalie de tourbillon potentiel associée) pouvait se propager et croître au point de fortement perturber la prévision numérique du cyclone en surface. Nous avons également montré qu'une perturbation initiale appliquée sur la profondeur du thalweg avait plus d'impact qu'une perturbation appliquée sur son étendue horizontale.

Une étude plus détaillée des conditions de développement de la convection dans chaque expérience a révélé que les différences observées à fine échelle sur les champs de précipitations étaient directement liées à la prévision du cyclone et donc à l'évolution des perturbations initiales : de faibles changements dans la prévision du cyclone de surface conduisent à de conséquentes modifications de la circulation en basses couches, influençant alors la génération des nuages issus de la convection profonde ainsi que les pluies qui y sont associées.

5.2 Article publié dans le *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*

Référence : Argence, S., D. Lambert, E. Richard, J.-P. Chaboureau, et N. Söhne, Impact of initial condition uncertainties on the predictability of heavy rainfall in the Mediterranean : a case study, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 134, 1775-1788, 2008.

Afin de faciliter l'interprétation de certaines figures présentes dans l'article qui suit, des versions couleur des figures 1, 2, 3, 4, 6, 8, 9, 10, 11 et 12 sont fournies dans l'Annexe A.

T.S.V.P.

Impact of initial condition uncertainties on the predictability of heavy rainfall in the Mediterranean: a case study

Sébastien Argence*, Dominique Lambert, Evelyne Richard, Jean-Pierre Chaboureau and
Nathalie Söhne

Université de Toulouse, Laboratoire d'Aérologie, CNRS UMR 5560, Toulouse, France

ABSTRACT: This study explores the predictability of a heavy rainfall event that struck North Africa on 9 and 10 November 2001. This case is a paradigm of Mediterranean extreme events characterized by the presence of a deep upper-level trough associated with an intense cyclone which developed over the Western Mediterranean basin. Using the French non-hydrostatic mesoscale model MESO-NH, numerical experiments starting from various initial atmospheric states were conducted to assess the impact of initial condition uncertainties on the precipitation and cloud cover forecast. To generate a set of perturbed atmospheric states, a simple date-shifting initialization method was used. Two sets of simulations were run, using lateral boundaries and initial conditions derived from both the French operational global assimilation system Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle (ARPEGE) and the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) system. Initial perturbations applied to the upper-level trough propagated and intensified throughout the simulation, leading to some discrepancy in the forecast of the low-level cyclone. While it was found that the upper-level trough and the surface cyclone controlled the location of the overall precipitation pattern, the predictability of smaller-scale features such as localized heavy rainfall was directly related to specific mesoscale structures. The low-level jet associated with the surface cyclone and the location and the intensity of the surface-low both impact upon the triggering and the sustainment of the convective cells. In consequence, small-scale perturbations of these mesoscale features led to large errors in the precipitation forecast, especially in the Algiers area. Copyright © 2008 Royal Meteorological Society

KEY WORDS Mesoscale atmospheric predictability; initial condition uncertainties; heavy precipitation

Received 4 December 2007; Revised 21 July 2008; Accepted 22 July 2008

1. Introduction

One of the major tasks of numerical atmospheric modelling is to provide accurate forecasts of extreme weather events such as strong winds and torrential rainfall. In the last two decades, much research effort has been made to reach this objective. In particular, special emphasis has been put on the development of mesoscale models, which could be used at the kilometre scale. Such models solve a non-hydrostatic equation system (in contrast to most operational models, which still use hydrostatic systems), allow advanced parametrization (for example, a detailed cloud microphysical scheme) and may be used in cloud-resolving mode, allowing an explicit description of small-scale processes such as deep convection. However, the use of such models in a purely deterministic framework is subject to strong limitations imposed by the chaotic nature of the dynamics of the atmosphere (Lorenz, 1963). The rapid growth of small-amplitude perturbations arising from both the model parametrizations and the uncertainties in the initial and lateral boundary conditions may lead to large forecast errors, both on the

large scales governing the main atmospheric motion and on the smaller scales such as the convective scale.

With the aim of mitigating the impact of the initial condition errors, much research has been undertaken by weather forecast centres. Considerable efforts have been made to reduce the uncertainty by improvements in the World Meteorological Organization Observing System (for example, the availability of a larger number of satellite measurements) associated with the development of more and more efficient data assimilation systems. The main modelling innovation is probably related to the development of ensemble/probabilistic forecasting systems that use a set of perturbed initial conditions to obtain an estimate of the likely range of the future states of the atmosphere (Ehrendorfer, 1997; Palmer, 2000).

Error growth in numerical modelling can largely be attributed to baroclinic activity when dealing with atmospheric predictability at the synoptic scale and medium-range (3–5 day) forecasting (Molteni and Palmer, 1993). Furthermore, synoptic-scale errors are thought to be dominated only by the large-scale background flow, which provides the energy needed to make them grow (Tribbia and Baumhefner, 2004). In other respects, when numerical models are used at fine horizontal resolution with time steps allowing rapid and small-scale processes to be considered, moist dynamics is found to generally

*Correspondence to: Sébastien Argence, Laboratoire d'Aérologie, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France. E-mail: Sébastien.Argence@aero.obs-mip.fr

limit the forecast skill. For example, Zhang *et al.* (2002) showed that small-scale initial errors (below 200 km) grew rapidly in the presence of moist convection and severely influenced the prediction of the ‘surprise snow-storm’ that struck the east coast of the United States on 24–25 January 2000. In a complementary study, Tan *et al.* (2004) demonstrated that error growth in idealized baroclinic waves was mainly related to the inclusion of moist processes. Employing high-resolution ensemble experiments conducted over three cases taken from the Mesoscale Alpine Program (MAP: Bougeault *et al.*, 2001), Hohenegger *et al.* (2006) found that diabatic forcing associated with moist dynamics acted as the prime source of rapid error growth. They also noted that a significant loss of predictability occurred only over moist, convectively unstable regions able to sustain propagation of energy against the mean flow.

In the Mediterranean basin, a very cyclogenetic area (Alpert *et al.*, 1990; Picornell *et al.*, 2001), the forecast of mesoscale cyclones, even in the short term, remains an issue. During the autumn, such events are often associated with severe winds and heavy rainfall, leading to dramatic floods in urban areas near the sea. Some typical examples are the Piedmont flood (Italy) of 5–6 November 1994 (Ferretti *et al.*, 2000) and, more recently, the Gard flash flood (France) of 8 September 2002 (Delrieu *et al.*, 2005). The generation and evolution of such Mediterranean systems are associated with several factors characterizing the Mediterranean basin. The complex orography surrounding the sea may interact with the low-level flow, not only by modifying the location and evolution of cyclones but also by creating specific mesoscale conditions leading to the generation of intense flooding. Another important aspect of the Mediterranean Sea is its surface temperature. During autumn, the warm sea provides the heat and moisture necessary for the generation and sustainment of heavily precipitating systems such as cyclones and mesoscale convective systems. However, the cyclogenetic activity is also related to large-scale dynamics and particularly to upper-level troughs (Chaboureau and Claud, 2006; Hoinka *et al.*, 2006) associated with deep stratospheric air intrusion and characterized by high potential vorticity (PV) values.

There have been several studies aimed at characterizing the sensitivity of Mediterranean flash floods to the factors mentioned above (Romero *et al.*, 1997; Buzzi and Foschini, 2000; Rotunno and Ferretti, 2001; Pradier *et al.*, 2002; Homar *et al.*, 2003; Lebeaupin *et al.*, 2006; Ducrocq *et al.*, 2007; Lagouvardos *et al.*, 2007; Martín *et al.*, 2007; Nuissier *et al.*, 2007; among others). Only a few works pay attention to the impact of initial condition uncertainties on their predictability. Nevertheless, some studies have focused on the impact of upper-level PV anomalies on a selection of real cases including synoptic-scale and mesoscale cyclones and intense rainfall events (Lambert *et al.*, 2004; Romero *et al.*, 2005; Argence *et al.*, 2006). In particular, Romero *et al.* (2005) used a set of four prototype flash-flood situations in the western Mediterranean and demonstrated that the events dominated by mesoscale low-level cyclones were very

sensitive to initial errors in the shape and intensity of the upper-level PV anomalies. Finally, we note the originality of recent works that point out the importance of assimilating non-conventional data to improve quantitative precipitation forecasts in the Mediterranean area (Ducrocq *et al.*, 2002; Lagouvardos *et al.*, 2005; Faccani *et al.*, 2007; among others).

The purpose of the present study is to explore the mesoscale predictability of a deep Mediterranean cyclone associated with heavy precipitation that affected North Africa between 9 and 11 November 2001. A simple method consisting of building different atmospheric states was employed to generate two sets of perturbed initial conditions, modelling uncertainties inherent in the lack of observational data. Using the French non-hydrostatic mesoscale model MESO-NH, the paper emphasizes the impact of initial-condition uncertainties on the mesoscale prediction of this event, paying particular attention to the precipitation and cloud cover forecast.

The paper is structured as follows. A brief description of the case under study is provided in section 2. Section 3 describes the model and the experimental design. The evaluation of the sets of forecasts against precipitation and satellite observations is given in section 4. The following sections investigate the impact of initial-condition uncertainties on various aspects of the simulations: the precipitation and cloud cover forecast (section 5), the mesoscale dynamics (section 6) and the development and location of the convection (section 7). A summary of the results and further discussion are to be found in section 8.

2. Overview of the case study

On 9 November 2001 at 1200 UTC (Figures 1(a)–(b)), the synoptic situation was characterized by the presence of an upper-level cold trough extending from Scandinavia to Spain. It was associated with high PV values on the 315-K surface, suggesting the presence of stratospheric air intrusion. In the low levels, a weak cyclone centred over the Gulf of Genoa advected cold air across the western Mediterranean, leading to a strong temperature gradient over the Iberian peninsula and north Africa. On 10 November 2001 at 0600 UTC (Figures 1(c)–(d)), the upper-level trough propagated south-eastward, advecting cold polar air above the north African coasts. Owing to the presence of the trough, an intense upper-level jet streak (up to 60 m s^{-1} at 300 hPa, not shown) was located over the southern edge of the Atlas mountains. As a consequence of strong dynamical forcing within such a baroclinic environment, intense cyclogenesis developed over Algeria on 10 November, leading to the advection of warm, unstable air on the Algerian coast (high Convective Available Potential Energy (CAPE) values, Figure 1(d)). In association with the low-level jet induced by the surface low, convection was triggered over north Africa and led to intense precipitation from 0600 to 1200 UTC (132 mm on the Bouzareah mountains west of Algiers, see Figure 2 for geographical details). The heaviest rainfall was located over Algiers, with 262 mm observed

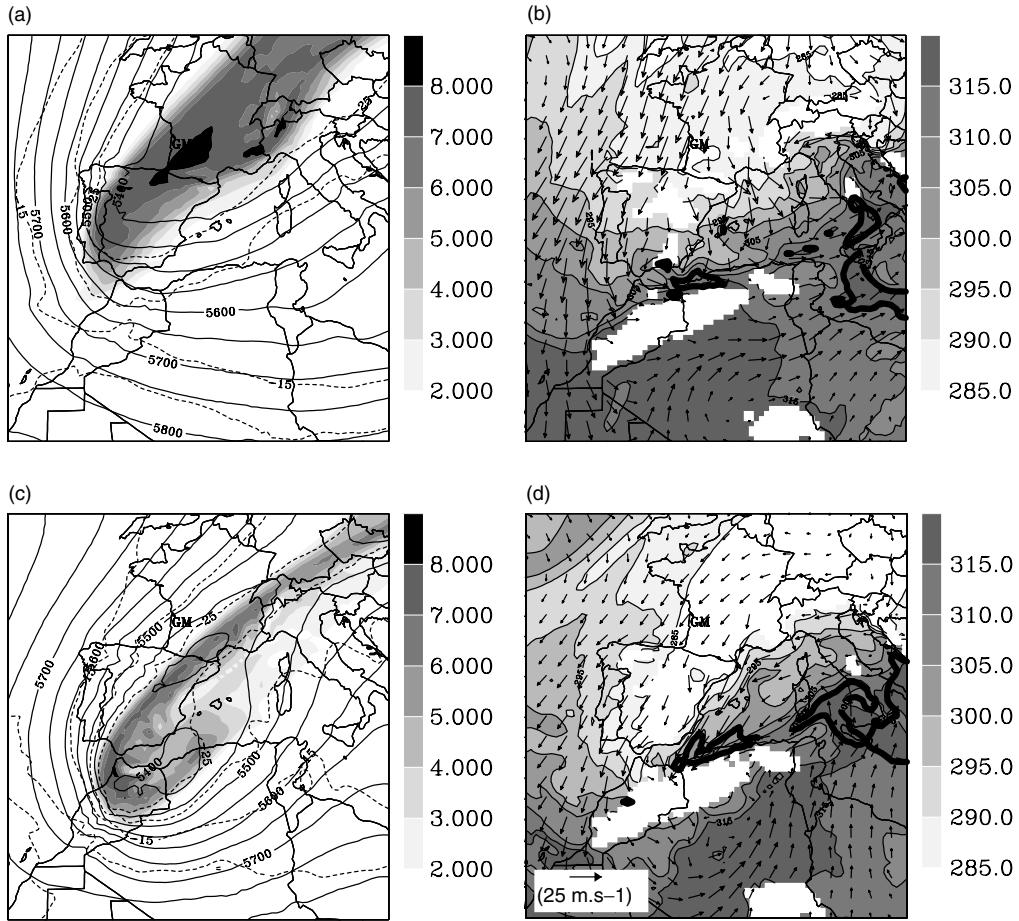


Figure 1. ARPEGE analyses interpolated on a 50-km grid: (a) 9 November 2001 at 1200 UTC, 315-K isentropic potential vorticity (shaded, $\text{PVU}=10^{-6} \text{ K m}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), 500-hPa geopotential height (solid lines, every 50 m) and 500-hPa temperature (dashed lines, every 5°C); (b) 9 November 2001 at 1200 UTC, 900-hPa equivalent potential temperature (shaded, K) and 900-hPa horizontal wind vectors (black arrows); (c) as (a) but for 10 November 2001 at 0600 UTC; (d) as (b) but for 10 November 2001 at 0600 UTC. The thick black line in (b) and (d) indicates CAPE in excess of 500 J kg^{-1} . The blank mask in (b) and (d) covers mountainous areas. 'GM' indicates the location of the Greenwich Meridian.

from 9 November 1200 UTC to 10 November 2001 1200 UTC, while only 41 mm were recorded at the Dar-el-Beida station, situated inland, only 15 km to the south-east of Algiers. This disaster caused more than 700 casualties and catastrophic damage. In the next few hours, the cyclogenesis intensified and reached its minimum central pressure (990 hPa) before hitting the Balearic Islands where damage was also considerable.

3. Numerical setup and experimental design

3.1. MESO-NH

The numerical simulations were performed with the French non-hydrostatic mesoscale model MESO-NH (Lafore *et al.*, 1998), jointly developed at Météo-France and the Centre National de la Recherche Scientifique. The model solves a non-hydrostatic system of equations based upon the Lipps and Helmer (1982) anelastic formulation. A C grid as in the formulation of Messinger and Arakawa (1976) is used for the spatial discretization, and the temporal scheme is an explicit leapfrog scheme

with a time filter (Asselin 1972). The model's prognostic variables are the three-dimensional wind components, the potential temperature, the turbulent kinetic energy, and the mixing ratios of water vapour and five classes of hydrometeors. A bulk microphysical scheme (Pinty and Jabouille, 1998) governs the equations for six water species (vapour, cloud water, liquid water, pristine ice, snow, and graupel). The turbulence parametrization is based on a 1.5-order closure (Cuxart *et al.*, 2000). MESO-NH was run on two nested grids. In the horizontal plane, the coarser domain had 300×200 grid points and a grid spacing of 10 km, and the finer had 250×180 grid points and a 2-km mesh. For the coarser grid, the mixing length followed the method of Bougeault and Lacarrère (1989) and the horizontal gradients were not considered, whereas three-dimensional turbulent fluxes were modelled for the innermost domain. The convection scheme of Kain and Fritsch (1993) adapted to the MESO-NH model by Bechtold *et al.* (2001) was activated for the coarser grid, while convection was assumed to be explicitly resolved for the 2-km grid. Figure 2 depicts the domains of simulation and the associated topography.

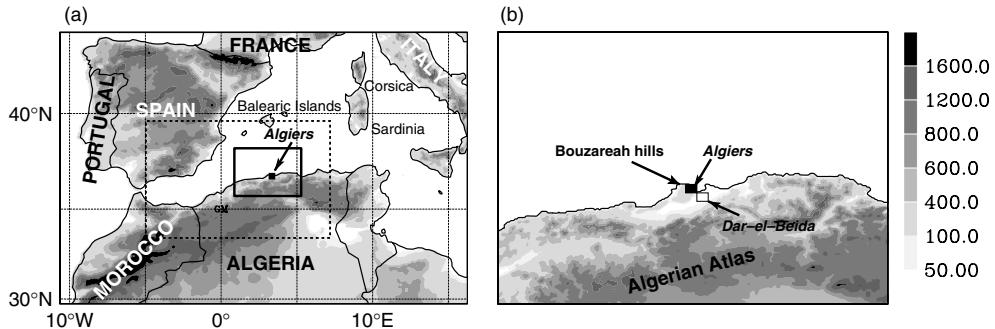


Figure 2. Topography (m) of domains used for the numerical experiments: (a) 10-km mesh size domain, (b) 2-km domain. The black dashed and solid boxes in (a) indicate the location of the domains D and D' respectively. Note that the boundaries of D' match the 2-km simulation domain exactly.

3.2. Generation of the perturbed atmospheric states

To point out the key mechanisms related to the evolution of initial errors in short-term forecasting, a simple methodology based on lagged simulations was applied. It consists of a shifting initialization technique as in Walser *et al.* (2004). Perturbed initial conditions are generated by shifting the initialization time of the numerical experiments. The first experiment started on 9 November 2001 at 0000 UTC, the second one at 0600 UTC and the last one at 1200 UTC. The three simulations were then integrated until 10 November 2001 at 1200 UTC. Following this methodology, the differences between experiments could be checked from 9 November 2001 at 1200 UTC and for a period of 24 hours. This method allowed typical observational uncertainties due to the lack of observational data to be modelled and did not seem to introduce unrealistic perturbations. For example, on 9 November 2001 at 1200 UTC, the absolute temperature differences between any two members did not exceed 2 K below the 500 hPa level and the maxima were confined to very small regions at the lowest levels of the model. To obtain a larger variability, numerical experiments using initial and boundary conditions derived from global analyses of both the French operational global assimilation system Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle (ARPEGE) and the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) model were conducted.

Thus, two sets of three lagged simulations using the same lateral boundaries were obtained. Hereafter, these two sets of simulations will be referred to as ARP and ECM experiments for the runs initialized and coupled with ARPEGE and ECMWF analyses respectively.

Table I. Characteristics of the MESO-NH simulations.

Initial time (UTC)	Duration (hours)	ARPEGE coupling	ECMWF coupling
9 Nov. 2001 0000	36	ARP01	ECM01
9 Nov. 2001 0600	30	ARP02	ECM02
9 Nov. 2001 1200	24	ARP03	ECM03

Table I summarizes the differences characterizing the MESO-NH simulations.

4. Evaluation of the experiments against observations

4.1. Approach

To examine the impact of initial uncertainties on the simulations, a reference experiment for each set of simulations (ARP and ECM) was defined as the simulation that best matched the observations. First, the qualitative comparison of the precipitation forecast against rain-gauge observations was achieved using both the 10 km and the 2 km results. The 10 km precipitation forecasts were quantitatively compared against observations using a set of statistical scores including the correlation and the root mean square (r.m.s.) error. However, the sparsity of rain gauges (only 53 observations over the D domain) limited the evaluation to a few grid points over land only. A useful alternative was to evaluate simulations against METEOSAT7 observations through the so-called model-to-satellite approach. This is a powerful tool for verifying mesoscale forecasts, as the METEOSAT7 observations have a horizontal resolution comparable to that of the model used (approximately 7.5 km in the mid latitudes) and are available on a regular temporal scale of 30 minutes (Chaboureau *et al.*, 2000, 2002).

Here, we used the brightness temperature in the 10.5–12.5 μm bandwidth as it is mainly affected by cloud-top heights. Synthetic brightness temperatures derived from the 10-km model fields were computed using the Radiative Transfer for Tiros Operational Vertical Sounder (RTTOV) code version 8.7 (Saunders *et al.*, 2005). The comparison between observed and simulated brightness temperatures was made using conventional measures, the r.m.s. error and the equitable threat score (hereafter called RMSE-SAT and ETS-SAT, respectively). Unlike the RMSE-SAT, which measures the ‘average’ error of the brightness temperature forecast (weighted according to the square of the error), the ETS-SAT allows statistical results to be obtained that focus on particular features of interest. In a recent study, Keil

and Craig (2007) used a threshold of 253 K (-20°C) to characterize only middle- and upper-tropospheric cloud structures. Here, we used a threshold of 240 K to focus on deep high clouds only.

The statistical calculations were performed over the domain D (Figure 2(a)), which covered the large convective cloud band that affected North Africa between 9 and 10 November 2001, and domain D', corresponding to the Algiers area where the largest precipitation values were measured.

4.2. Precipitation

Figure 3 shows the 6 h accumulated precipitation valid on 10 November 2001 at 1200 UTC for the six experiments at 10 km grid spacing together with the rain-gauge observations. All the experiments tended to overpredict the inland penetration of the precipitation over north-western Algeria. Moreover, the precipitation forecast in the Algiers area differed significantly from experiment to experiment. Among the ARP simulations, only ARP01 and ARP02 were able to simulate heavy rain near Algiers (more than 70 mm/(6 h) for each experiment, but too

far west) and only ARP02 was able to capture the sharp precipitation gradient a few km to the west of Algiers. In the ECM experiments, most of the precipitation fell over sea and to the north-west of the observed maximum. Only ECM02 produced moderate rainfall in the vicinity of Algiers.

The 6 h accumulated rain forecasts are further shown on domain D' at 2 km grid spacing (Figure 4). While ARP01 and ARP02 succeeded in modelling heavy precipitation in the Algiers area (almost 120 mm for ARP01 and 90 mm for ARP02 against 132 mm measured over the Bouzareah Mountains), ARP03 simulated only moderate rainfall off Algiers. In contrast, all the ECM experiments performed poorly over the 2 km domain. Although all the ECM simulations produced values exceeding 100 mm/(6 h), they showed a strong location error, with the heaviest rainfall situated over the sea, west of the Algiers maximum.

Table II summarizes the scores derived from comparisons between the 10 km model runs and the observations for the 6 h accumulated precipitation valid on 10 November 2001 at 1200 UTC over the D domain. On the one hand, the three ECM experiments have relatively close

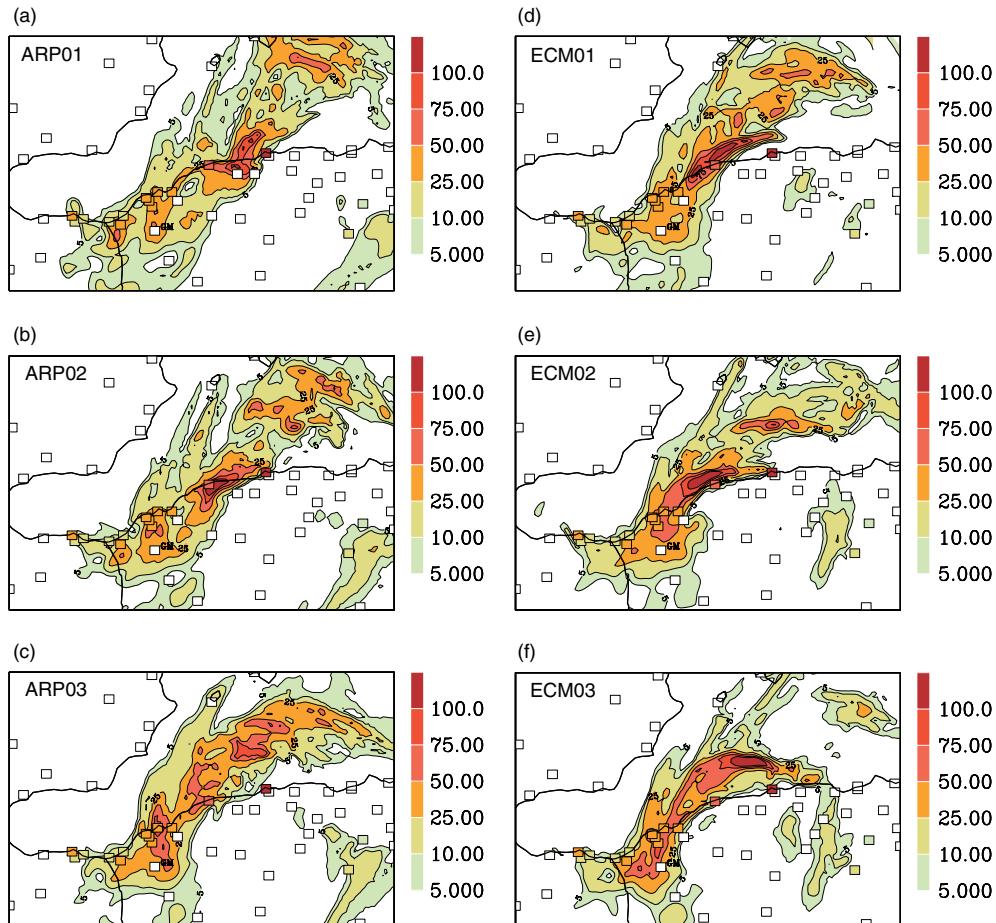


Figure 3. Results at 10 km resolution: 6 h accumulated rainfall (mm) valid on 10 November 2001 at 1200 UTC obtained from (a) ARP01, (b) ARP02, (c) ARP03, (d) ECM01, (e) ECM02 and (f) ECM03 experiments. The corresponding rain-gauge observations are indicated by the square boxes on each plot. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/journal/qj

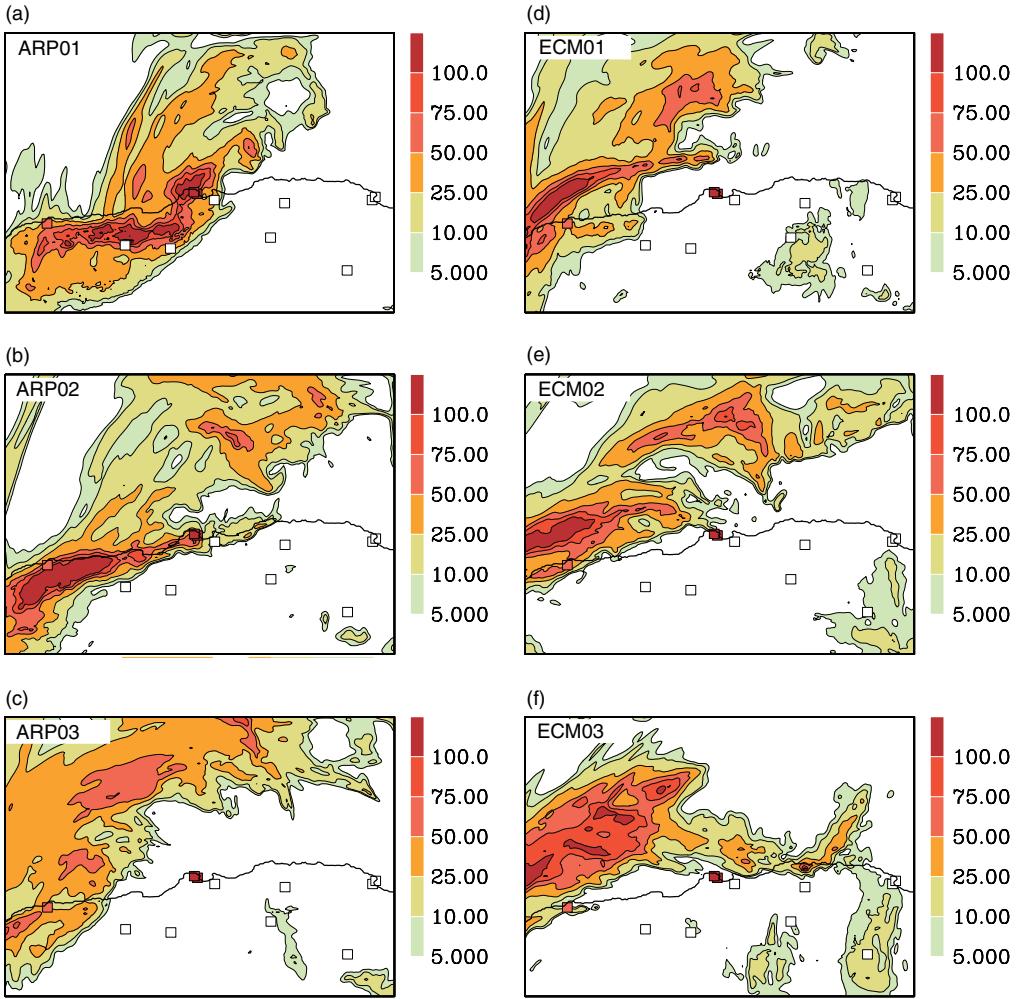


Figure 4. As Figure 3 but for the 2-km results. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/journal/qj

Table II. Statistics derived from comparisons between the 10-km model runs and the rain-gauge measurements. The scores were computed over the D domain for the 6 h accumulated rainfall from 10 November 2001 0600 UTC to 1200 UTC, using the 10 km model resolution results. The observations row illustrates the best value that can be reached for each score. A total of 53 observations was used, and the model results were interpolated at the rain-gauge locations.

Experiment / observation	Root mean square error (mm)	Correlation
Observations	0	1
ARP01	26.2	0.31
ARP02	24.7	0.43
ARP03	26.1	0.35
ECM01	25.5	0.37
ECM02	26.1	0.36
ECM03	26.3	0.38

scores but they perform slightly better than ARP01 and ARP03. On the other hand, both the correlation and the r.m.s. error indicate that ARP02 provided the best precipitation forecast of the six experiments over the domain D.

It is also interesting to note that, surprisingly, the best match with the observations was not obtained for the experiments starting from the latest analysis (i.e. ARP03 and ECM03).

4.3. Cloud cover

The temporal evolution of the RMSE-SAT and the ETS-SAT computed over domain D for all the experiments is shown in Figure 5. The two periods of strongest convective activity deduced from satellite observations are reported in Figure 5. Although the ARP experiments simulated deep clouds on the morning of 10 November (not shown), they clearly failed to reproduce the intensity of the second peak of convection associated with intense rainfall over the north African coasts (high RMSE-SAT and low ETS-SAT). Contrary to the results obtained for the 10 km precipitation forecast, the cloud cover verification did not allow the best ARP member to be pointed out.

In contrast, the scores for the ECM experiments showed more variability. While the time evolution of both the RMSE-SAT and the ETS-SAT of ECM01

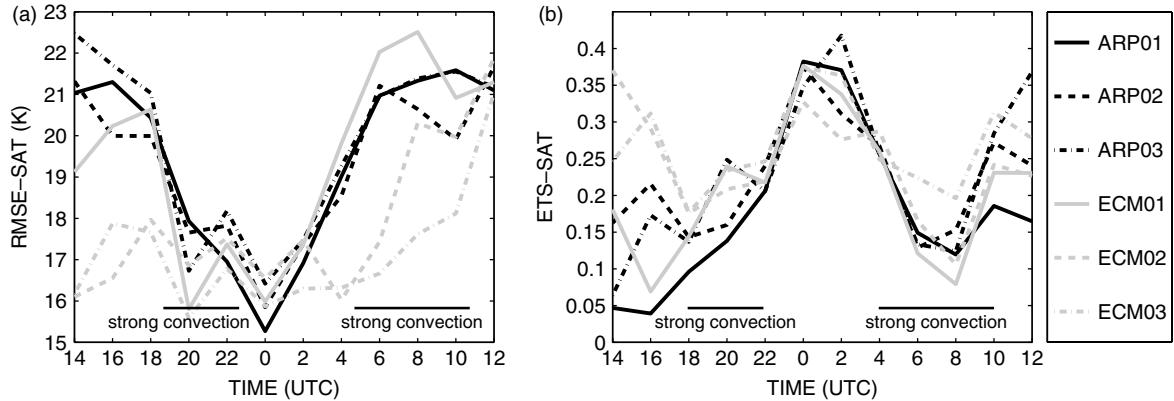


Figure 5. (a) Results at 10 km resolution: time evolution of the r.m.s. difference of the brightness temperatures (K) between the experiments and the METEOSAT7 IR observations averaged over domain D from 9 November 2001 at 1400 UTC to 10 November 2001 at 1200 UTC; (b) as (a) but for the equitable threat score. The periods of strong convective activity are indicated by horizontal black lines.

followed that of the ARP simulations, ECM02 and ECM03 exhibited the best scores among all the six simulations. In particular, the RMSE-SAT and the ETS-SAT of ECM03 are better than those of the other ECM experiments during the morning of 10 November, a result which is probably due to the best forecast of convective clouds over the south-eastern part of domain D.

4.4. Summary

Although the qualitative and quantitative results do not show large differences between the experiments, two simulations that best depict different aspects of the meteorological situation may be identified. ARP02 provides the best results with respect to rain-gauge observations, while ECM03 performs the best in simulating infrared brightness temperatures with respect to METEOSAT7 observations. Since they can be considered as the best simulations of the set of experiments they belong to, ARP02 and ECM03 were considered as the reference experiments of the ARP and the ECM simulations, respectively.

5. Predictability of the precipitation and the cloud cover

With the reference experiments defined, the time evolution of the differences between the various simulations can be discussed. In the following sections, the differences between the experiments and their respective control runs will be referred to as perturbations, anomalies or merely differences. In this section, we will examine the differences in the precipitation and cloud forecasts between the perturbed simulations and their respective references.

5.1. Uncertainty in the 10 km precipitation forecast

The 6 h accumulated rainfall difference (on 10 November from 0600 UTC to 1200 UTC) between each experiment and its reference run is shown in Figure 6. The main ARP01 anomalies lie in localized differences of

intensity that exceed 40 mm/(6 h) in many areas. Over the Algerian coast, the ARP01 maximum, located to the east of the ARP02 one, induces accumulated precipitation differences greater than 80 mm/(6 h). The ARP03 difference field displays a negative/positive dipole that results mainly from a north-eastward shift of the main precipitating area. Therefore, the ARP03 precipitation forecast exhibits differences on a larger scale than that of ARP01 but with similar intensities. Surprisingly, the anomaly patterns of ECM01 and ECM02 look similar and are a combination of intensity and location differences. For example, the differences in the location of the maximum rainfall lead to differences exceeding -50 mm/(6 h) off Algiers and 50 mm/(6 h) along the Algerian coast. Also, ECM01 and ECM02 simulate moderate rainfall some hundred kilometres to the south of the Balearic Islands while the ECM03 reference does not, leading to large positive anomalies of about 50 mm/(6 h).

5.2. Uncertainty in the 10 km cloud cover forecast

The time evolution of the RMSE-SAT and the ETS-SAT when the perturbed simulations are compared against their reference over domain D is shown in Figure 7. ARP01 performed better than ARP03 in modelling the cloudiness and the convective activity of ARP02, particularly during the morning of 10 November, when ARP02 produced its second peak of convection. This quantitative result confirms the previous comparisons of the 10 km precipitation forecast (section 5.1). Before 10 November at 0000 UTC, the ECM02 differences are smaller than those of ECM01 (for example, on 9 November at 1600 UTC, the ECM01 RMSE-SAT is 70% greater than that of ECM02), but after this period the scores of both ECM simulations remain almost the same until the end of the simulation. Note that ARP01 and the ECM experiments are better able to reproduce the periods of strong convection of their respective references (lower RMSE-SAT and higher ETS-SAT) than those of weaker convection (i.e. from 9 November 2200 UTC to 10 November 0400 UTC and after 10 November 0800 UTC).

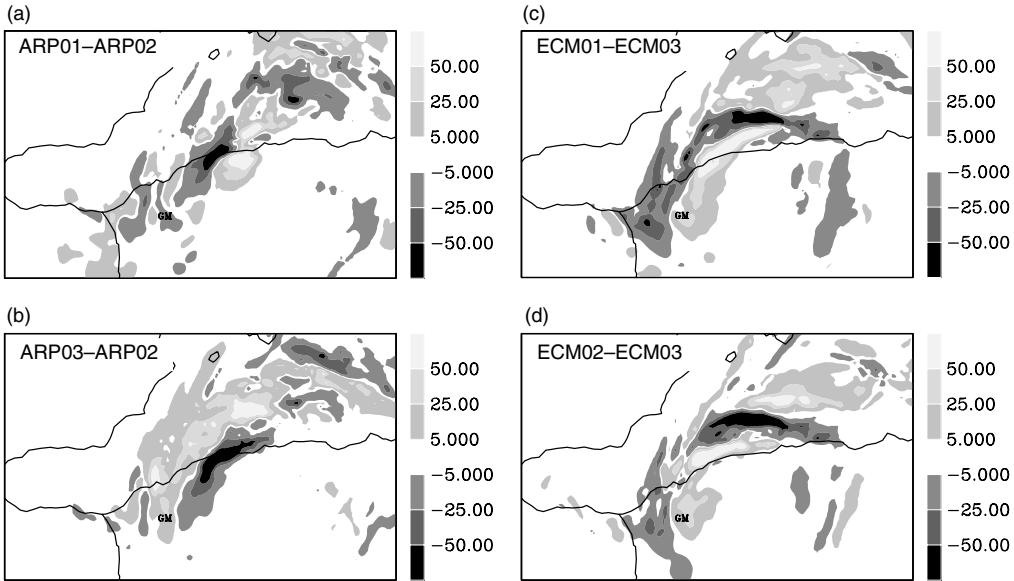


Figure 6. Results at 10 km resolution: Difference of the 6 h accumulated rainfall (mm) valid on 10 November 2001 at 1200 UTC between (a) ARP01 and ARP02, (b) ARP03 and ARP02, (c) ECM01 and ECM03 and (d) ECM02 and ECM03.

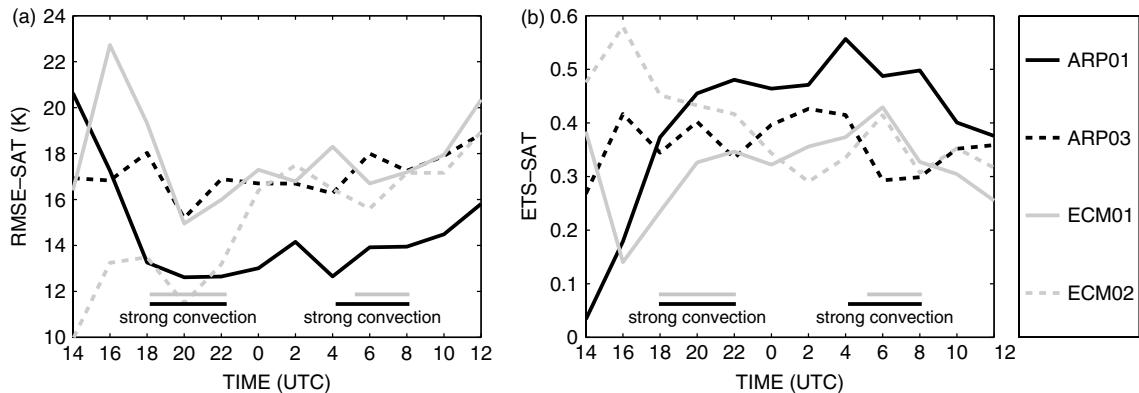


Figure 7. (a) Results at 10 km resolution: time evolution of the r.m.s. difference of synthetic brightness temperatures (K) between the perturbed experiments (ARP01 and ARP03 (ECM01 and ECM02) for the ARP (ECM) experiments) and their references (ARP02 (ECM03)) averaged over the domain D from 9 November 2001 at 1400 UTC to 10 November 2001 at 1200 UTC; (b) as (a) but for the equitable threat score. The time interval corresponding to the peaks of convective activity is marked for ARP02 (black lines) and ECM03 (grey lines).

5.3. Summary

From the investigation of the forecast differences of precipitation and cloud at 10 km grid spacing, ARP01 is the simulation that best matches its reference. During the period of heaviest rainfall over north Africa, the ARP03 and ECM experiments show anomalies that cover broader areas than the ARP01 ones. Also, the quantitative examination of the cloud cover predictability reveals that ARP01 is clearly the experiment that best reproduces the convective activity of its reference.

6. Predictability of mesoscale dynamical features

Obviously, the perturbations introduced by the lagged initialization method had a significant effect on the forecast of the precipitation and the cloud cover. We now

proceed to a dynamical analysis of the temporal evolution of these perturbations to understand how they introduced such a limitation on the predictability of rain and clouds.

6.1. Mesoscale dynamics in the ARP experiments

Figure 8 displays the time evolution of the 500-hPa geopotential height (hereafter called Z500) and the mean sea-level pressure (hereafter called MSLP) differences between the perturbed ARP experiments and ARP02. In the following, the simulation time is given with respect to the latter initialization time (for example, 0 h and 12 h correspond to 9 November 2001 1200 UTC and 10 November 2001 0000 UTC, respectively).

On 9 November at 1200 UTC (Figure 8(a)), ARP01 displays a weak negative difference of the Z500 (lower than 10 m) over Spain and only small-scale MSLP differences that are confined to the relief (for example, over

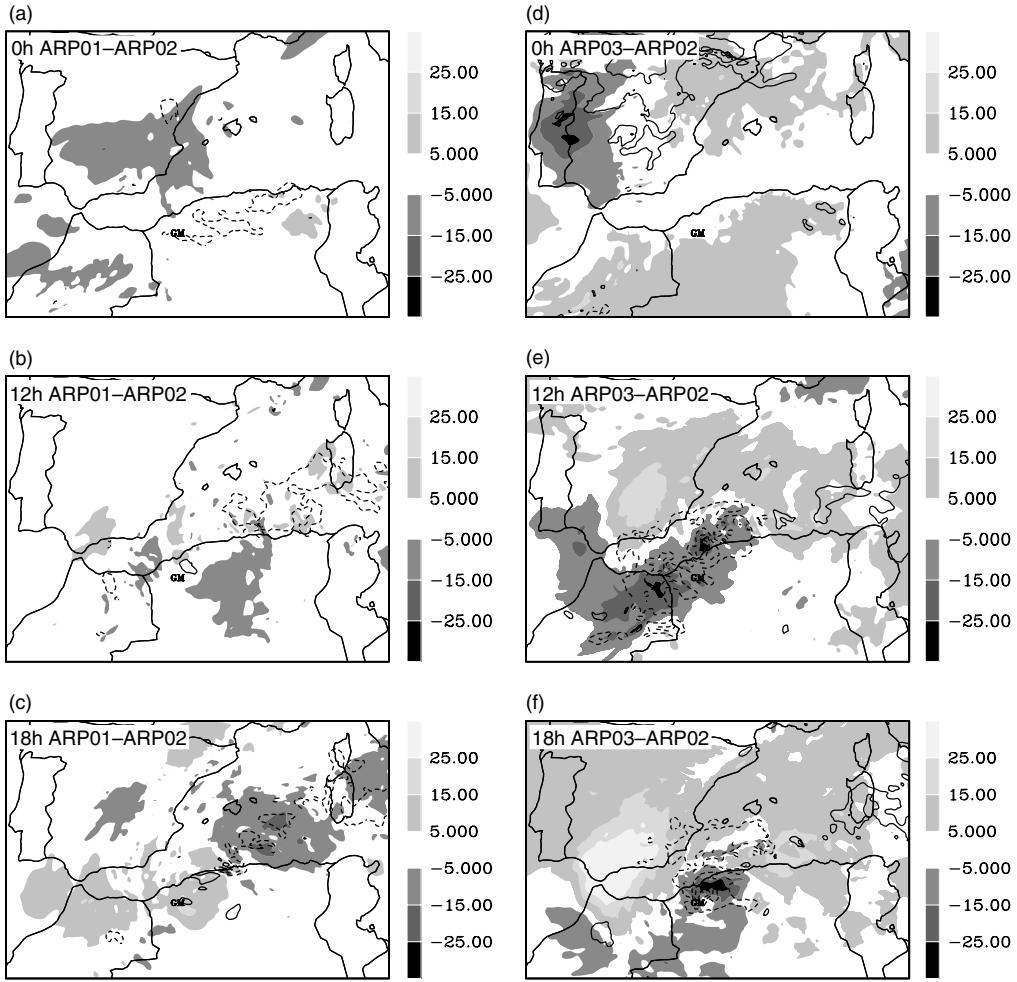


Figure 8. Results at 10 km resolution: difference of the 500 hPa geopotential height (shaded, m) and the mean sea-level pressure (black lines, hPa, contour interval 2 hPa; dashed contours show negative values and zero contours are omitted) between ARP01 and ARP02 (panels (a), (b) and (c)) and ARP03 and ARP02 (panels (d), (e) and (f)). The simulation time after 9 November at 1200 UTC is listed in the upper-left corner of each picture.

the Algerian Atlas). The examination of the PV at upper levels (Figure 10(a)) does not reveal any particular features that could be related to the weak Z500 perturbations (Figure 8(a)). In contrast, ARP03 exhibits strong Z500 differences at 0 h (Figure 8(d)) over the Iberian Peninsula, in the area of maximum deepening of the upper-level trough (Figure 1(a)). The maximum anomaly reaches more than -25 m over Portugal and it is correlated with large PV perturbations in the upper troposphere (more than 3 PVU, Figure 10(b)). Note that the broad positive MSLP and Z500 anomalies in ARP03 on 9 November at 1200 UTC are merely due to stronger pressure gradients at low and mid levels in ARP03 than in ARP02.

After 12 h of simulation (Figure 8(b)), the main ARP01 differences were located over the developing surface low but remained negligible. On 10 November at 0600 UTC (Figure 8(c)), these differences had intensified slightly and reached absolute values of about 17 m and 5 hPa for the Z500 and the MSLP fields respectively. At this time, the low- and upper-level perturbations were collocated,

suggesting a possible interaction between the upper- and lower-level flows. This interaction was much more striking in the ARP03 anomalies, as shown in Figure 8(e). The large initial Z500 perturbation was advected south-eastward where negative MSLP perturbations intensified. In the following 6 hours (Figure 8(f)) the maximum differences remained localized over western Algeria with values of around -30 m and -10 hPa for the Z500 and the MSLP field respectively.

In the ARP03 case, the mechanism for perturbation growth fits well with the dynamical explanation of the storm development given by Tripoli *et al.* (2005). In short, deep convection developed over the north-western Algerian coast, leading to the generation of positive PV anomalies (by latent-heat release) at low and mid levels associated with strong cyclonic circulation on the whole troposphere. The development of such a circulation associated with the deep ARP03 upper-level anomaly propagating south-eastwards led to a premature and rapid

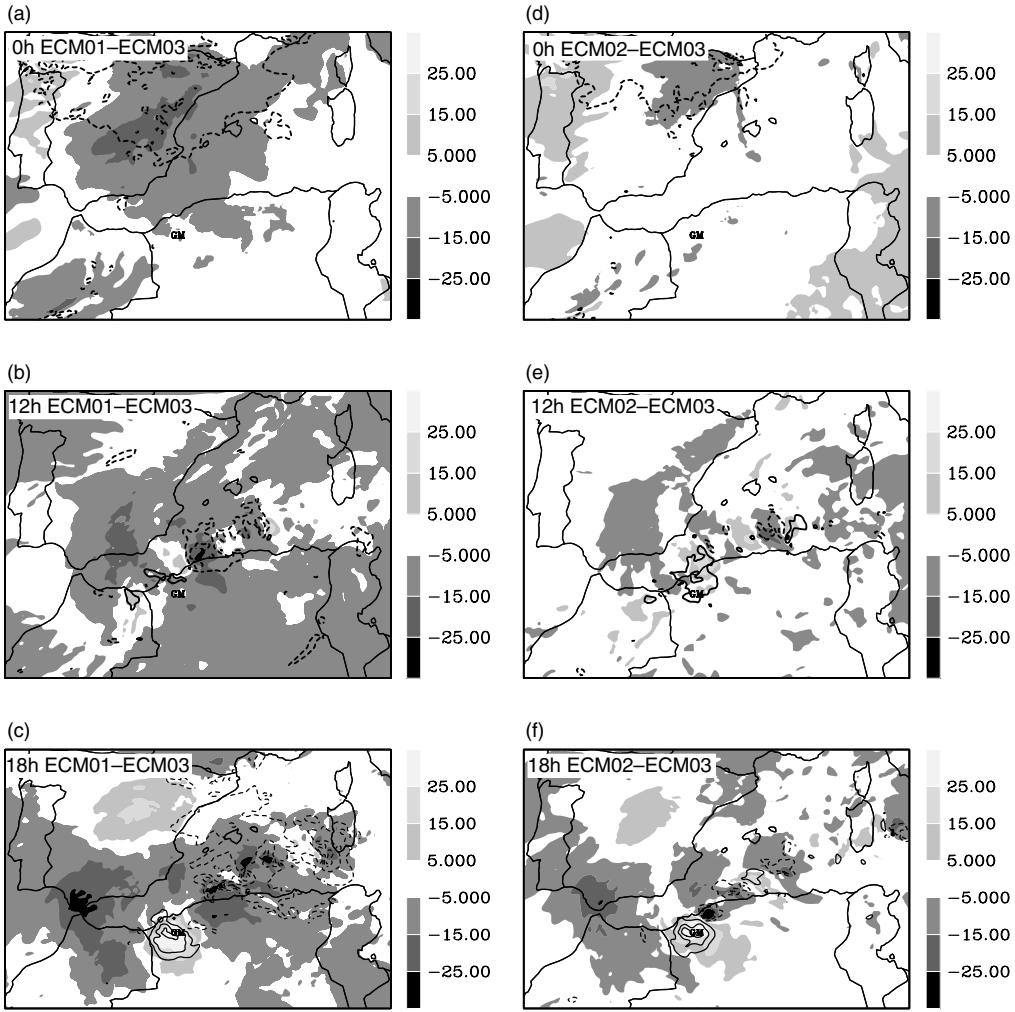


Figure 9. As Figure 8, but the differences are computed between ECM01 and ECM03 ((a), (b) and (c)) and ECM02 and ECM03 ((d), (e) and (f)).

deepening of both the low-level cyclone and the upper-level trough.

6.2. Mesoscale dynamics in the ECM experiments

The time evolution of the Z500 and MSLP differences between the ECM perturbed experiments and ECM03 is shown in Figure 9. On 9 November at 1200 UTC, the anomaly fields of ECM01 and ECM02 exhibit positive Z500 perturbations associated with strong PV differences at upper levels. Like ARP03 with respect to its reference, ECM01 and ECM02 show a clear, albeit weaker, perturbation signal on the deepening of the upper-level trough. The absolute perturbation magnitude does not exceed 15 m (2 PVU) for the ECM experiments while it is almost 30 m (3 PVU) for ARP03. Note that the wide negative MSLP anomaly pattern (over northern Spain) in Figure 9(a) and (d) is due to a stronger pressure gradient in ECM01 and ECM02 than in ECM03.

After 18 h of simulation, ECM01 and ECM02 display collocated positive MSLP and Z500 anomalies over

north-west Algeria. These anomalies are of almost the same magnitude and scale, and result from a more pronounced coupling between the upper-level PV anomaly and the low-level flow in ECM03. The MSLP differences observed over the sea are instead associated with strong moist convection, which tends to decrease pressure values locally.

6.3. Discussion

As a means to assess the importance of the magnitude (relative to the horizontal structure) of the initial perturbation of the upper-level trough, ARP02 and ECM02 were simultaneously compared with ECM03, taken here as the reference run for the two experiments. The time evolution of the Z500 and MSLP differences between the ARP02 and ECM03 is shown in Figure 11. On 9 November 2001 at 1200 UTC the ARP02 and ECM02 experiments show similar (in terms of structure) Z500 perturbations of the deep upper-level trough located over Portugal (Figures 9(d), 11(a) and 1(a)). However, they differ in

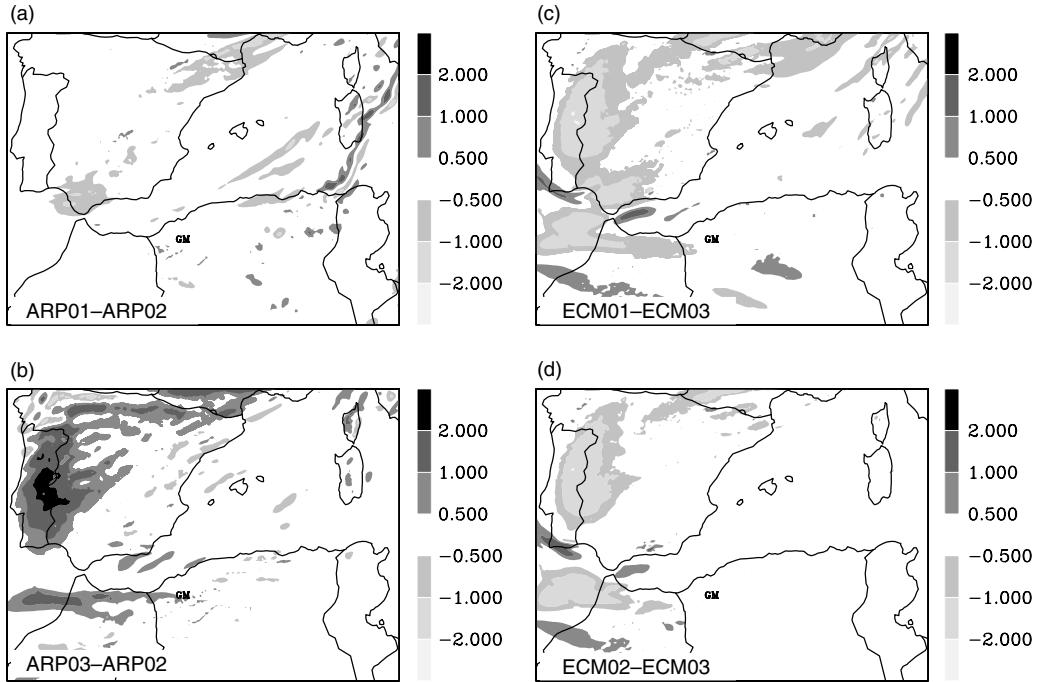


Figure 10. Results at 10 km resolution: difference of the vertically integrated (500–150 hPa) potential vorticity (PVU) valid on 9 November 2001 at 1200 UTC between (a) ARP01 and ARP02, (b) ARP03 and ARP02, (c) ECM01 and ECM03 and (d) ECM02 and ECM03.

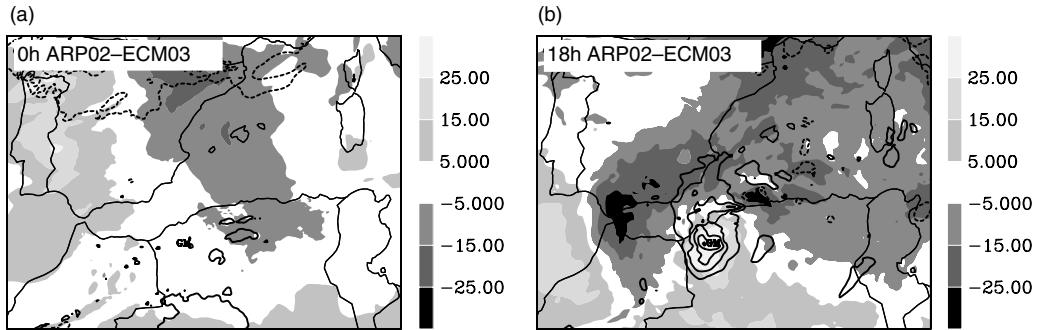


Figure 11. Results at 10 km resolution: difference of the 500 hPa geopotential height (shaded, m) and the mean sea-level pressure (black lines, hPa, contour interval 2 hPa; dashed contours show negative values and zero contours are omitted) between ARP02 and ECM03 at (a) 0 h and (b) 18 h. In the upper left corner of each picture, 0 h and 18 h denote the simulation time after 9 November at 1200 UTC.

absolute magnitude as the maximum Z500 anomaly for ARP02 reaches 25 m against only 10 m for ECM02 at 0 h. In consequence, after 18 h of simulation (Figures 9(f) and 11(b)), ARP02 display Z500 and MSLP differences that are clearly larger (both in scale and intensity) than those of ECM02. These results indicate that, even though the horizontal shape of the perturbations of the upper-level trough may have an impact on the cyclone forecast, their intensity definitely reduces the level of predictability of the event under study.

7. Uncertainty in the development and location of the convection

In the previous section, the impact of the initial differences on the evolution of the surface cyclone was described. Although there is evidence of a relationship

between initial perturbations and forecast differences, it is necessary to find an explanation linking the evolution of the surface low and the forecast of the precipitation and the cloud cover. For this purpose, we propose to look in detail at the conditions leading to deep moist convection and the subsequent precipitation in each experiment. Figure 12 shows the 2000-m simulated radar reflectivity and the low-level horizontal wind field (taken at approximately 250 m height) for the six experiments on 10 November 2001 at 0800 UTC. This time corresponds to the time just before the peak of simulated precipitation over the Algerian coast.

For each experiment, the surface cyclone induced a strong north-easterly wind (hereafter referred as a low-level jet) over the Mediterranean Sea. The complex structure of the low-level flow also brought into play easterly winds that converged with the strong low-level

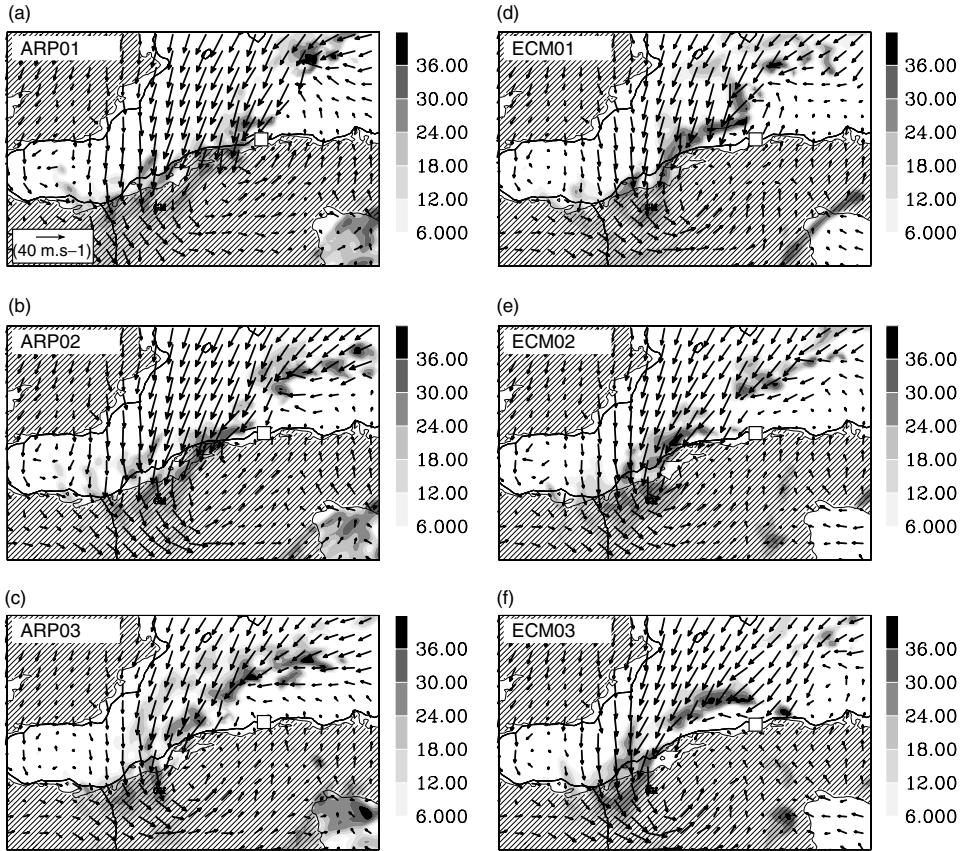


Figure 12. Results at 10 km resolution valid on 10 November 2001 at 0800 UTC: 2000 m simulated radar reflectivities (shaded, dBZ) and horizontal wind field on model level 6 (arrows) obtained from the (a) ARP01, (b) ARP02, (c) ARP03, (d) ECM01, (e) ECM02 and (f) ECM03 experiments. The model level 6 reaches approximately 250 m above the ground. The hatched area delimited by the thin black line denotes relief higher than 250 m. The small white square plotted on each picture denotes the location of Algiers.

jet over the sea. For ARP01 and ARP02 (Figures 12(a) and (b)), the low-level jet was almost perpendicular to the coastal relief of western Algeria, resulting in strong convection from orographic forcing. For these two simulations, secondary convective cells developed to the south/south-west of the Balearic Islands, where the above-mentioned easterly winds converged with the jet. ARP03, which exhibited the largest differences (relative to ARP02) in the cyclone forecast, simulated a low-level jet shifted westward when compared with that of ARP02 (and ARP01) and failed to produce deep convection over the relief located to the west of Algiers. Obviously, the major convective activity of ARP03 was located over the sea, where the low-level winds converge. None of the ECM experiments was able to produce strong orographic convection in the vicinity of Algiers but mainly over north-western Algeria. In section 5.1, we pointed out that the ECM03 maximum rainfall was located offshore of Algiers, further north than the simulated precipitation of ECM01 and ECM02. This result is clearly linked to the evolution of the low-level flow in ECM03. In fact, the structure of the low-level wind in ECM03 induced convergence and deep convection over the sea, off Algiers (Figure 12(f)).

8. Summary and further discussion

The influence of initial condition uncertainties on numerical simulations of a deep cyclone and its associated precipitation pattern has been investigated. A simple strategy has been defined to generate two sets of various pseudo-initial states exhibiting some differences on the mesoscale. None of the simulations was able to accurately reproduce the intense rainfall observed over Algiers on the morning of 10 November 2001. However, some qualitative and quantitative comparisons of the experiments against rain-gauge and satellite observations highlighted two simulations that served as reference runs for their respective sets of experiments. It has been shown that the perturbations introduced initially propagate and intensify throughout the simulations, leading to some discrepancy in the precipitation forecast. Quantitative assessments based on the comparison of the simulated brightness temperature fields provided results in agreement with those obtained by the investigation of the precipitation forecast, i.e. the experiments that displayed the largest precipitation anomalies also showed the largest cloud cover perturbations.

To investigate possible causes of such variations within this small ensemble of simulations, a dynamical analysis of each experiment was carried out. It showed that minor

initial differences in the depth of the upper-level cold trough (and the intensity of the associated positive PV anomaly) may propagate and intensify, strongly impacting the surface cyclone forecast. We found that the intensity of the perturbation of the depth of the upper-level trough at initial time had more impact on the forecast than did its horizontal extent. Thus, the simulations with the deepest upper-level trough produced a premature coupling and strong interaction of the low-level flow with the upper-tropospheric positive PV anomaly, leading to fast deepening and northward motion of the cyclone, a result already noted by Homar and Stensrud (2004), who conducted some sensitivity tests on the same case study. A closer look at the development of deep convection in each experiment showed that small-scale differences observed in the precipitation fields were directly related to the cyclone forecast and thus to the propagation of the initial perturbations. Slight changes in the surface cyclone forecast led to drastic modifications of the low-level flow and impacted the generation of deep convective clouds and their associated precipitation.

This work has only presented results concerning the predictability of a specific Mediterranean cyclone and its associated heavy precipitation. However, since the event under study was associated with the typical meteorological environment that commonly characterizes Mediterranean cyclones, it can be speculated that the conclusions drawn here can be extended to this type of Mediterranean weather. Furthermore, these results are in agreement with previous studies dealing with the impact of upper-tropospheric positive PV anomalies on cyclogenesis in the Mediterranean (e.g. Romero, 2001; Homar *et al.*, 2003; Homar and Stensrud, 2004). The present study also confirmed that uncertainties in the initial state may lead to large differences in mesoscale short-range forecasting of deep moist convection and intense precipitation, and suggested that ensemble forecasting may be advisable for this type of weather event.

In future work, we plan to perform some experiments aimed at reducing the initial error in the upper-level trough. For this purpose, a method consisting of combining METEOSAT7 water vapour observations and PV inversion (Arbogast *et al.*, 2008) will be used to provide perturbed, but improved, initial conditions to high-resolution MESO-NH simulations.

Acknowledgement

The authors thank the two reviewers for their helpful comments. This study was supported by the Action Coordonnée Incitative/Fonds National de la Science (ACI/FNS) *Aléas et Changements Globaux* programme. Computational resources were provided by IDRIS (under project 070569-CP1). METEOSAT7 observations were contributed by SATMOS and rain-gauge data were provided by Météo-France.

References

Alpert P, Neeman BU, Shay-El Y. 1990. Climatological analyses of Mediterranean cyclones using ECMWF data. *Tellus* **42A**: 65–77.

Arbogast P, Maynard K, Crepin F. 2008. Ertel potential vorticity inversion using a digital filter initialization method. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **134**: 1287–1296.

Argence S, Lambert D, Richard E, Söhne N, Chaboureau JP, Crépin F, Arbogast P. 2006. High resolution numerical study of the Algiers 2001 flash flood: Sensitivity to the upper-level potential vorticity anomaly. *Adv. Geosciences* **7**: 251–257.

Asselin R. 1972. Frequency filter for time integrations. *Mon. Weather Rev.* **100**: 487–490.

Bechtold P, Bazile E, Guichard F, Mascart P, Richard E. 2001. A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **127**: 869–886.

Bougeault P, Lacarrère P. 1989. Parameterization of orography-induced turbulence in a meso-beta scale model. *Mon. Weather Rev.* **117**: 1870–1888.

Bougeault P, Binder P, Buzzi A, Dirks R, Houze RA, Kuettner J, Smith RB, Steinacker R, Volkert H. 2001. The MAP special observing period. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **82**: 433–462.

Buzzi P, Foschini L. 2000. Mesoscale meteorological features associated with heavy precipitation in the Southern alpine region. *Meteorol. Atmos. Phys.* **72**: 131–146.

Chaboureau JP, Cammas JP, Mascart P, Pinty JP, Claud C, Roca R, Morcrette JJ. 2000. Evaluation of a cloud system life-cycle simulated by Meso-NH during FASTEX using METEOSAT radiances and TOVS-3I cloud retrievals. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **126**: 1735–1750.

Chaboureau JP, Cammas JP, Mascart P, Pinty JP, Lafore JP. 2002. Mesoscale model cloud scheme assessment using satellite observations. *J. Geophys. Res.* **107**: D4301, doi:10.1029/2001JD000714.

Chaboureau JP, Claud C. 2006. Satellite-based climatology of Mediterranean cloud systems and their association with large-scale circulation. *J. Geophys. Res.* **111**: D01102, doi:10.1029/2005JD006460.

Cuxart J, Bougeault P, Redelsperger, JP. 2000. A turbulence scheme allowing for mesoscale large-eddy simulations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **127**: 869–886.

Delrieu G, Ducrocq V, Gaume E, Nicol J, Payrastre O, Yates E, Kirstetter PE, Andrieu H, Ayrat PA, Bouvier C, Creutin JD, Livet M, Anquetin S, Lang M, Neppel L, Obled C, Parent-du-Châtelet J, Saulnier GM, Walpersdorf A, Wobrock W. 2005. The catastrophic flash-flood event of 8 September 2002 in the Gard region, France: A first case study for the Cévennes-Vivarais Mediterranean hydrometeorological observatory. *J. Hydrometeorology* **6**: 34–52.

Ducrocq V, Ricard D, Lafore JP, Orain F. 2002. Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over France: On the importance of the initial humidity field. *Weather and Forecasting* **17**: 1236–1256.

Ducrocq V, Nuissier O, Ricard D, Lebeaupin C, Thouvenin T. 2007. A numerical study of three catastrophic events over Southern France. Part II: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **134**: 131–145.

Ehrendorfer SM. 1997. Aspects of effective mesoscale, short-range ensemble forecasting: a review. *Meteorol. Zeitschrift* **6**: 147–183.

Faccani C, Cimini D, Marzano FS, Ferretti R. 2007. Three-dimensional variational assimilation of special sensor microwave/imager data into a mesoscale weather-prediction model: A case study. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **133**: 1295–1307.

Ferretti R, Low Nam S, Rotunno R. 2000. Numerical simulations of the Piedmont flood of 4th November 1994. *Tellus* **52A**: 162–180.

Hohenegger C, Lüthi D, Schär C. 2006. Predictability mysteries in cloud-resolving models. *Mon. Weather Rev.* **134**: 2095–2107.

Hoinka KP, Schwierz C, Martius O. 2006. Synoptic-scale weather patterns during Alpine heavy rain events. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **132**: 2853–2860.

Homar V, Romero R, Stensrud DJ, Ramis C, Alonso S. 2003. Numerical diagnosis of a small, quasi-tropical cyclone over the western Mediterranean: Dynamical vs. boundary factors. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **129**: 1469–1490.

Homar V, Stensrud DJ. 2004. Sensitivities of an intense Mediterranean cyclone: analyses and validation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **130**: 2519–2540.

Kain JS, Fritsch JM. 1993. Convective parameterization for mesoscale models: the Kain-Fritsch scheme. Pp. 165–170 in *The representation of cumulus convection in numerical models*, Meteorological Monograph, N46. American Meteorological Society: Boston

Keil C, Craig GC. 2007. A displacement-based error measure applied in a regional ensemble forecasting system. *Mon. Weather Rev.* **135**: 3248–3259.

Lafore JP, Stein J, Asencio N, Bougeault P, Ducrocq V, Duron J, Fisher C, Héreil P, Mascart P, Masson V, Pinty JP, Redelsperger JL, Richard E, Villà-Guerau de Arellano J. 1998. The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. *Ann. Geophys.* **16**: 90–109.

Lagouvardos K, Kotroni V. 2005. Improvement of high-resolution weather forecasts through humidity adjustment based on satellite data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **131**: 2695–2712.

Lagouvardos K, Kotroni V, Defer E. 2007. The 21–22 January 2004 explosive cyclogenesis over the Aegean sea: observations and model analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **133**: 1519–1531.

Lambert D, Arbogast P, Cammas JP, Donnadille J, Mascart P. 2004. A cold-air cyclogenesis study using a potential vorticity inversion method. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **130**: 2953–2970.

Lebeaupin C, Ducrocq V, Giordani H. 2006. Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts. *J. Geophys. Res.* **111**: D12110, doi:10.1029/2005JD006541.

Lipps F, Helmer RS. 1982. A scale analyses of deep moist convection and some related numerical calculations. *J. Atmos. Sci.* **39**, 2192–2210.

Lorenz EN. 1963. Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.* **20**: 130–141.

Martín A, Romero R, Homar V, De Luque A, Alonso S, Rigo T, Llasat MC. 2007. Sensitivities of a flash flood event over Catalonia: A numerical analysis. *Mon. Weather Rev.* **135**: 651–669.

Messinger F, Arakawa A. 1976. Numerical methods used in atmospheric models. GARP Tech. Rep. 17, WMO/ICSU: Geneva.

Molteni F, Palmer T. 1993. Predictability and finite-time instability of the northern winter circulation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **119**: 269–298.

Nuissier O, Ducrocq V, Ricard D, Lebeaupin C, Anquetin S. 2007. A numerical study of three catastrophic events over Southern France. Part I: Numerical framework and synoptic ingredients. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **134**: 111–130.

Palmer T. 2000. Predicting uncertainty in forecasts of weather and climate. *Rep. Prog. Phys.*, **63**: 71–116.

Picornell MA, Jansà A, Genovés A, Campins J. 2001. Automated database of mesocyclones from the HIRLAM (INM)-0.5° analyses in the Western Mediterranean. *Int. J. Climatol.* **21**: 335–354.

Pinty JP, Jabouille P. 1998. A mixed phase cloud parametrization for use in mesoscale non-hydrostatic models: Simulations of a squall-line and of orographic precipitation. Pp. 217–220 in *Proc. AMS conference on cloud physics, August 1999*. Everett, WA.

Pradier S, Chong M, Roux F. 2002. Radar observations and numerical modeling of a precipitating line during MAP IOP 5. *Mon. Weather Rev.* **130**: 2533–2553.

Romero R. 2001. Sensitivity of a heavy-rain-producing Western Mediterranean cyclone to embedded potential-vorticity anomalies. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **127**: 2559–2597.

Romero R, Ramis C, Alonso S. 1997. Numerical simulation of an extreme rainfall event in Catalonia: Role of orography and evaporation from the sea. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **123**: 537–559.

Romero R, Martín A, Homar V, Alonso S, Ramis C. 2005. Predictability of prototype flash flood events in the Western Mediterranean under uncertainties of the precursor upper-level disturbance: The HYDROPTIMET case studies. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **5**: 505–525.

Rotunno R, Ferretti R. 2001. Mechanisms of intense alpine rainfall. *J. Atmos. Sci.* **58**: 1732–1749.

Saunders R, Maticardi M, Brunel P, English S, Bauer P, O’Keefe U, Francis P, Rayer P. 2005. *RTTOV-8 science and validation report, technical report*. Numer. Weather Predict. Satell. Appl. Facil.: Exeter.

Tan Z, Zhang F, Rotunno R, Snyder C. 2004. Mesoscale predictability of moist baroclinic waves: Experiments with parameterized convection. *J. Atmos. Sci.* **61**: 1794–1804.

Tribbia JJ, Baumhefner DP. 2004. Scale interactions and atmospheric predictability: An updated perspective. *Mon. Weather Rev.* **132**: 703–713.

Tripoli GJ, Medaglia CM, Dietrich S, Mugnai A, Panegrossi G, Pinori S, Smith EA. 2005. The 9–10 November 2001 Algerian Flood. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **86**: 1229–1235.

Walser A, Lüthi D, Schär C. 2004. Predictability of precipitation in a cloud-resolving model. *Mon. Weather Rev.* **132**: 560–577.

Zhang F, Snyder C, Rotunno R. 2002. Mesoscale predictability of the ‘surprise’ 24–25 January 2000 snowstorm. *Mon. Weather Rev.* **130**: 1617–1632.

Amélioration de la prévision des dépressions Méditerranéennes en appliquant des modifications locales de tourbillon potentiel

Dans cette troisième et dernière partie, nous proposons d'étudier l'influence de modifications locales de tourbillon potentiel sur la prévision numérique de l'événement extrême déjà décrit dans la partie II. Dans le chapitre 6, nous nous attachons à expliquer les principales raisons qui nous ont menés à réaliser ce travail ainsi que l'intérêt qu'il présente pour la prévision d'événements intenses en Méditerranée. Les théories et méthodes numériques impliquées dans cette étude seront ensuite présentées dans le chapitre 7. Le chapitre 8 présente enfin la synthèse des principaux résultats obtenus au travers d'un article (Argence et al. [2009]).



Chapitre 6

Contexte de l'étude

Sommaire

6.1 Retour sur quelques études récentes de cyclogenèses en Atlantique Nord	85
6.2 Intérêt de l'étude pour la prévision des dépressions Méditerranéennes	86

Comme discuté précédemment, la qualité de la prévision de cas extrêmes est fortement liée à celle des conditions initiales qui lui sont fournies, ces conditions dépendant elles-mêmes du système d'assimilation utilisé. Nous avons vu que des méthodes pointues d'assimilation de données avaient été développées ces dernières années afin de produire les analyses les plus proches de l'état réel de l'atmosphère (c'est aussi le cas pour l'océan). Cependant, si ces systèmes fonctionnant en routine fournissent des résultats de qualité, il se peut que dans certaines zones peu couvertes par les réseaux d'observations (en particulier, les zones océaniques et les régions de la haute troposphère), les analyses soient entachées d'erreurs. Dans ces cas-là, l'intervention du prévisionniste semble essentielle pour vérifier la cohérence entre les champs du modèle et les observations disponibles. Les images satellites obtenues dans le canal vapeur d'eau des satellites géostationnaires représentent une source d'informations particulièrement utiles pour l'interprétation de processus dynamiques dans l'atmosphère. En effet, savoir interpréter le développement de certaines structures présentes dans les images satellites peut permettre aux prévisionnistes de prévoir sur une échéance plus ou moins longue l'occurrence de tel ou tel type d'événement, par exemple le développement d'une cyclogenèse ou encore de foyers orageux.

Ainsi, quelques auteurs ont récemment proposé de combiner l'information apportée par l'imagerie vapeur d'eau (VE), qui nous donne une idée de la dynamique au voisinage de la tropopause, à des champs issus de modèles de prévision afin de tester la validité de ces derniers et de les modifier en cas de désaccord avec l'observation. En particulier, ces mêmes auteurs ont fait le choix d'utiliser le tourbillon potentiel (TP) comme variable de comparaison aux observations puisqu'il peut à lui-seul permettre de diagnostiquer la structure de la tropopause dynamique et donc d'établir une comparaison directe avec l'imagerie satellite dans le canal VE. Notons que la tropopause dynamique est définie comme étant la région au sein de laquelle les valeurs de TP passent rapidement de 1 à 3 PVU. Entre autres, on peut la diagnostiquer en utilisant des cartes de la topographie de l'isosurface 1.5 PVU ou de champs de TP sur une surface isentrope ou isobare donnée (généralement entre 300 et 400 hPa). Ainsi, l'idée de base revient à comparer des champs de TP dérivés d'une analyse (ou d'une prévision) aux observations satellites dans le canal VE à la même échéance, puis de corriger si nécessaire ces champs (en terme de TP) afin de construire un champ modèle en meilleur accord avec l'observation.

Bien qu'assez subjective, cette méthode a prouvé son efficacité sur de nombreux cas de tempêtes en Atlantique et demande à être testée sur des phénomènes de plus

petite échelle tels que les événements de pluies intenses en Méditerranée. Dans ce chapitre, nous reviendrons brièvement sur quelques études récentes qui ont montré la fiabilité de la méthode sur des cas de cyclogenèses Atlantiques puis nous nous intéresserons à l'intérêt qu'elle présente pour l'étude d'événements Méditerranéens.

6.1 Retour sur quelques études récentes de cyclogenèses en Atlantique Nord

Depuis les premiers travaux conduits par *Hoskins et al. [1985]*, de nombreuses études se sont attachées à décrire la dynamique et la physique des cyclones extra-tropicaux au travers de concepts liés au TP (*PV-Thinking* en anglais ; e.g. *Whitaker et al. [1988]* ou encore *Reed et al. [1992]*). L'utilisation de la corrélation étroite qui lie les champs de TP en haute troposphère aux structures révélées par l'imagerie VE n'a cependant été réellement exploitée qu'au cours des années 90 (e.g. *Mansfield [1996]* ; *Demirtas et Thorpe [1999]*). En effet, si l'on savait déjà que l'imagerie satellitaire dans le canal VE fournissait des informations quant à la dynamique de l'atmosphère au voisinage de la tropopause, peu d'auteurs avaient encore utilisé cette information afin de diagnostiquer de possibles erreurs d'analyse ou de prévision. *Demirtas et Thorpe [1999]* ont ainsi ouvert la voie à de nombreux travaux utilisant la comparaison TP/imagerie VE afin de corriger de possibles erreurs de modélisation.

La plupart des travaux qui ont suivi ceux de *Demirtas et Thorpe [1999]* ont porté sur l'étude de violentes tempêtes hivernales typiques de l'Atlantique Nord dont certaines avaient été très mal prévues par les centres météorologiques opérationnels de bon nombre de pays d'Europe (e.g. *Hello et Arbogast [2004]* ; *Guerin et al. [2006]* ; *Røsting et Kristjánsson [2006]* ; *Manders et al. [2007]* ; *Røsting et Kristjánsson [2008]*). Si toutes ces études ont utilisé la comparaison entre champs de TP au voisinage de la tropopause (altitude de la 1.5 PVU, TP à 315 K ou 300 hPa, etc.) et imagerie satellitaire dans le canal VE, l'introduction de modifications dans les analyses ainsi évaluées a été réalisée selon différents critères et diverses méthodes. Par exemple, *Røsting et Kristjánsson [2006]* et *Røsting et Kristjánsson [2008]* ont réalisé des calculs de zones sensibles (en utilisant la méthode des vecteurs singuliers) afin d'optimiser la structure tri-dimensionnelle (étendue horizontale et verticale) de leurs modifications de TP qui étaient effectuées de manière interactive à l'aide d'une interface graphique. Dans leur étude, *Guerin et al. [2006]* n'utilisaient que la comparaison visuelle TP/imagerie VE afin de détecter de possibles erreurs d'analyse et

dans les cas où le modèle divergeait de l'observation satellite, des corrections du champ de TP étaient effectuées *via* l'assimilation de pseudo-observations de TP.

Ces différentes études ont toutes montré les bénéfices engendrés par des modifications de TP en altitude, que ce soit pour ajuster la profondeur d'un thalweg ou encore la courbure d'une dorsale. *Røsting et Kristjánsson* [2008] sont allés plus loin en proposant d'introduire des corrections du champ d'humidité (par exemple, l'intensification d'une anomalie de tropopause s'accompagne d'une diminution de l'humidité relative dans cette anomalie), d'une part, et du TP en basses couches d'autre part (en effet, il est fréquent que les analyses sous-estiment la valeur de noyaux positifs de TP au coeur de cyclones extratropicaux en cours de développement). Si la correction des valeurs de tourbillon dans la basse troposphère a prouvé son efficacité, l'introduction de corrections en terme d'humidité relative n'a eu quasiment aucun effet sur leurs simulations.

6.2 Intérêt de l'étude pour la prévision des dépressions Méditerranéennes

Bien que le nombre de cas examinés soit faible, il apparaît clair qu'introduire des modifications locales de TP (en accord avec l'observation satellite) au sein du processus d'analyse conduit à une amélioration quasi-systématique de la prévision des dépressions qui balayent l'Atlantique Nord. Cependant, la méthode ne rencontre encore que peu de succès auprès des personnes travaillant sur la prévision de phénomènes violents qui touchent le bassin Méditerranéen. A ma connaissance, seuls quelques auteurs ont utilisé le lien TP/imagerie VE lors d'études d'événements intenses en Méditerranée (e.g. *Georgiev* [1999]; *Lagouvardos et Kotroni* [2000]; *Georgiev et Martín* [2001]). Par exemple, partant d'un cas d'étude unique, *Georgiev* [1999] a tenté d'établir une relation quantitative entre des données issues du canal VE de Meteosat et des anomalies positives de TP à 500 hPa. Ainsi, il établit un coefficient de corrélation compris entre 0.58 et 0.64 pour ce cas de cyclone Méditerranéen.

En revanche, aucune de ces études n'a utilisé de méthode d'inversion de TP afin de corriger des analyses de TP en désaccord avec l'observation satellite. Si de nombreux auteurs ont utilisé des méthodes d'inversion de TP dans le cadre d'études de sensibilité sur des cas typiques du bassin Méditerranéen (e.g. *Fehlmann et al.* [2000]; *Romero* [2001]; *Romero* [2008]), seuls quelques travaux ont porté sur des

6.2 Intérêt de l'étude pour la prévision des dépressions Méditerranéennes

modifications de TP destinées à produire des analyses numériques de meilleure qualité (e.g. *Fehlmann et Davies* [1997]). Etant donné le grand nombre d'événements précipitants intenses Méditerranéens qui sont accompagnés d'une intrusion d'air stratosphérique, les possibles bénéfices liés à l'utilisation d'une telle méthode de correction méritent d'être examinés. Nous avons ainsi décidé de nous focaliser sur le cas d'étude décrit et utilisé dans la partie précédente afin d'appliquer des corrections de TP guidées par l'imagerie satellite issue du canal VE de Meteosat 7. Nous avons choisi d'utiliser le cas des inondations d'Alger de novembre 2001 pour deux raisons principales :

- Cet événement est extrêmement sensible à la dynamique d'altitude, garantissant ainsi un impact non-négligeable de modifications initiales de la topographie de la tropopause dynamique sur la prévision.
- L'inspection de l'analyse opérationnelle ARPEGE du 9 novembre 2001 à 1200 UTC a révélé un désaccord assez net entre des champs de TP d'altitude et l'observation VE issue de Meteosat 7 à la même date. De plus, la prévision opérationnelle ARPEGE démarrant à partir de cette analyse a fourni une mauvaise évaluation du creusement de la dépression de surface ainsi que des précipitations associées (distribution et intensité). Cet événement météorologique paraît ainsi parfaitement adéquat pour ce type d'étude.

Bien que le cas sélectionné soit *a priori* adapté à l'étude que nous désirons entreprendre, il ne faut pas oublier que la méthode de comparaison TP/imagerie VE a initialement été développée pour des situations météorologiques couvrant des échelles plus vastes que la plupart des événements intenses observés en Méditerranée. Néanmoins, comme nous le verrons par la suite, cette limitation n'aura pas été aussi contraignante que nous aurions pu le penser.

Chapitre 7

Théorie et méthodes

Sommaire

7.1 Relation “tourbillon potentiel / imagerie vapeur d'eau” : éléments de théorie	90
7.2 Introduction de corrections en terme de tourbillon potentiel dans un modèle numérique	92
7.3 Stratégies de modélisation et d'évaluation	93

Nous abordons dans ce chapitre les théories et méthodes sur lesquelles reposent les travaux présentés au chapitre 8. Nous rappelons les points clés concernant la relation TP/imagerie VE et décrivons assez succinctement la méthode utilisée afin d'introduire des corrections locales de TP dans une analyse (ou prévision) numérique. Enfin, nous terminerons ce chapitre par une présentation des expériences effectuées ainsi que des outils utilisés afin de réaliser une évaluation objective des différentes simulations.

7.1 Relation “tourbillon potentiel / imagerie vapeur d'eau” : éléments de théorie

Le canal VE de Meteosat 7, centré à $6.3 \mu\text{m}$, est sensible à l'absorption par la vapeur d'eau de l'émission infrarouge de la surface terrestre et des nuages dans la moyenne et la haute troposphère (approximativement entre 300 et 500 hPa ; *Weldon et Holmes [1991]*). Le rayonnement alors mesuré dans le canal VE est principalement affecté par le contenu en VE de l'atmosphère, la distribution verticale de la VE et sa température. Ainsi, les zones sèches de l'atmosphère apparaîtront plutôt foncées sur l'imagerie VE alors que les zones humides ou nuageuses seront claires. En terme de températures de brillance, les zones sèches et humides seront respectivement associées à des températures de brillances élevées et faibles.

Il est reconnu que dans les zones baroclines et dynamiquement actives, on observe une étroite correspondance entre les zones foncées (resp. claires) de l'imagerie VE et des anomalies positives (resp. négatives) de TP (e.g. *Mansfield [1996]* ; *Santuette et Georgiev [2005]* ; voir Figure 7.1). Ainsi, une intrusion sèche provenant de la stratosphère et pénétrant dans la haute troposphère apparaîtra comme foncée dans l'imagerie VE. De telles intrusions sont généralement associées à des anomalies positives de TP (zone A sur la Figure 7.1). Au contraire, des ascendances à l'avant d'une intrusion sèche ont tendance à advecter de l'air humide provenant des basses et moyennes couches de la troposphère et sont associées à des zones claires sur les images VE ainsi qu'à des valeurs élevées de la tropopause dynamique (traduites par des anomalies négatives de TP ; zone B sur la Figure 7.1). Aussi, une transition abrupte d'une zone claire à une zone foncée de l'imagerie VE peut repérer une région pour laquelle la hauteur de la tropopause dynamique varie rapidement et donc des gradients marqués de TP au niveau de la tropopause (zone C sur la Figure 7.1).

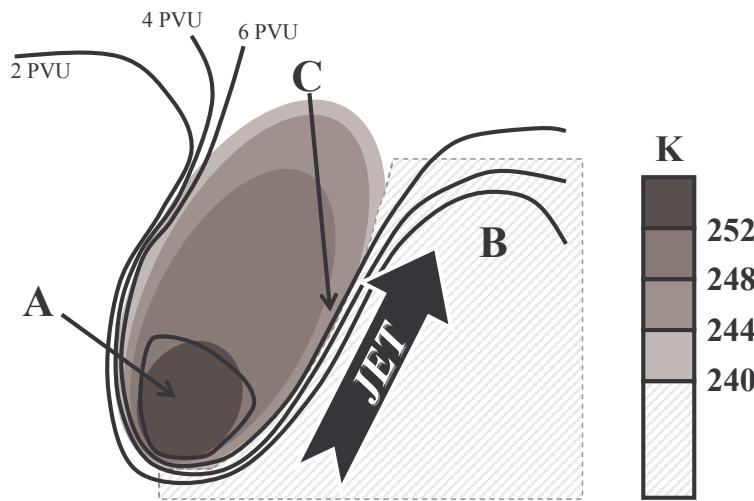


FIG. 7.1 – Représentation schématique des températures de brillance caractéristiques d'une intrusion sèche associée à un système nuageux (surfaces grisées, K) et champ de tourbillon potentiel d'altitude (traits noirs, intervalle 2 PVU). La zone hachurée délimite le système nuageux alors que le courant-jet d'altitude est repéré par la flèche noire. Voir le texte pour les détails concernant les lettres A, B et C.

Comme l'ont souligné Demirtas et Thorpe [1999] et Santurette et Georgiev [2005], la relation TP/imagerie VE ne fonctionne que dans certains cas et peut parfois prêter à confusion. En effet, en plus de dépendre du contenu en VE et du profil vertical de température, les radiances mesurées dans le canal VE peuvent dépendre de la latitude ou encore de la saison. Ainsi, les limitations suivantes doivent être prises en compte lors de l'interprétation conjointe de champs de TP et d'images VE :

- Les zones obscures de l'imagerie VE ne sont pas systématiquement associées à des anomalies positives de TP. En effet, la relation entre une anomalie positive de TP et une zone foncée de l'imagerie VE ne fonctionne qu'à proximité d'un jet d'altitude, sur sa partie cyclonique. Si des radiances élevées sont observées du côté anticyclonique du jet, elles seront plutôt la conséquence de températures élevées de la colonne atmosphérique sondée (typiquement de l'air d'origine tropicale).
- Des anomalies positives de TP localisées en moyenne troposphère (par exemple, issues du relâchement de chaleur latente au sein de systèmes précipitants) ne sont généralement pas associées à des zones sèches et foncées sur l'imagerie VE.
- L'hiver, dans les régions polaires, la basse troposphère est si froide que des zones de basse tropopause peuvent apparaître comme claires sur des images VE.

Pour un traitement complet de l'interprétation du lien TP/imagerie VE, le lecteur pourra entre autres se référer à *Santurette et Georgiev* [2005].

7.2 Introduction de corrections en terme de tourbillon potentiel dans un modèle numérique

Dans cette section, nous décrivons la méthode sur laquelle nous nous sommes basés afin de déterminer si oui ou non des corrections de TP devaient être apportées à une analyse ou une prévision numérique (des modifications ont été apportées à des analyses mais aussi à des prévisions court-terme). Nous donnons aussi quelques détails concernant la méthode utilisée afin d'incorporer des modifications de TP lorsque cela s'est avéré utile.

Dans le cadre de nos travaux, les modifications appliquées aux analyses et prévisions sont basées sur la comparaison d'images satellites issues du canal VE de Meteosat 7 avec des champs de TP projetés sur des surfaces isobares choisies pour diagnostiquer au mieux la topographie de la tropopause dynamique (entre 300 et 400 hPa pour le cas à l'étude). Afin d'insérer des corrections impactant la dynamique atmosphérique au voisinage de la tropopause, nous avons opté pour l'introduction de modifications en terme de TP en considérant le principe d'inversibilité qui stipule que si une condition d'équilibre existe entre le champ de vent et le champ de température et si on connaît le vent ou la température aux bords du domaine considéré, alors à toute distribution spatiale de TP correspond une et une seule distribution de vent et de température. En d'autres termes, sous certaines conditions, le TP peut à lui seul fournir une description complète de l'état de l'atmosphère à un instant donné.

Considérant une analyse ou une prévision donnée, nous avons procédé de la manière suivante :

- Comparer des champs de TP en haute troposphère aux températures de brillance issues du canal VE de Meteosat 7.
- Si une erreur est détectée, modifier le champ de TP en accord avec l'observation satellite.
- Réaliser une nouvelle simulation utilisant les champs corrigés.

Afin de réaliser les corrections des champs de TP, nous avions la possibilité d'ajouter ou soustraire des structures de TP et de les déplacer afin d'obtenir une meilleure corrélation visuelle entre les champs de TP et les températures de

brillance mesurées dans le canal VE de Meteosat 7. Pour isoler les structures d'intérêt, un filtre temporel a été appliqué aux champs de TP analysés, la période de filtrage étant de 4 jours et centrée sur la date correspondant à la comparaison TP/imagerie VE (ou encore à l'instant auquel nous désirions introduire les corrections). Après avoir été extraites de l'analyse (ou la prévision) originale, les structures d'intérêt ont été manipulées afin de "faire coller" au mieux les champs de TP d'altitude aux observations VE correspondantes. Les anomalies de TP ainsi modifiées ont ensuite été inversées (en termes de champs de hauteur géopotentielle, de vent et de température) et introduites dans la nouvelle analyse suivant la méthode d'inversion proposée par *Arbogast et al. [2008]*. Le lecteur trouvera une description succincte de cette méthode d'inversion dans l'Annexe B. Notons que la condition à la limite en basses couches stipulée pour l'inversion du tourbillon potentiel est la température inchangée au niveau 850 hPa.

Les modifications réalisées dans le cadre de cette étude ont été appliquées entre 150 hPa et 500 hPa afin de focaliser les corrections sur la topographie de la tropopause dynamique. Le détail des expériences réalisées est fourni dans la section suivante.

7.3 Stratégies de modélisation et d'évaluation

Afin d'étudier le comportement de plusieurs prévisions en réponse à des modifications locales de TP, deux jeux d'expériences ont été réalisés. Le premier utilisait le modèle global de prévision opérationnelle de Météo-France, ARPEGE, et le second le modèle de recherche non-hydrostatique Meso-NH. Le modèle ARPEGE fonctionne dans ce cas en résolution T358C2.4 (maille horizontale d'environ 25 km sur la Méditerranée Occidentale) avec toutes ses paramétrisations physiques. La configuration utilisée pour les simulations Meso-NH est quant à elle la même que celle présentée dans la section 4.1.1.

Dans un premier temps, quatre prévisions ARPEGE ont été réalisées dans le cadre de ces travaux (Figure 7.2) : une prévision démarrant à partir de l'analyse 4D-VAR opérationnelle du 9 novembre 2001 à 1200 UTC (appelée *arpoper*), une démarrant à la même date mais à partir d'une analyse modifiée par inversion de TP (*arpmod1*) et deux prévisions pour lesquelles les corrections de TP ont été directement incorporées dans l'expérience *arpoper* après 6 heures et 12 heures de simulation (notées respectivement *arpmod2* et *arpmod3*). Par exemple, *arpmod3*

démarre à partir de l'analyse opérationnelle ARPEGE du 9 novembre 2001 à 1200 UTC et subit une correction de TP après 12 heures de prévision. Plus de détails concernant ces expériences sont fournies dans *Argence et al. [2009]* au chapitre 8.

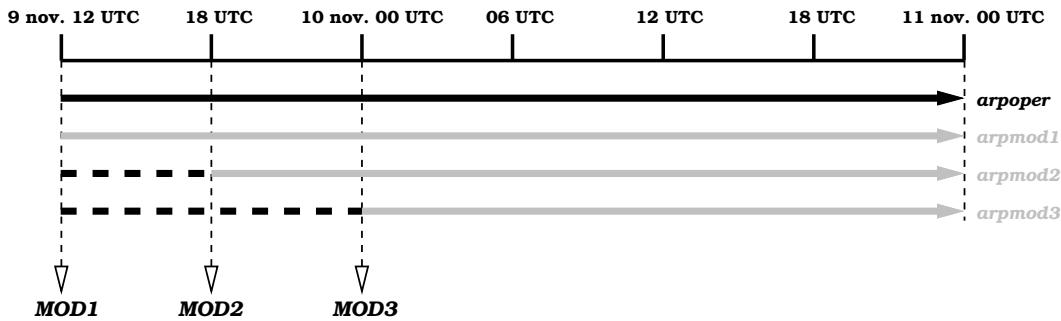


FIG. 7.2 – Protocole expérimental utilisé afin d'évaluer l'apport de modifications locales de TP sur des prévisions ARPEGE. Les traits noirs épais discontinus pour *arpmod2* et *arpmod3* représentent la part de chaque simulation ayant tournée avant qu'une correction de TP ne soit introduite. *MOD1*, *MOD2* et *MOD3* repèrent respectivement l'instant d'introduction des modifications pour les prévisions *arpmod1*, *arpmod2* et *arpmod3*.

Afin d'évaluer l'impact des corrections de TP sur les différentes expériences ARPEGE, nous nous sommes basés sur la prévision du minimum dépressionnaire au 11 novembre 2001 à 0000 UTC (stade mature du cyclone de surface) et des pluies cumulées le 10 novembre 2001 entre 0600 UTC et 1200 UTC. Concernant l'évaluation de la prévision des précipitations, nous avons utilisé le même protocole que celui présenté dans la section 4.2.1. Pour ce qui est de la prévision du champ de pression au niveau de la mer, nous avons considéré comme analyse de référence l'analyse 4D-VAR opérationnelle ARPEGE du 11 novembre 2001 à 0000 UTC.

Seules deux simulations Meso-NH ont été réalisées afin d'évaluer les bénéfices apportés par sa physique plus avancée et une résolution horizontale très fine (nous rappelons que les expériences Meso-NH fonctionnent à une maille horizontale de 2 km). Ces deux expériences ont ainsi été initialisées et couplées avec la meilleure et la moins bonne prévision ARPEGE (respectivement *arpmod1* et *arpoper*; voir chapitre 8). En plus de la comparaison systématique des simulations Meso-NH aux observations de pluies et aux analyses de pression au niveau de la mer, l'approche modèle-vers-satellite a été utilisée afin d'évaluer la qualité de chacune des deux expériences à 10 km comme à 2 km de résolution (modèles père et fils, respectivement). Les calculs statistiques utilisés étaient là encore la RMS et l'ETS (ici calculé pour un seuil de 250 K afin de focaliser l'évaluation quantitative sur les nuages hauts seulement).

Chapitre 8

Article : Improving the numerical prediction of a cyclone in the Mediterranean by local potential vorticity modifications, Argence et al., 2009

Sommaire

8.1 Résumé de l'article	96
8.2 Article sous presse dans le <i>Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society</i>	97

8.1 Résumé de l'article

L'article qui clôt cette partie concerne l'étude de l'apport de corrections locales de TP sur la prévision numérique d'un cas de cyclogenèse intense en Méditerranée Occidentale. La situation météorologique étudiée avait déjà été présentée dans le chapitre 3. Le protocole expérimental utilisé pour introduire des modifications de TP ainsi que la description des simulations réalisées ont été quant à eux présentés dans le chapitre 7.

A l'aide de simulations numériques réalisées avec le modèle ARPEGE, nous avons vu que la prévision démarrant à partir de l'analyse opérationnelle ARPEGE du 9 novembre 2001 à 1200 UTC n'était pas capable de prévoir avec précision le développement de la dépression de surface et des précipitations associées. Il apparaît alors que des corrections locales du champ de TP en haute troposphère (ou de la topographie de la tropopause dynamique) guidées par des observations issues du canal VE de Meteosat 7 peuvent conduire à une amélioration importante de la prévision en termes de pression au niveau de la mer et de précipitations cumulées.

L'utilisation d'ARPEGE à une maille horizontale de 25 km semblant pénaliser la production de pluies (la plupart des ascendances convectives étant liées à la présence de reliefs marqués), deux simulations Meso-NH ont été réalisées en utilisant une maille horizontale de 2 km et la meilleure et la moins bonne expérience ARPEGE en guise de conditions initiales et latérales. Comme attendu, les simulations Meso-NH produisent des cumuls de précipitations plus réalistes dans le sens où ceux-ci se rapprochent des valeurs observées. Là encore, l'évaluation qualitative et quantitative des expériences face aux relevés de pluies et aux observations satellites indique un impact positif des corrections de TP introduites à l'instant initial, l'amélioration des résultats étant maximum durant les périodes de forte activité convective.

Au final, deux nouvelles expériences ARPEGE ont été réalisées afin de tester la sensibilité de la prévision aux types de modifications de TP appliquées (déplacement d'un noyau de TP, amplification/atténuation). Ainsi, des corrections de TP différent légèrement de celles correspondant à la meilleure expérience ont été introduites à l'instant initial puis leur impact sur la prévision du cyclone a été évalué. Nous avons ainsi vu que de faibles variations des corrections initiales de TP conduisaient à de grandes différences parmi les simulations, confirmant une fois de plus la forte sensibilité de l'événement étudié à de faibles perturbations de la circulation d'altitude.

8.2 Article sous presse dans le *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*

T.S.V.P.

Improving the numerical prediction of a cyclone in the Mediterranean by local potential vorticity modifications

Sébastien Argence^{a,b*}, Dominique Lambert^a, Evelyne Richard^a, Jean-Pierre Chaboureau^a,
Philippe Arbogast^c and Karine Maynard^c

^aLaboratoire d'Aérologie CNRS UMR 5560, Université de Toulouse, Toulouse, France

^bNumtech, Aubière, France

^cMétéo-France, Toulouse, France

ABSTRACT: This study explores the benefit that can be drawn from incorporating local potential vorticity (PV) modifications into a numerical forecast. The case under study is the severe cyclogenesis that occurred in the Western Mediterranean from 9 to 12 November 2001. This case was shown to be extremely sensitive to the upper-level flow, which governed to a great extent the deepening of the depression and the location and intensity of its associated precipitation. Corrections of PV were guided by METEOSAT-7 water vapour observations and restricted to the upper troposphere, mainly altering the topography of the dynamical tropopause. Using both the French operational global model ARPEGE and the non-hydrostatic mesoscale model Meso-NH, it is shown that carefully designed PV corrections lead to a substantial improvement in the simulation of the storm, both in terms of surface pressure, cloud cover and precipitation forecasts. Furthermore, the impact of the modifications is shown to be a maximum when they are introduced at the time corresponding to the incipient stage of cyclogenesis. Copyright © 2009 Royal Meteorological Society

KEY WORDS PV inversion; METEOSAT-7 water vapour imagery; mesoscale dynamics

Received 4 July 2008; Revised 1 February 2009; Accepted 10 March 2009

1. Introduction

Despite continuous improvements in numerical weather forecasting systems, some extreme weather events still remain hardly predictable even at very short range. One of the most typical examples is the 'Christmas storm' which struck Western Europe on 27 December 1999. This powerful cyclone was poorly predicted by several operational meteorological centres, including Météo-France, the European Centre for Medium-range Weather Forecasting (ECMWF) and the UK Met Office (Baleste *et al.*, 2001). The forecast skill in such cases is limited by the quality of the initial conditions, themselves strongly sensitive to the density of observations and to the data assimilation system, which may reject correct values if they differ too much from the background field. In this context, human intervention appears to be essential to monitor and, if necessary, modify numerical outputs by comparing them with the latest observations.

This paper deals with a method that allows a forecaster to modify a numerical output in near-real time in case of discrepancy with observational data. The decision whether to modify a numerical analysis or a forecast is based on comparisons between PV fields and water vapour (WV) images taken from geostationary satellites

(e.g. METEOSAT-7 on bandwidth 5.7–7.1 μm). As the WV channel is mainly affected by the humidity and the temperature near the tropopause level, it is possible, under some assumptions, to relate dark and bright features of WV images to relevant PV anomalies. Therefore, in the case of a mismatch between analyzed or forecasted PV fields and WV images, PV modifications may be applied according to the observations to improve the numerical outputs.

Some previous studies (e.g. Demirtas and Thorpe, 1999; Hello and Arbogast, 2004; Guerin *et al.*, 2006; Røsting and Kristjánsson, 2006, 2008; Manders *et al.*, 2007) have shown that initial conditions corrected by PV modifications according to WV imagery may lead to substantial reduction of the forecast errors. In these earlier investigations, the authors placed special emphasis on deep North Atlantic cyclones that were poorly forecast by operational meteorological centres. However, considering a set of five different North Atlantic cyclonic systems, Swarbrick (2001) stressed the subjective nature of the approach and showed that the usefulness of the PV–WV relationship for initial conditions modifications purpose was strongly dependent on the type of case study he considered. To get the method more objective, Røsting and Kristjánsson (2006, 2008) combined singular vectors informations and PV–WV comparisons to optimize the horizontal and vertical structures of the initial PV modifications they applied on a selection of severe winter storms that struck Western Europe in 1999, 2000 and

*Correspondence to: Sébastien Argence, Numtech, 6 Allée Alan Turing, Parc Technologique de La Pardieu, BP 30242, Aubière Cedex, France.
E-mail: sebastien.argence@numtech.fr

2007. Nevertheless, a far greater number of case-studies is still needed to assess the usefulness of the method for an operational use.

To our knowledge, few studies have transposed the concept of the PV–WV relationship to severe weather events in the Mediterranean (e.g. Georgiev, 1999; Lagouvardos and Kotroni, 2000; Georgiev and Martín, 2001). While Georgiev (1999) tried to quantify the relationship between METEOSAT WV data and positive PV anomalies (he found a correlation coefficient ranging between 0.58 and 0.64 considering 500 hPa PV analyses for two cases of cyclones), Georgiev and Martín (2001) used the PV–WV link as a diagnostic tool to validate numerical outputs. Nevertheless, none of these studies used PV inversion methods to correct numerical PV fields in the case of a mismatch with satellite data. As most heavy Mediterranean rainfall events are associated with positive PV anomalies at the tropopause (Chaboureau and Claud, 2006; Funatsu *et al.*, 2008), it would be interesting to apply such a correction procedure to some typical Mediterranean cases. Furthermore, since Mediterranean storms are generally of lower horizontal scale than Atlantic depressions and may involve different physical processes (e.g. the local influence of orographic forcing), it would be a challenging task to investigate the impact of local PV modifications on the forecast of mesoscale phenomena such as deep convection and heavy precipitation that commonly occurred in the Mediterranean.

In the present work, we made an attempt to apply PV corrections guided by METEOSAT-7 WV imagery to a case of intense cyclogenesis in the Western Mediterranean. This event was shown to be extremely sensitive to the upper-level dynamics (Romero, 2008; Argence *et al.*, 2008) and air-sea exchanges (Tripoli *et al.*, 2005). In particular, Argence *et al.* (2008) demonstrated that minor initial perturbations in the depth of the upper-level trough (and the intensity of the associated positive PV anomaly) at the initial stage of cyclogenesis could propagate and intensify during numerical simulations, strongly impacting the surface cyclone forecast. A close inspection of the ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle; Courtier *et al.*, 1991) analysis of 9 November 2001 at 1200 UTC revealed a rather clear mismatch between upper-level PV fields and METEOSAT-7 WV observations. The operational ARPEGE forecast starting from this analysis performed poorly in simulating the deepening rate of the cyclone and its associated rainfall. Here, we will discuss some PV modifications that improved the correspondence between PV fields and METEOSAT-7 WV imagery and their impact on the forecast of the cyclone and its associated precipitation.

In section 2, we recall some basic ideas concerning the PV–WV relationship and describe the methodology employed for incorporating local PV modifications in numerical outputs. In section 3, the selected case study is described. Experiments based on PV modifications and conducted with the global ARPEGE model are discussed in section 4. The impact of applying PV corrections is further assessed through cloud-resolving simulations using the non-hydrostatic Meso-NH model (Lafore *et al.*,

1998) in section 5. Discussion of the robustness of the PV modification approach and some conclusions are to be found in sections 6 and 7 respectively.

2. Methodology

2.1. Basis of the PV–WV relationship

Through the conservation and invertibility principles, the PV provides meaningful information about upper-level dynamics, particularly relevant for the understanding of midlatitude cyclone development (Hoskins *et al.*, 1985). The assumptions of balance in the atmosphere and uniform tropospheric PV make it possible to use only the level of the dynamical tropopause to diagnose upper-level dynamics (Santurette and Joly, 2002). The dynamical tropopause is the region in which PV increases rapidly from 1 to 3 PVU (Potential Vorticity Unit; 1 PVU=10⁻⁶ K m⁻² s⁻¹ kg⁻¹). One way of diagnosing it is through the use of maps of the 1.5 PVU surface or PV fields on a specific isentropic or isobaric surface (generally between 300 and 400 hPa).

The METEOSAT-7 WV channel, centred on the 6.3 μm absorption band, is sensitive to the absorption of the infrared emission from the Earth's surface and clouds by the WV in the middle and upper troposphere (between approximately 300 and 500 hPa). The WV channel radiation reaching the satellite is mainly affected by the WV content on the radiation path, the vertical location of the WV and its temperature. It is recognized that, in baroclinic zones, there is a close correspondence between dark (bright) features in the WV images and positive (negative) PV anomalies (e.g. Mansfield, 1996). Therefore, a dry intrusion of stratospheric origin that penetrates downward into the upper troposphere corresponds to high brightness temperatures (dark area on WV imagery). Such intrusions can generally be related to positive PV anomalies since stratospheric air is characterized by high PV values. Conversely, ascending motion downstream of a dry intrusion advects moist air of low to mid-level origin towards the upper troposphere and produces bright patterns on WV images that correspond to high tropopause levels (and subsequent negative PV anomalies). A sharp transition between light and dark shades in the WV brightness temperatures would reveal a region in which the dynamical tropopause sloped steeply and would be associated with large horizontal gradients of PV near the tropopause level.

As the comparison only works well in dynamical regions, there is no simple one-to-one relationship between upper-level PV structures and WV radiances. The relationship may depend on the temperature profile in the path of the WV channel radiation, the latitude and the season. In particular, the following limitations must be taken into account:

- Dark zones are not always connected with PV anomalies. Stratospheric intrusions only occur in the vicinity of the jet, so the relation between PV and dark areas is valid only in this vicinity, on its polar side. In fact, on the equatorward side of the polar front, relatively high-radiance regions are not

related to PV anomalies but are a consequence of higher temperatures of the atmospheric columns in air masses of tropical origin.

- Mid-level PV anomalies may not be associated with dry zones on WV images.
- In the polar region in winter, the lower atmosphere is so cold that low-tropopause regions may appear as light grey shades on WV pictures.

A thorough review of the combined use of WV imagery and PV analysis can be found in Santurette and Georgiev (2005).

2.2. Building corrections in a numerical output

The modifications applied to numerical outputs are based on comparisons between METEOSAT-7 WV images and PV fields displayed on isobaric surfaces chosen to intersect the dynamical tropopause where its topography varies rapidly (roughly between 300 and 400 hPa for the case under study). A common way to incorporate ‘dynamical corrections’ into a numerical output is to apply PV modifications considering the invertibility principle, which asserts that the state of the atmosphere can be recovered within a given balance condition, knowing the PV field and boundary conditions. We proceeded as follows:

- Compare upper-tropospheric PV fields with METEOSAT-7 WV brightness temperatures at specific times.
- In the case of a mismatch, modify the PV field according to the METEOSAT-7 WV information.
- Perform a numerical rerun based on the subjectively improved numerical output.

In case of a PV–WV mismatch, we had the possibility of adding/subtracting PV structures and shifting them to obtain a better visual correlation between PV fields and METEOSAT-7 WV brightness temperatures. To isolate sub-structures of interest, we applied temporal filtering to the analyzed PV fields. Gaussian-type temporal filtering was used on the sequence of PV fields covering a 4-day period. The filtering was centred on the time corresponding to the PV–WV comparison. When the structures of interest had been extracted from the original numerical output, they could be manipulated in such a way that upper-level PV fields fit well with the WV observations. The modified PV anomalies were then inverted (in terms of geopotential heights, wind and temperature fields) and incorporated into the numerical output following the PV inversion method presented by Arbogast *et al.* (2008). The modifications performed in this study were restricted to the region between 150 and 500 hPa to focus the corrections on the tropopause topography. A detailed description of the different experiments is presented in the following sections.

3. Case-study

The present work focuses on the powerful storm that struck North Africa and the Balearic Islands from 9

to 12 November 2001. This severe storm caused many deaths in Algeria and huge damage in North Africa and Mallorca. The choice of this event was motivated by the complex nature of the meteorological situation wherein it occurred. This event was associated with an upper-level blocking circulation that formed as a result of upper-level anticyclogenesis over Western Europe (Santurette and Georgiev, 2005), thus making difficult an accurate prediction of the storm life cycle. Moreover, to our knowledge, this work was the first one dealing with initial PV modifications for such a complex case of blocking regime.

The different phases of the storm development were identified through a study of operational ARPEGE analyses (Figure 1). On 9 November 2001 at 1200 UTC (Figure 1(a)), the first sign of storm initiation was an area of ascending motion at 38°N just ahead of an upper-level trough characterized by a lowering of the dynamical tropopause (surface of PV equal to 1.5 PVU). In the morning of 10 November 2001 (Figures 1(b) and (c)), surface cyclogenesis developed over North Africa in association with a southeastward shift of the upper-level low. During this phase, strong convection occurred along the Algerian coasts and was followed by heavy flooding in the Algiers area. Thereafter, the cyclone took a northerly trajectory and reached its maximum deepening on 11 November 2001 at 0000 UTC (Figure 1(d)), just before striking the Balearic islands with 10 m wind gusts exceeding 40 m s⁻¹. For complementary details about the life cycle of the cyclonic system studied in this paper, the reader can be referred to Santurette and Georgiev (2005) who provided a very comprehensive description of this case-study by analyzing METEOSAT-7 WV observations together with numerical operational analysis.

4. ARPEGE experiments

In this section, we will study the behaviour of various forecasts in response to local PV modifications. Numerical experiments were performed with the Météo-France ARPEGE operational forecasting system. It was run at a T358 horizontal resolution with 41 vertical levels. The horizontal grid spacing was about 25 km over Western Europe and the Western Mediterranean. Table I summarizes the characteristics of the different ARPEGE experiments. The most relevant phenomena related to the event under study will be stressed, i.e. the heavy precipitation in the morning of 10 November 2001 and the deep surface cyclone on 11 November 2001 at 0000 UTC.

4.1. Forecast starting from the operational analysis of 9 November 2001 at 1200 UTC: *arpoper*

Figures 2(a) and (b) show the mean sea level pressure (MSLP) field for the *arpoper* forecast and the operational 4D-Var ARPEGE analysis on 11 November 2001 at 0000 UTC. The 6-hour accumulated precipitation valid on 10 November 2001 at 1200 UTC for the *arpoper* forecast

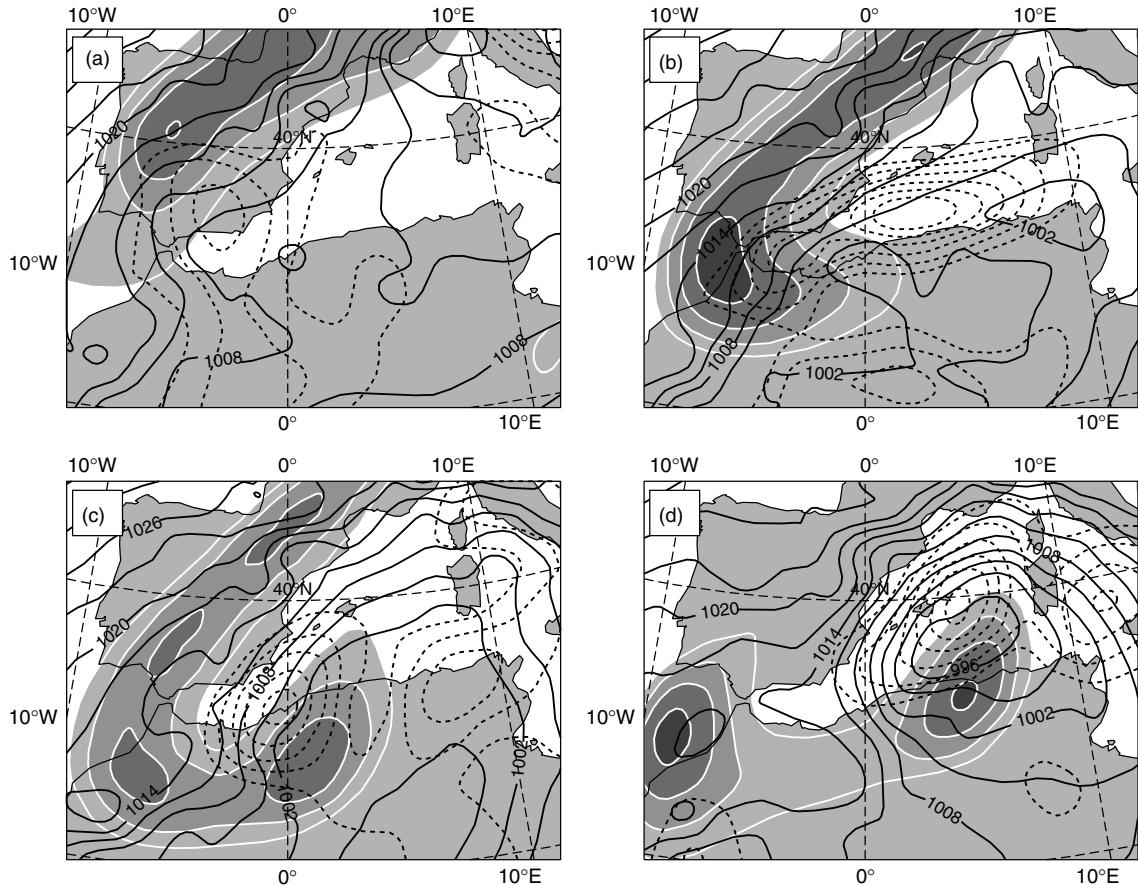


Figure 1. ARPEGE analyses interpolated on a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ grid on (a) 9 November 2001 at 1200 UTC, (b) 10 November 2001 at 0000 UTC, (c) 10 November 2001 at 1200 UTC and (d) 11 November 2001 at 0000 UTC: 600 hPa ascending vertical velocity (dashed lines, contour interval 2 Pa s^{-1}), geopotential height of the 1.5 PVU surface (solid white lines with shading, contour interval 200 gpdam, below 800 gpdam) and mean sea level pressure (solid black lines, hPa, contour interval 3 hPa).

Table I. Characteristics of the ARPEGE experiments, all initialized on 9 November 2001 at 1200 UTC. The locations of A, C and D are indicated on Figure 3.

Experiment	Time/date of PV modifications	Type of modification
arpoper	—	—
arpmo1	1200 UTC; 9 November 2001	Displacement by 1.5°W and 1.5°S of the PV maximum located at A
arpmo2	1800 UTC; 9 November 2001	Strengthening of the PV gradient at C
arpmo3	0000 UTC; 10 November 2001	Strengthening of the PV gradient at D
arpmo11	1200 UTC; 9 November 2001	As arpmo1, but attenuation of the PV maximum by 25%
arpmo12	1200 UTC; 9 November 2001	As arpmo1, but displacement by 1.5°W and 1°S

together with the rain-gauge observations are displayed in Figure 2(c).

The *arpoper* experiment strongly overestimated the intensity of the surface cyclogenesis as it produced, 36 hours ahead, a surface low with a central MSLP value of 984 hPa (Figure 2(b)) as against only 994 hPa for the operational ARPEGE analysis (Figure 2(a)). Also note a 150 km displacement of the MSLP minimum towards the southwest. In addition to the poor accuracy of the surface pressure forecast, *arpoper* did not succeed in

providing a good precipitation forecast 24 hours ahead (Figure 2(c)). Actually, *arpoper* captured neither the large amounts of precipitation, exceeding 100 mm in 6 hours observed over Algiers, nor the area of moderate rainfall over the Algerian/Moroccan border (Figure 2(c)).

4.2. Forecasts using modified initial PV fields

In this section, we will examine the impact of applying PV modifications to the precipitation and surface cyclone

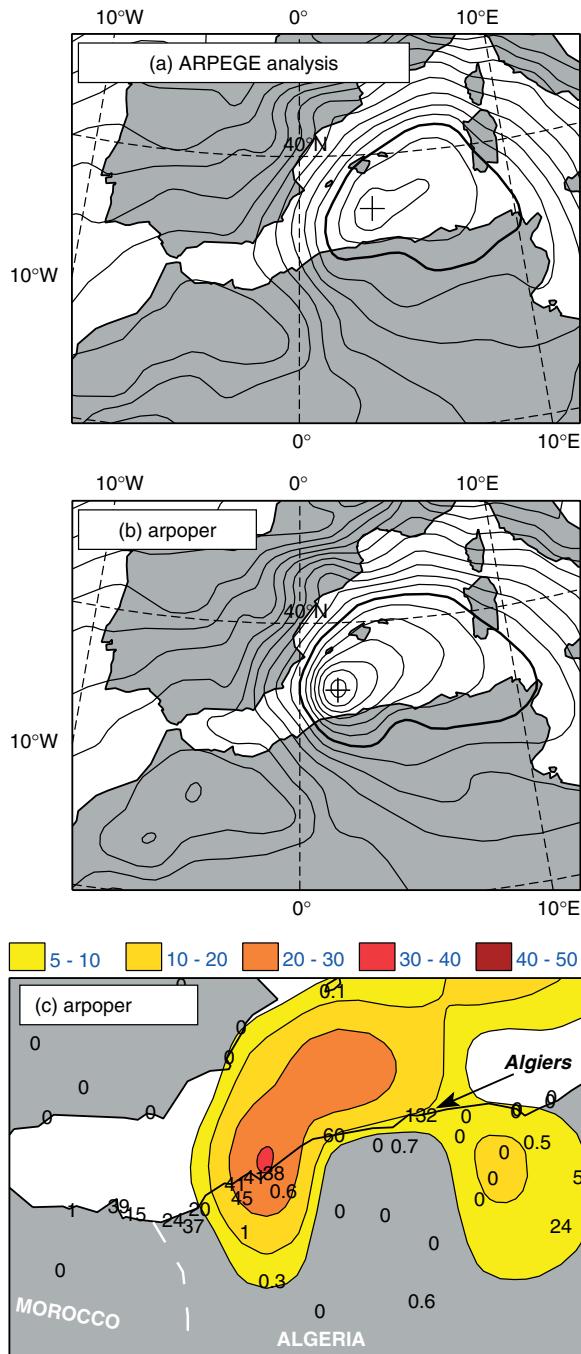


Figure 2. Mean sea level pressure (hPa, contour interval 2.5 hPa) on 11 November 2001 at 0000 UTC for (a) the operational 4D-Var ARPEGE analysis and (b) the *arpoper* forecast. (c) shows the 6-hour accumulated rainfall (mm) valid on 10 November at 1200 UTC obtained from the *arpoper* forecast together with the rain-gauge observations. In (a) and (b), the thick black line indicates the 1000 hPa isobar, and the cross denotes the location of the cyclone's centre. Some geographical details are also shown in (c). This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/journal/cj

forecasts. The PV corrections were applied either at the initial time (i.e. on a 4D-Var operational analysis) or directly within the *arpper* forecast (experiments *arpmod2* and *arpmod3*; section 4.2.1 and Table I provide more details). Some characteristics of the experiments using modified PV fields are given in Table I.

4.2.1. Summary of the PV modifications

Figure 3 shows a summary of the PV corrections performed. On 9 November 2001 at 1200 UTC, the overall structure of the dry intrusion seems to be well captured by the operational 4D-Var analysis (Figure 3(a)). However, there is no correspondence between the localized maximum of PV and that of brightness temperatures, denoted by A and B respectively on Figure 3(a). At this time, which corresponds to the incipient stage of cyclogenesis, the PV maximum should be collocated with the darkest part of the WV image (e.g. Røsting and Kristjánsson, 2008). Therefore, we applied a local modification consisting of moving the area of high PV over the dry slots observed in the WV imagery (Figure 3(d)). The forecast starting from the modified analysis was called *arpmod1*.

The PV modifications applied directly to the *arpoper* forecast mainly consisted of strengthening the PV gradient between the dry stratospheric intrusion and the cloud system associated with the surface low. On 9 November 2001 at 1800 UTC and on 10 November 2001 at 0000 UTC, the leading edge of the southeastern part of the upper-level PV field overruns the cloud system materialized by low brightness temperature values (C on Figure 3(b) and D on Figure 3(c) respectively). At this stage of cyclogenesis development, it is not likely that the dry intrusion mixes with the convective cloud structures. For each time, the PV gradient was strengthened by both reducing PV values in the cloud head and increasing them in the dry intrusion (Figures 3(e) and (f)). The new forecasts starting from the modified *arpoper* fields at $t+6$ and $t+12$ were called *arpmod2* and *arpmod3* respectively.

4.2.2. Impact of the modifications on the precipitation and cyclone forecasts

Figures 4(a)–(c) show the MSLP forecast valid on 11 November 2001 at 0000 UTC for the experiments using modified PV fields. The 6-hour accumulated precipitation valid on 10 November 2001 at 1200 UTC for these experiments together with the rain-gauge observations are displayed in Figure 4(d)–(f). The time evolution of the MSLP at the cyclone's centre and of the mean absolute error (MAE) between the various experiments and the ARPEGE analyses are shown in Figure 5.

Figures 4(a), 4(d) and 5 clearly demonstrate the positive impact of applying PV corrections at the initial time. Actually, the temporal evolution of the developing low simulated in *arpmod1* is much closer to the ARPEGE analyses than the one simulated by *arpoper* (Figure 5). Precisely, *arpmod1* is the sole experiment that correctly captured the MSLP minimum on 11 November 2001 at 0000 UTC. On average, *arpmod1* gives MAE

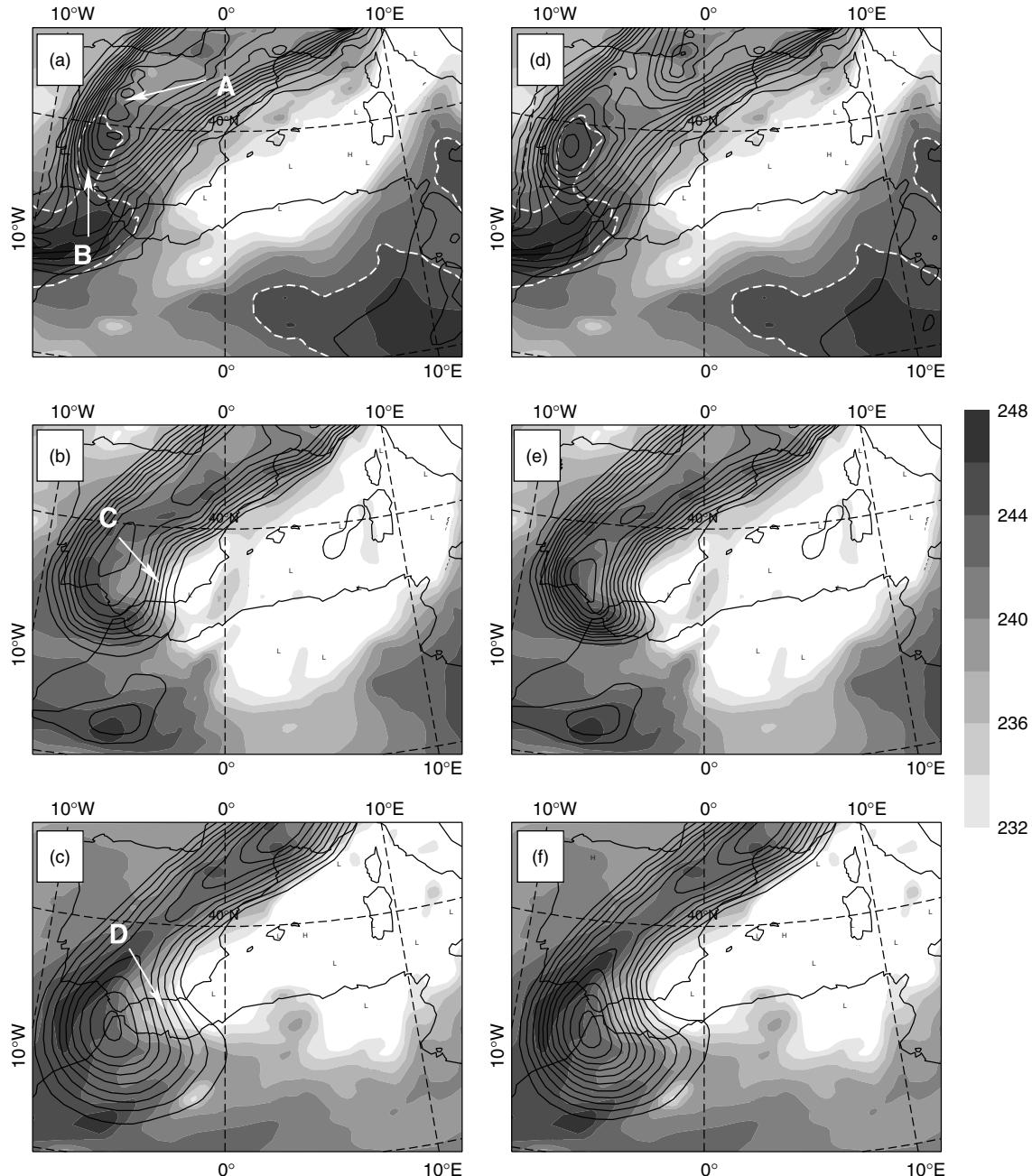


Figure 3. Summary of the potential vorticity modifications for the *arpmod1*, *arpmod2* and *arpmod3* experiments: METEOSAT-7 water vapour brightness temperatures (shading, K) and 300 hPa potential vorticity (solid lines, contour interval 0.5 PVU, above 1 PVU) on (a) and (d) 9 November 2001 at 1200 UTC; (b) and (e) 9 November 2001 at 1800 UTC; (c) and (f) 10 November 2001 at 0000 UTC. (a), (b) and (c) show the unmodified potential vorticity field from *arpoper*, and (d), (e) and (f) display the potential vorticity field resulting from the modifications. The white dashed lines in (a) and (d) indicate the 242 K contour for the brightness temperature field. The letters A, B, C and D in (a)–(c) indicate the locations where potential vorticity corrections were applied (see text for details).

50–60% lower than *arpoper*. Finally, the gain provided by the initial corrections is associated with a substantial improvement in both the cyclone forecast (Figure 4(a) and Figure 2(a) for the reference) and the precipitation forecast (Figure 4(d)), with a noticeable positive effect on the production of moderate rainfall over Morocco and near Algiers (where no precipitation was simulated in *arpoper*).

The behaviour of the *arpmod2* and *arpmod3* experiments contrasts with that of *arpmod1*. The correction corresponding to the *arpmod2* experiment leads to a slight improvement in the cyclogenesis forecast (Figures 5(a) and 5(b)) but has almost no influence on the production of precipitation (Figure 4(e)). The location of the cyclone's centre in *arpmod2* (Figure 4(b)) is now well forecast as it fits the ARPEGE analyses well (Figure 2(a)) but the low

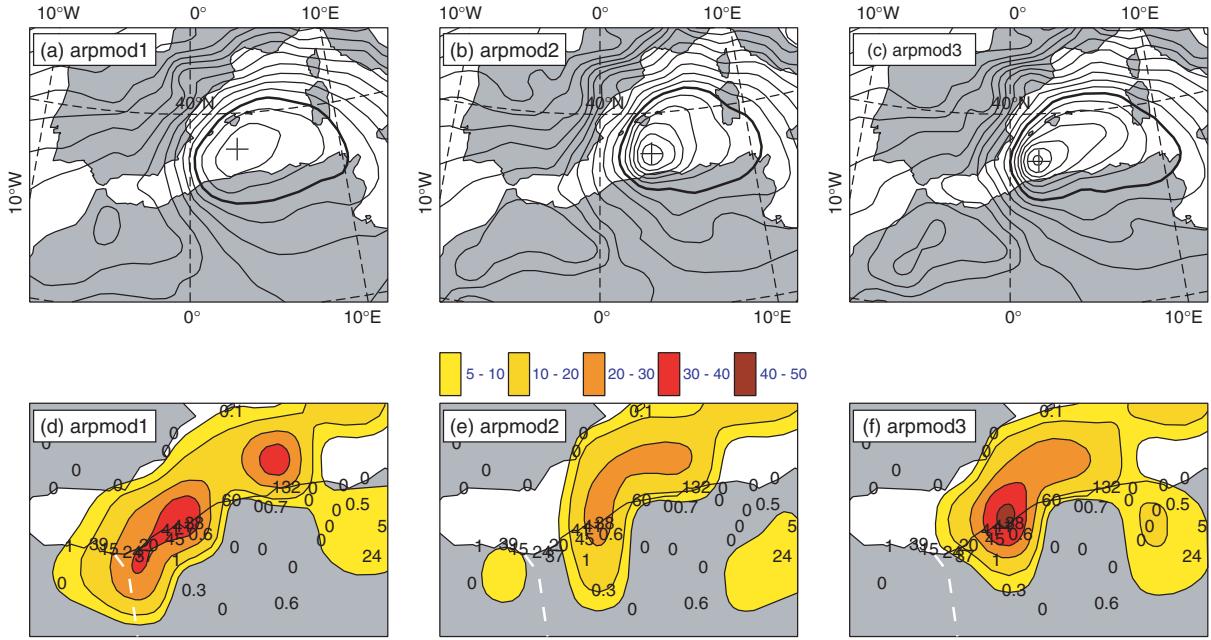


Figure 4. Results for the experiments with modified potential vorticity fields. Mean sea level pressure (hPa, contour interval 2.5 hPa) on 11 November 2001 at 0000 UTC for (a) *armod1*, (b) *armod2* and (c) *armod3*, and 6-hour accumulated rainfall (mm) valid on 10 November at 1200 UTC obtained from (d) *armod1*, (e) *armod2* and (f) *armod3*, together with the rain-gauge observations. In (a)–(c), the thick black line represents the 1000 hPa isobar, and the cross the location of the cyclone's centre. The dashed white line in (d)–(f) approximately indicates the Algerian/Moroccan border. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/journal/qj

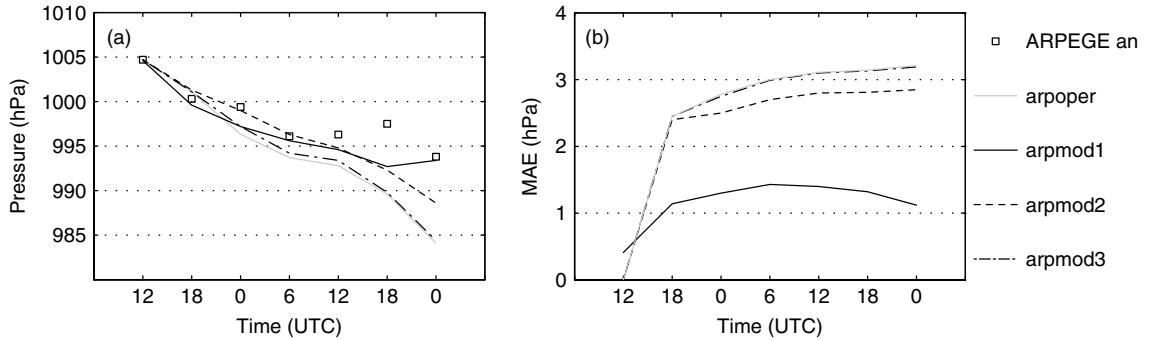


Figure 5. Results for the experiments with modified potential vorticity fields: Time evolution of (a) the mean sea level pressure (MSLP, hPa) at the cyclone centre and (b) the mean absolute error (hPa) between the forecast and analyzed MSLP fields from 9 November 2001 at 1200 UTC to 11 November 2001 at 0000 UTC from 6-hourly values.

is still too deep. In contrast, the PV modifications introduced in *armod3* have hardly any effect on the forecast of the surface cyclone (Figures 4(c) and 5). The most noticeable impact of the corrections is an increase in the precipitation maximum at the coast (almost 45 mm in 6 hours for *armod3* against 32 mm in 6 hours for *arpoper*).

4.3. Dynamical analysis

A dynamical analysis of each experiment was conducted to understand why the modifications we performed either led to an improvement of the forecast skill (*armod1* and, to a lesser extent, *armod2*) or had no effect on it (*armod3*). We will place special emphasis on the mature

stage of cyclogenesis (on 11 November 2001 at 0000 UTC).

In recent numerical studies (Arreola *et al.*, 2003; Romero, 2008), it has been shown that both the upper-level PV anomalies and the diabatically generated low-level PV contributed to the deepening of the present cyclone during its mature stage (i.e. on 11 November 2001 at 0000 UTC). In the present study, looking at the impact of the PV correction on the evolution of the upper-level flow showed that the perturbation introduced in each sensitivity experiment propagated towards the east/southeast and induced downstream/upstream effects resulting in a wave-train-like PV perturbation field after 36 hours of simulation (not shown). Although the baroclinic interaction (linked with the presence of upper-level positive PV anomalies) may largely explain the deepening

and the overall movement of the surface low, the examination of upper-level PV fields did not provide more insight into the dynamical reasons leading to the improvement (or lack thereof) in the surface cyclone forecast.

Following previous findings concerning the life cycle of extratropical cyclones (e.g. Mallet *et al.*, 1999), the study of the diabatic component of the PV field was addressed by looking at the low-level PV forecasts. Figure 6 shows the 900–700 hPa layer PV for each experiment and the 3-hour convective precipitation forecast valid on 11 November 2001 at 0000 UTC. The location and amplitude of the low-level PV maxima fits that of the cyclone centre well for each experiment. For example, *arpoper* modelled PV values of about 2.1 PVU and a central pressure of 984 hPa, as against 1 PVU and 994 hPa for *arpmod1* (note that two maxima are modelled in *arpmod1* but the cyclonic core is mainly associated with the one close to Mallorca). In agreement with the surface pressure forecast, *arpmod2* produced large PV values east of the *arpoper* maximum whereas *arpmod3* hardly differed from *arpoper*. The strong correlation between the position of precipitating areas and high low-level PV values indicated that these maxima were mainly due to the release of latent heat associated with deep convection. Therefore, at the mature stage of cyclogenesis, it appears

that an accurate forecast of both the position and the deepening of the surface low was strongly dependent on the intensity and the location of deep convection (and the associated precipitation) in each experiment.

5. Meso-NH experiments

Although the *arpmod1* experiment succeeded reasonably well in forecasting the time evolution of the surface cyclogenesis, none of the ARPEGE experiments were able to produce large rainfall amounts near Algiers, a result probably related to the poor resolution of orographically induced processes when ARPEGE is used at such a horizontal grid mesh. In this section, we will study the impact of applying PV modifications at initial time using cloud-resolving numerical simulations performed with the non-hydrostatic Meso-NH model. For this purpose, we performed two simulations starting from and coupled with either the *arpoper* experiment or the best ARPEGE forecast, namely *arpmod1*. These are called *mnhoper* and *mnhmod1*, respectively.

5.1. Design of the experiments

The Meso-NH numerical simulations were performed on two nested grids. The coarser domain had 300×200

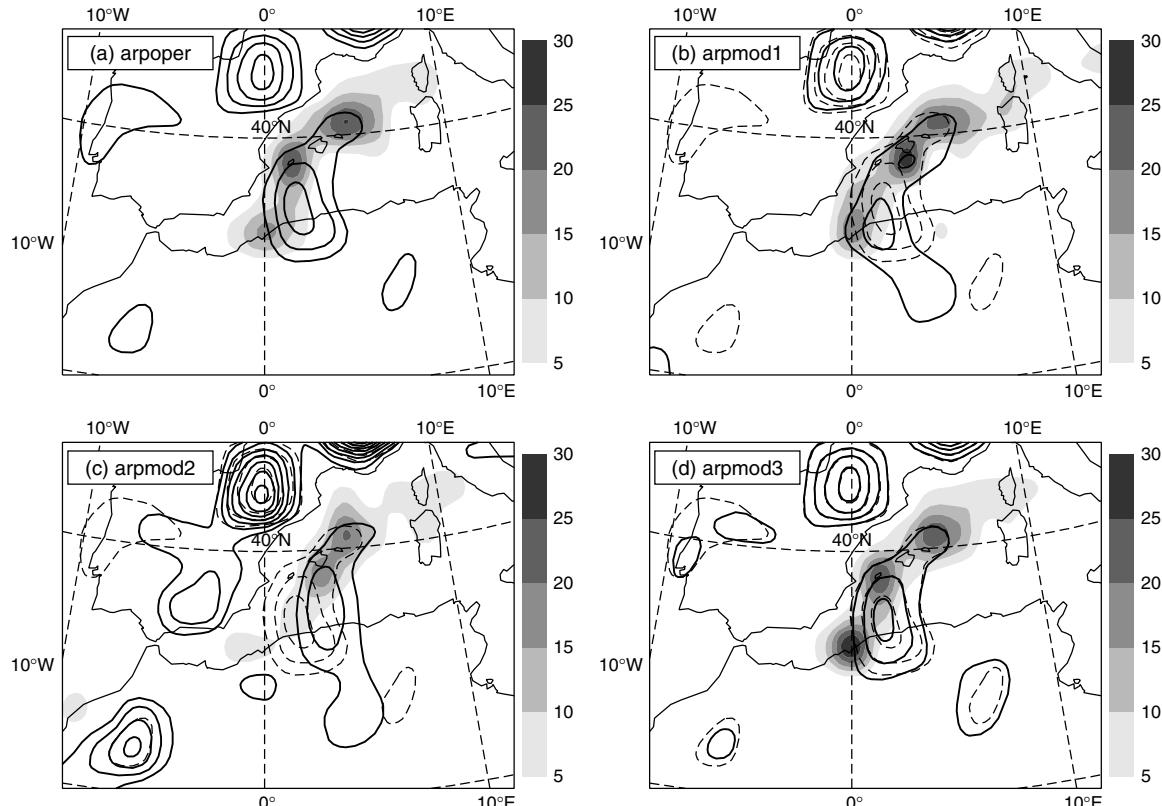


Figure 6. Results for the ARPEGE experiments on 11 November 2001 at 0000 UTC: Vertically integrated (900–700 hPa) potential vorticity (thick black lines, PVU, contour interval 0.5 PVU, above 1 PVU) and 3-hour accumulated convective precipitation (shading, mm) for (a) *arpoper*, (b) *arpmod1*, (c) *arpmod2* and (d) *arpmod3*. In (b)–(d), the 900–700 hPa layer potential vorticity for *arpoper* is also shown in thin dashed lines (PVU, contour interval 0.5 PVU, above 1 PVU).

grid points and a horizontal grid spacing of 10 km, and the finer 250×180 grid points and a 2 km mesh. The vertical grid had 52 levels up to 21 km with a level spacing of 60 m near the ground and 600 m at high altitude. The microphysical scheme included the three water phases with five species of precipitating and non-precipitating liquid and solid water (Pinty and Jabouille, 1998). The turbulence parametrization was based on a 1.5-order closure (Cuxart *et al.*, 2000). For the coarser grid, the mixing length followed the method of Bougeault and Lacarrère (1989) and the turbulent fluxes were purely vertical whereas three-dimensional turbulent fluxes were modelled for the innermost domain. The mass-flux convection scheme of Kain and Fritsch (1993) adapted to the Meso-NH model by Bechtold *et al.* (2001) was activated for the coarser grid. For the inner grid, convection was assumed to be explicitly resolved and the convection scheme was switched off. The domains of simulation are depicted on Figure 7. To assess the realism of the cloud forecast in the experiments, synthetic brightness temperatures corresponding to the METEOSAT-7 infrared observations were computed offline using the Radiative Transfer for Tiros Operational Vertical Sounder (RTTOV) code version 8.7 (Saunders *et al.*, 2005) and compared with observations following Chaboureau *et al.* (2000).

5.2. Impact of the PV modifications on the 10 km model runs

In this section, we examine the behaviour of the 10 km simulations that provided the lateral boundary conditions to the 2 km model runs. We assessed the ability of the 10 km model runs to forecast the main features of the event under study: the cyclone of 11 November 2001 at 0000 UTC, the 6-hour accumulated precipitation valid on 10 November at 1200 UTC and the cloud cover, which provides essential information about the convective activity.

5.2.1. Cyclone and precipitation forecasts

Figure 8 shows the MSLP forecast valid on 11 November 2001 at 0000 UTC for each experiment. The MSLP

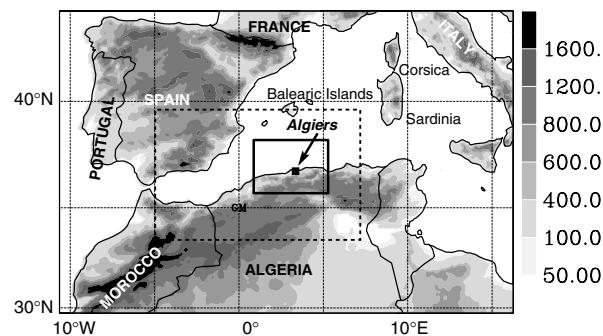


Figure 7. Topography (m) of the 10 km mesh size domain used for the numerical experiments performed with Meso-NH. The solid black box indicates the location of the nested model with 2 km horizontal resolution. The dashed black box denotes the domain \mathcal{D} used for statistical calculations.

field from the operational 4D-Var ARPEGE analysis valid on 11 November 2001 at 0000 UTC shown on Figure 8(a) appears less smoothed than the one shown on Figure 2(a), as it was downsampled to the 10 km grid of Meso-NH. This downscaling process also led to small differences in MSLP at the cyclone centre when interpolating the ARPEGE analyses to the 10 km Meso-NH grid (Figures 5(a) and 9). The time evolution of the MSLP at the cyclone's centre is shown in Figure 9. While *mnhoper* showed significant error both in the location and the deepening of the surface cyclone, *mnhmod1* performed quite well in simulating the cyclone structure as well as the MSLP at its centre. Therefore, like the ARPEGE experiments, the modification introduced at initial time led to an improvement in the cyclone forecast. Moreover, *mnhoper* performed better than *arpoper* as it exhibited a smaller error in MSLP at the cyclone's centre (about 4 hPa for *mnhoper* against 10 hPa for *arpoper*).

Figure 10 shows the 6-hour accumulated precipitation valid on 10 November 2001 at 1200 UTC for the two experiments at 10 km grid spacing together with the rain-gauge observations. Apparently, the improvement of the cyclone forecast is associated with a large reorganization of the main precipitating structure (Figure 10(c) displays the difference between the two simulated precipitation fields). Neither of the simulations was able to precisely reproduce the large rainfall amounts observed over Algiers city. Nevertheless, some improvements of the precipitation forecast may be seen in *mnhmod1*:

- The main precipitating structure has been displaced towards the south and is closer to the Algerian coast.
- *mnhmod1* produced more intense precipitation (between 50 and 110 mm in 6 hours) in better accordance with the maximum observed values.
- The precipitation pattern extends over northeast Morocco and fits the observations over land better.

Quantitative assessments based on the comparisons between the 10 km model runs and the observations for the same accumulation period are shown in Figure 11. The set of statistical scores we used was composed of the correlation coefficient, the root mean square error (RMSE) and the Heidke Skill score (HSS) computed for four thresholds (0.1, 1, 5 and 10 mm in 6 hours) to measure the ability of the simulations to forecast light to heavy rainfall. The scores were computed for the domain \mathcal{D} (Figure 7). Obviously, the correction introduced at initial time led both to an improvement of the overall precipitation forecast (lower RMSE and higher correlation for *mnhmod1* than *mnhoper*) and to a better ability in forecasting moderate to heavy rainfall (higher HSS for *mnhmod1* than *mnhoper*).

5.2.2. Cloud cover forecast

The so-called model-to-satellite approach is an efficient tool for verification of mesoscale forecasts. Here, we used METEOSAT-7 infrared brightness temperatures in

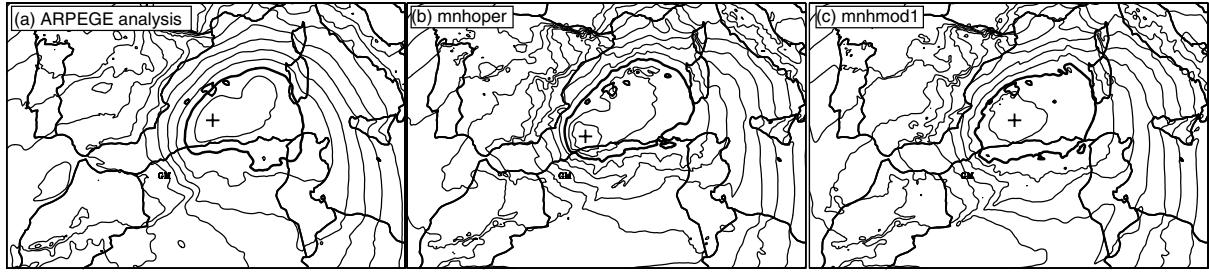


Figure 8. Results for the 10 km model runs valid on 11 November 2001 at 0000 UTC: Mean sea level pressure (hPa, contour interval 2.5 hPa) for (a) the operational 4D-Var ARPEGE analysis, (b) *mnhoper* and (c) *mnhmod1*. The thick black line in each panel indicates the 1000 hPa isobar and the black cross denotes the cyclone's centre.

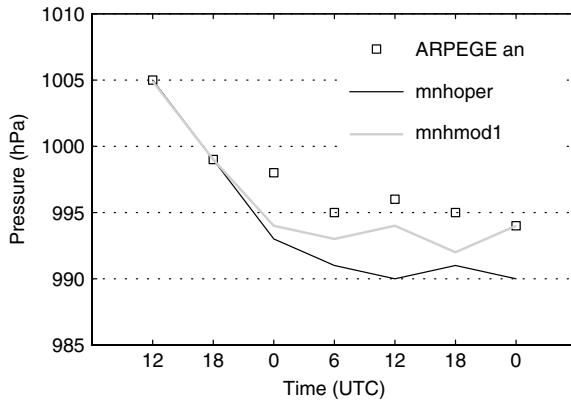


Figure 9. Results for the 10 km model runs: Time evolution of the mean sea level pressure (hPa) at the cyclone centre from 9 November 2001 at 1200 UTC to 11 November 2001 at 0000 UTC from 6-hourly values.

the 10.5–12 μm bandwidth as it is mainly affected by cloud-top heights. The comparison between observed and synthetic brightness temperatures was achieved using conventional scores, the root mean square error and the equitable threat score (RMSE-SAT and ETS-SAT, respectively). For computation of the ETS-SAT, we used a threshold of 250 K (-23°C) to focus on deep high clouds only. The temporal evolution of these scores computed over \mathcal{D} is shown in Figure 12. The periods of strong convective activity are also reported in Figure 12.

First, we note that both experiments were very successful at reproducing the cloud cover between the two periods of strong convection. Although the time evolution of both the RMSE-SAT and the ETS-SAT of *mnhmod1* followed approximately that of *mnhoper*, the initial PV corrections led to a constant positive impact after 9 November at 2000 UTC. The reduction of the error is still noticeable on 10 November until 0600 UTC, i.e. during the period preceding the peak of simulated precipitation.

5.3. Impact of the PV modifications on the 2 km model runs

The 6-hour accumulated rain forecasts are now shown for the 2 km model runs (Figure 13). Like the 10 km precipitation forecast (Figure 10), *mnhmod1* produced a precipitation pattern that was close to the Algerian coast while *mnhoper* did not. The *mnhmod1* experiment even

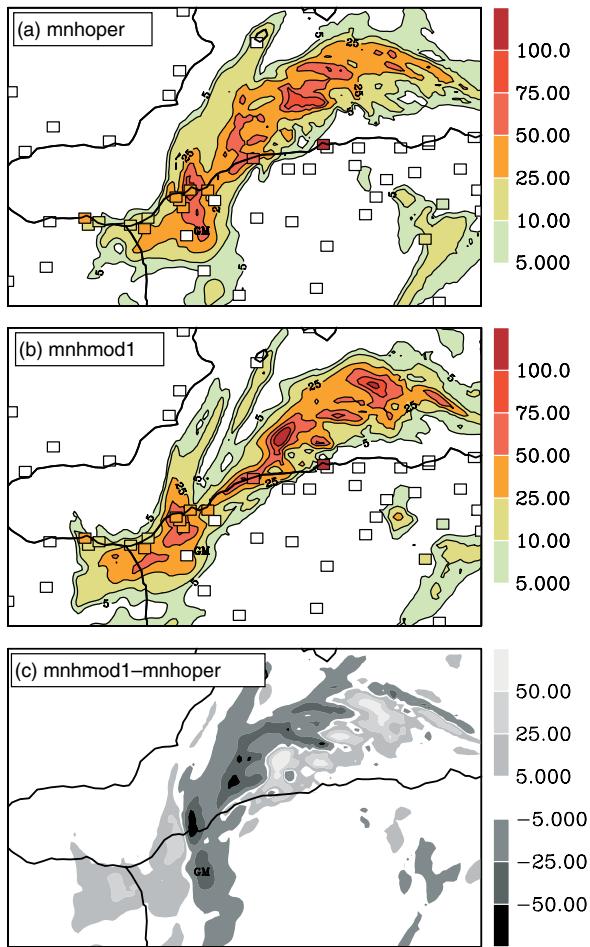


Figure 10. Results for the 10 km model runs: 6-hour accumulated rainfall (mm) valid on 10 November 2001 at 1200 UTC obtained from (a) *mnhoper* and (b) *mnhmod1*; (c) is the difference (b) minus (a). The locations of rain-gauge observations are indicated by the square boxes on (a) and (b). This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/journal/qj

modelled moderate rainfall over the relief surrounding Algiers (almost 40 mm in 6 hours) and heavy rain cores over the sea (more than 100 mm in 6 hours) in contrast with *mnhoper* which only simulated moderate precipitation off Algiers.

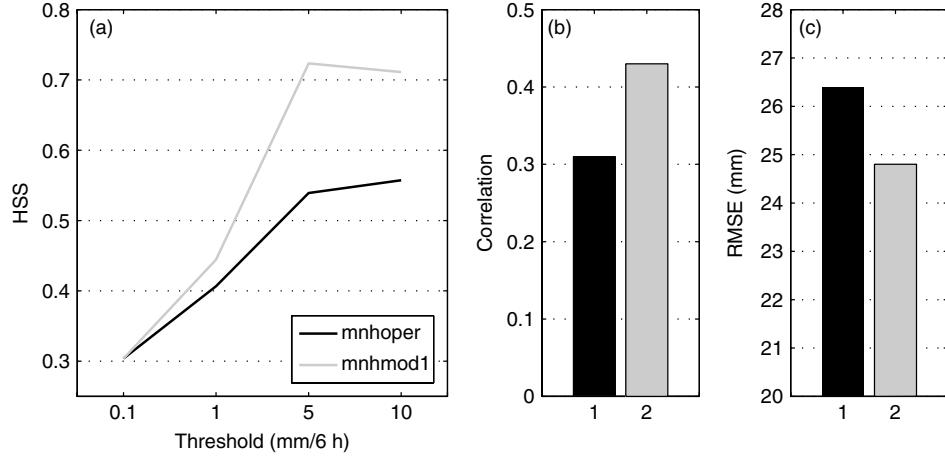


Figure 11. Statistics derived from comparisons between the 10 km model runs and the rain-gauge measurements: (a) Heidke skill score, (b) correlation coefficient and (c) root mean square error. In (b) and (c), the numbers 1 and 2 on the x-axis refer to the experiments *mnhoper* and *mnhmod1*, respectively. The scores were computed over domain \mathcal{D} for the 6-hour accumulated rainfall from 10 November 2001 at 0600 UTC. A total of 54 observations were used and the model results were interpolated at the rain-gauge locations.

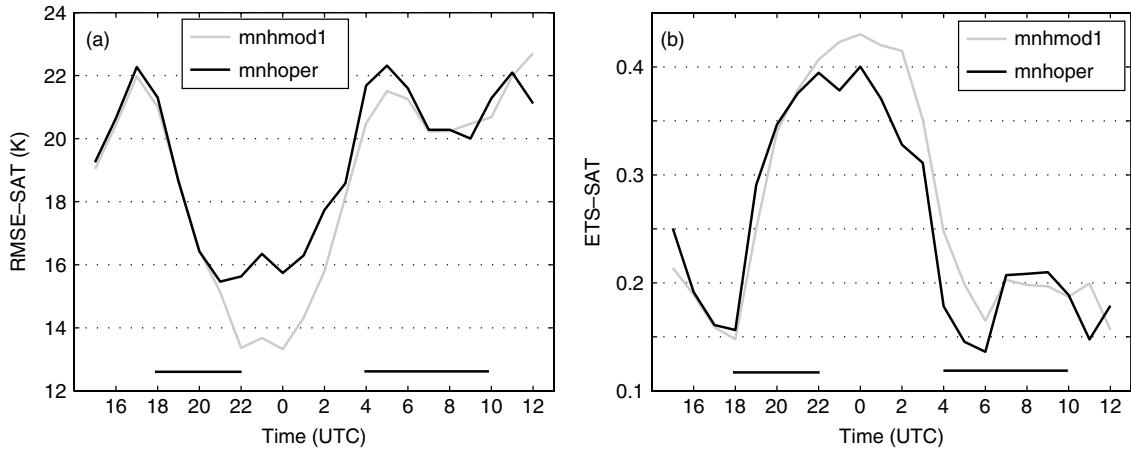


Figure 12. Results for the 10 km model runs: time evolution of the root mean square difference of the brightness temperatures (K) between the Meso-NH experiments and the METEOSAT-7 infrared observations averaged over domain \mathcal{D} from 9 November 2001 at 1500 UTC to 10 November 2001 at 1200 UTC from hourly values; (b) is as (a) but for the equitable threat score. The periods of strong convective activity are indicated by horizontal black lines.

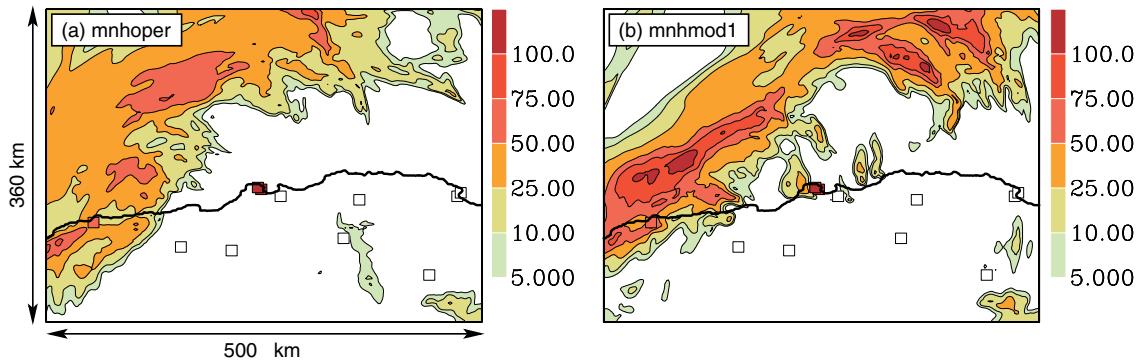


Figure 13. As Figure 10(a) and (b), but for the 2 km model runs. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/journal/qj

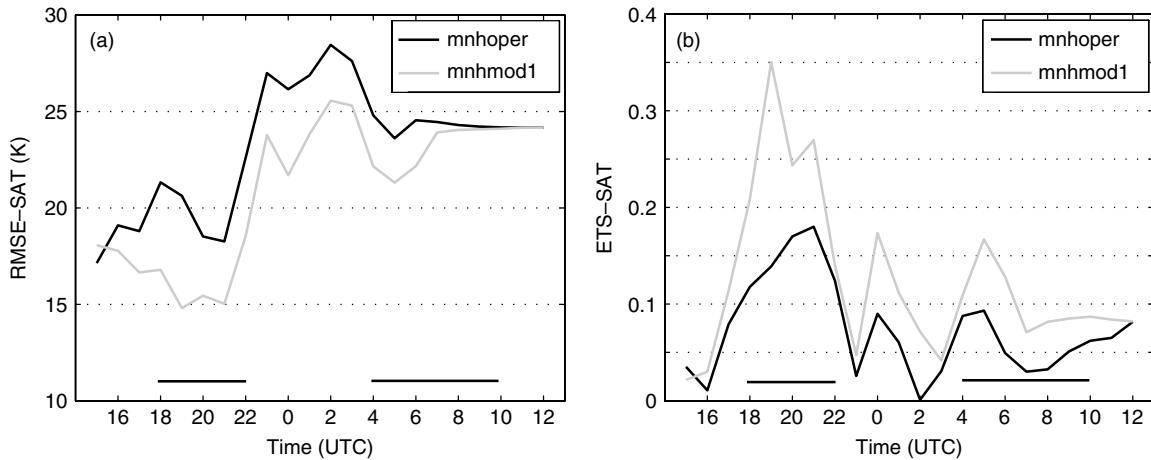


Figure 14. Results for the 2 km model runs: time evolution of the root mean square difference of the brightness temperatures (K) between the Meso-NH experiments and the METEOSAT-7 infrared observations averaged over the 2 km domain from 9 November 2001 at 1500 UTC to 10 November 2001 at 1200 UTC from hourly values; (b) is as (a), but for the equitable threat score. The periods of strong convective activity are indicated by horizontal black lines.

The sparsity of rain-gauges did not allow the quantitative evaluation of the precipitation forecasts at 2 km grid spacing. To overcome this limitation, we performed statistical comparisons of the simulated brightness temperatures derived from the 2 km model runs and METEOSAT-7 infrared observations. As the METEOSAT-7 observations have a horizontal resolution of approximately 8 km in midlatitudes, we performed the comparisons by interpolating the model results and the satellite observations on a grid of 10 km spacing covering the innermost domain of simulation. The results in terms of RMSE-SAT and ETS-SAT (with a threshold of 250 K) averaged over the entire 2 km domain are shown in Figure 14.

Both simulations displayed a comparable temporal evolution of the RMSE-SAT, but the initial PV correction introduced in *mnhmod1* led to a substantial reduction of the error during the two periods of heavy convection (Figure 14(a)). Actually, the *mnhmod1* RMSE-SAT was 20–30% (10%) lower than that of *mnhoper* during the first (second) period of strong convective activity. This tends to demonstrate that *mnhmod1* is better able to reproduce the observed cloudiness than *mnhoper* is. The results provided by the computation of the ETS-SAT (Figure 14(b)) reinforced this conclusion, as *mnhmod1* performed better in modelling the deep clouds that characterized this convective event.

6. Robustness of the PV modification approach

Without wishing to detract from the merit of the present approach since the forecast improvement is large, we should, nevertheless, stress the subjective nature of the method. The magnitudes of the corrections are tuned using METEOSAT-7 WV pictures even though there is no direct relationship between PV and water vapour and the shape of the corrections strongly depends on some

parameters of the PV inversion methods. We therefore addressed the robustness of the present approach by performing two alternative modifications of the initial analysis of 9 November 2001 at 1200 UTC by changing the parameters (amplitude and location) of the chosen PV modifications. These two experiments, designed to improve the initial condition in the same way as *arpmod1*, were called *arpmod11* and *arpmod12* and may be viewed as variations of the *arpmod1* experiment: *arpmod11* was a displacement similar to *arpmod1*, but the amplitude of the PV pattern which was shifted over the dry slot was attenuated by 25%; *arpmod12* was a correction similar to *arpmod1* but the PV pattern was displaced to the south by 0.5° less. Figure 15 shows the MSLP and the height of the 1.5 PVU surface forecasts for each alternative experiment as well as the MSLP differences between the alternative forecasts and *arpmod1* valid on 11 November 2001 at 0000 UTC.

Apparently, the initial PV differences between the alternative forecasts and *arpmod1* led to significant changes of the evolution of the upper-level flow: *arpmod11* produced a deeper trough (characterized by lower values of the height of the 1.5 PVU surface) than *arpmod1*, which could partly explain the greater deepening of the surface low for this alternative experiment (Figure 15(a)). The cyclonic curvature of the tropopause anomaly of *arpmod12* is much more pronounced than that of *arpmod1* (Figure 15(b)), suggesting a rapid progression of the surface cyclone towards the west. After 36 hours of simulation, the cyclonic development produced by *arpmod11* had become quite strong and was located to the east of the *arpmod1* low (Figure 15(c)), suggesting that the weakening of the initial PV anomaly was detrimental to correct forecasting of the minimum location. In the *arpmod12* case, the cyclone forecast on 11 November 2001 at 0000 UTC looked like that of *arpoper*, with somewhat larger values of the MSLP at the centre of the cyclone (Figure 15(d)).

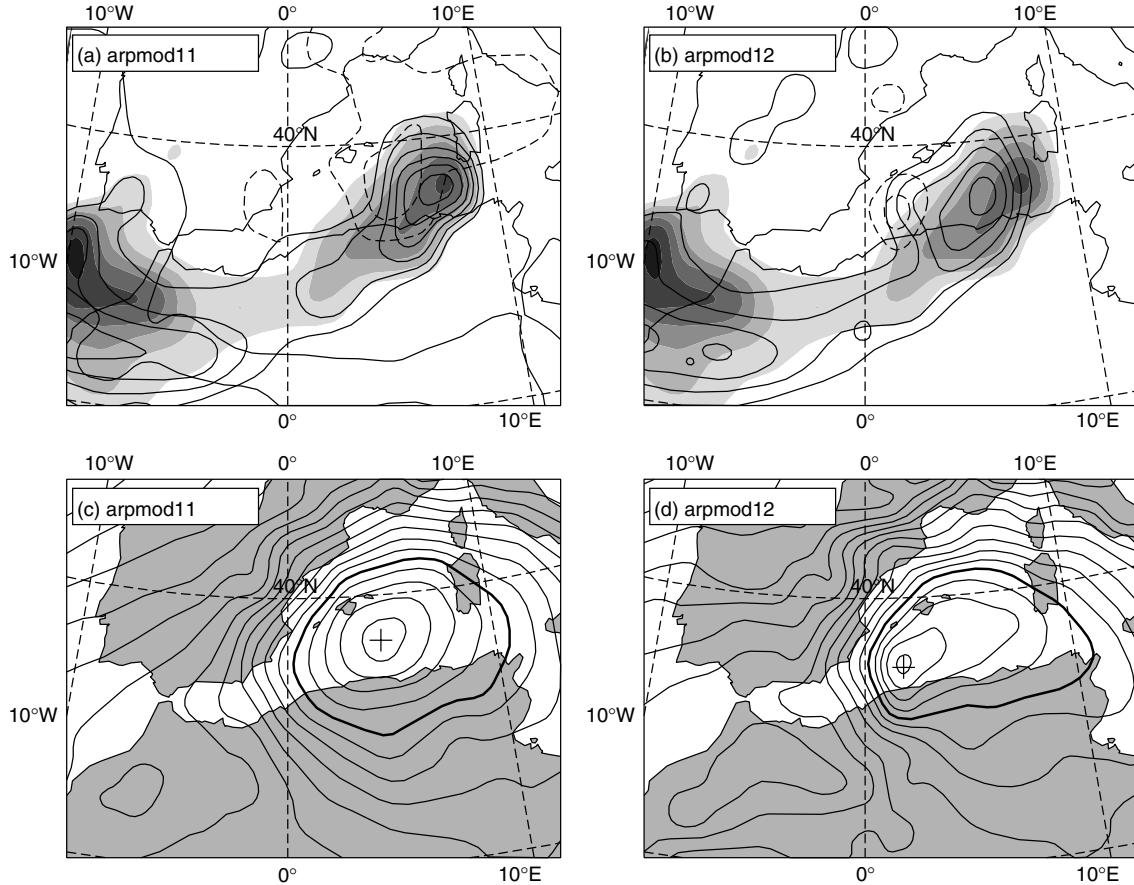


Figure 15. Results for the alternative modification experiments on 11 November 2001 at 0000 UTC. Geopotential height of the 1.5 PVU surface (thick solid lines, contour interval of 200 gpdam, below 800 gpdam) and difference from *arpmod1* of the mean sea level pressure (thin black lines, hPa, contour interval 2 hPa; dashed contours show negative values and zero contours are omitted) for (a) *arpmod11* and (b) *arpmod12*. Mean sea level pressure (hPa, contour interval 2.5 hPa) for (c) *arpmod11*, (d) *arpmod12*. The geopotential height of the 1.5 PVU surface (shading, contour interval of 200 gpdam below 800 gpdam) for *arpmod1* is also shown in (a) and (b). In (c) and (d) the thick black line indicates the 1000 hPa isobar, and the black cross the location of the cyclone's centre.

Bearing in mind the fact that the variations of the parameters of the PV modifications were determined with the intention of modifying the initial condition in the same way, the large differences displayed between the three experiments, *arpmod1*, *arpmod11* and *arpmod12*, suggest that the present approach should be applied with care. Furthermore, it is shown that a combination of initial corrections of both the location and the amplitude of the PV maximum is crucial for the success of *arpmod1* in forecasting the surface pressure development with accuracy. These results are in good agreement with the previous work of Swarbrick (2001) who pointed out the difficulty in implementing PV corrections procedures for operational use.

7. Summary and further discussion

In this study, the influence of local PV modifications on numerical simulations of a deep Mediterranean cyclone has been investigated. This storm dramatically affected northern Algeria and the Balearic Islands and, although

it was reasonably well forecast by operational meteorological centres, some uncertainties about its strength and its associated precipitation remained even at very short range. Using the French operational numerical weather prediction model ARPEGE, we showed that the forecast starting from the operational analysis of 9 November at 1200 UTC was not able to accurately reproduce the development of the surface depression. It appears that local corrections of the upper-level PV field (or of the topography of the dynamical tropopause) guided by METEOSAT-7 WV observations may lead to a substantial improvement of the forecast in terms of surface pressure and accumulated precipitation.

The use of such a low-resolution model did not seem to be optimal for this case-study as most of the convective ascents (and the subsequent precipitation) were probably triggered by the North African orography. As the simulated precipitation amounts were too weak even for the most successful ARPEGE experiment, we then performed two simulations at very high horizontal resolution with the Meso-NH model using the worst and

the best ARPEGE run as boundary conditions. The Meso-NH experiments were better than the ARPEGE ones in the sense that they were able to simulate more realistic (or larger) amounts of rainfall. Qualitative and quantitative assessments of these simulations against rain-gauge and satellite observations indicated that the impact of initial PV corrections was positive, especially during the periods of strong convective activity and thus for the precipitation forecast.

Finally, two alternative ARPEGE experiments were performed to study the sensitivity of the forecast to the type of modifications applied. PV corrections differing slightly from those of the most successful experiments were introduced at initial time and their impact on the cyclone forecast was studied. Such small variations of the initial corrections led to strong differences between the experiments. While one of the simulations gave results close to the best ARPEGE experiment, the second completely failed to provide an accurate representation of the depression at its mature stage. This proves that this Mediterranean cyclone was very sensitive to slight perturbations of the upper-level flow, like several other cases of cyclogenesis (Huo *et al.*, 1999; Romero, 2001; Lambert *et al.*, 2004, among others).

From these previous works, it was also shown that initial PV modifications may be useful in the framework of the generation of short-term ensemble forecasting as the initial PV perturbations (if they were applied in sensitive regions) would grow rapidly, leading to huge differences between two numerical forecasts taking slightly different initial conditions. By using a nonlinear quasi-geostrophic model, Plu and Arbogast (2005) investigated the use of PV perturbations for the generation of short-term ensembles for an idealized baroclinic cyclogenesis initially defined by two anomalies, one at the tropopause and the other near the ground. They showed that an ensemble based on perturbations of the upper-level precursor (both in amplitude and in position) was more able than singular vector ensembles to reproduce the statistical distribution of each of the possible evolutions of the cyclogenesis. Following these ideas, and the results of the present paper suggesting that upper-level dynamics do partly control deep convection and more widespread atmospheric features where moist processes are crucial, ensemble prediction systems dedicated to the mesoscale should at least include initial perturbations that follow upper-level coherent structures.

Acknowledgements

The authors thank the two reviewers for their helpful comments. This study was supported by the ACI/FNS (Action Coordonnée Incitative/Fonds National de la Science) *Aléas et Changements Globaux* programme. Computational resources were provided by IDRIS (under project 080569-CP1). METEOSAT-7 observations were obtained from SATMOS and rain-gauge data were provided by Météo-France.

References

Arbogast P, Maynard K, Crepin F. 2008. Ertel potential vorticity inversion using a digital filter initialization method. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **134**: 1287–1296.

Argence S, Lambert D, Richard E, Chaboureau JP, Söhne N. 2008. Impact of initial condition uncertainties on the predictability of heavy rainfall in the Mediterranean: A case-study. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **134**: 1775–1788.

Arreola J, Homar V, Romero R, Ramis C, Alonso S. 2003. ‘Multiscale numerical study of the 10–12 November 2001 strong cyclogenesis event in the Western Mediterranean’. PLC04-A-00017 in Proceedings of Fourth Plinius Conference on Mediterranean Storms, Mallorca, 2–4 October 2002. European Geophysical Society: Katlenburg-Lindau, Germany.

Baleste MC, Brunet H, Mougel A, Coiffier J, Bourdette N, Bessemoulin P. 2001. *Les Tempêtes Exceptionnelles de Noël 1999. Collection Phénomènes Remarquables 7*: Météo-France: Toulouse.

Bechtold P, Bazile E, Guichard F, Mascart P, Richard E. 2001. A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **127**: 869–886.

Bougeault P, Lacarrère P. 1989. Parameterization of orography-induced turbulence in a meso-beta scale model. *Mon. Weather Rev.* **117**: 1870–1888.

Chaboureau JP, Cammas JP, Mascart P, Pinty JP, Claud C, Roca R, Morcrette JJ. 2000. Evaluation of a cloud system life cycle simulated by Meso-NH during FASTEX using METEOSAT radiances and TOVS-3I cloud retrievals. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **126**: 1735–1750.

Chaboureau JP, Claud C. 2006. Satellite-based climatology of Mediterranean cloud systems and their association with large-scale circulation. *J. Geophys. Res.* **111**: D01102, doi:10.1029/2005JD006460.

Courtier P, Freydier C, Geleyn JF, Rabier F, Rochas M. 1991. ‘The ARPEGE project at Météo-France’. *Proceedings of Seminar on Numerical Methods in Atmospheric Models*, Vol. II, 9–13 September 1991. ECMWF: Reading, UK. pp 193–231.

Cuxart J, Bougeault P, Redelsperger, JP. 2000. A turbulence scheme allowing for mesoscale large-eddy simulations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **127**: 869–886.

Demirtas M, Thorpe AJ. 1999. Sensitivity of short-range weather forecasts to local potential vorticity modifications. *Mon. Weather Rev.* **127**: 922–939.

Funatsu BM, Claud C, Chaboureau JP. 2008. A 6-year AMSU-based climatology of upper-level troughs and associated precipitation distribution in the Mediterranean region. *J. Geophys. Res.* **113**: D15120, doi:10.1029/2008JD009918.

Georgiev CG. 1999. Quantitative relationship between METEOSAT WV data and positive potential vorticity anomalies: A case-study over the Mediterranean. *Meteorol. Appl.* **6**: 97–109.

Georgiev CG, Martín F. 2001. Use of potential vorticity fields, METEOSAT water vapour imagery and pseudo water vapour images for evaluating numerical model behaviour. *Meteorol. Appl.* **8**: 57–69.

Guerin R, Desroziers G, Arbogast P. 2006. 4D-Var analysis of potential vorticity pseudo-observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **132**: 1283–1298.

Hello G, Arbogast P. 2004. Two different methods to correct the initial conditions applied to the storm of 27 December 1999 over southern France. *Meteorol. Appl.* **11**: 51–57.

Hoskins BJ, McIntyre ME, Robertson AW. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **111**: 877–947.

Huo Z, Zhang DL, Gyakum J. 1999. Interaction of potential vorticity anomalies in extratropical cyclogenesis. Part II: Sensitivity to initial perturbations. *Mon. Weather Rev.* **127**: 2563–2575.

Kain JS, Fritsch JM. 1993. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. In *The representation of cumulus convection in numerical models*. Emanuel KA, Raymond DJ. (eds.) *Meteorol. Monograph* **46**: 165–170.

Lagouvardos K, Kotrotsi V. 2000. Use of METEOSAT water-vapour images for the diagnosis of a vigorous stratospheric intrusion over the central Mediterranean. *Meteorol. Appl.* **7**: 205–210.

Lafore JP, Stein J, Asencio N, Bougeault P, Ducrocq V, Duron J, Fisher C, Héreil 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.

Lambert D, Arbogast P, Cammas JP, Donnadille J, Mascart P. 2004. A cold-air cyclogenesis study using a potential vorticity inversion method. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **130**: 2953–2970.

Mallet I, Cammas JP, Mascart P, Bechtold P. 1999. Effects of cloud diabatic heating on the early development of the FASTEX IOP-17 cyclone. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **125**: 3439–3467.

Manders AMM, Verkley WTM, Diepeveen JJ, Moene AR. 2007. Application of a potential vorticity inversion method to a case of rapid cyclogenesis over the Atlantic Ocean. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **133**: 1755–1770.

Mansfield D. 1996. The use of potential vorticity as an operational forecasting tool. *Meteorol. Appl.* **3**: 195–210.

Pinty JP, Jabouille P. 1998. ‘A mixed-phase cloud parametrization for use in mesoscale non-hydrostatic models: Simulations of a squall-line and of orographic precipitation’. In Proceedings of conference on cloud physics, August 1999, Everett, WA, USA. Amer. Meteorol. Soc: Boston, USA, pp 217–220.

Plu M, Arbogast P. 2005. A cyclogenesis evolving into two distinct scenarios and its implication for short-term ensemble forecasting. *Mon. Weather Rev.* **133**: 2016–2029.

Romero R. 2001. Sensitivity of a heavy rain producing Western Mediterranean cyclone to embedded potential vorticity anomalies. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **127**: 2559–2597.

Romero R. 2008. A method for quantifying the impacts and interactions of potential-vorticity anomalies in extratropical cyclones. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **134**: 385–402.

Røsting B, Kristjánsson JE. 2006. Improving simulations of severe winter storms by initial modification of potential vorticity in sensitive regions. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **132**: 2625–2652.

Røsting B, Kristjánsson JE. 2008. A successful resimulation of the 7–8 January 2005 winter storm through initial potential vorticity modification in sensitive regions. *Tellus A* **60A**: 604–619.

Santurette P, Georgiev CG. 2005. *Weather Analysis and Forecasting: Applying satellite water vapor imagery and potential vorticity analysis*. Elsevier Academic Press.

Santurette P, Joly A. 2002. ANASYG/PRESYG, Météo-France’s new graphical summary of the synoptic situation. *Meteorol. Appl.* **9**: 129–154.

Saunders R, Matricardi M, Brunel P, English S, Bauer P, O’Keefe U, Francis P, Rayer P. 2005. ‘RTTOV-8 science and validation report’. NWP SAF Technical report. Met Office: Exeter, UK.

Swarbrick SJ. 2001. Applying the relationship between potential vorticity fields and water vapour imagery to adjust initial conditions in NWP. *Meteorol. Appl.* **8**: 221–228.

Tripoli GJ, Medaglia CM, Dietrich S, Mugnai A, Panegrossi G, Pinori S, Smith, EA. 2005. The 9–10 November 2001 Algerian flood. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **86**: 1229–1235.

Conclusions et perspectives

Les événements de pluies intenses représentent un danger réel pour les populations qui habitent le pourtour du bassin Méditerranéen. Les précipitations abondantes parfois associées à des vents violents peuvent engendrer des inondations ayant un impact catastrophique sur l'Homme et son environnement. Bien que l'on ne puisse pas changer le cours du temps (d'un point de vue météorologique), il est aujourd'hui possible de mieux appréhender ces phénomènes, de comprendre leur dynamique et ainsi de prévenir les populations de l'occurrence de tels événements de quelques heures à quelques jours à l'avance. Néanmoins, malgré les nombreux efforts de recherche entrepris, certaines situations demeurent encore très difficiles à prévoir, même à très courte échéance.

Les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse ont consisté à étudier l'importance de la qualité des conditions initiales pour la prévision d'un cas de précipitations intenses qui a touché l'ensemble de la Méditerranée Occidentale au mois de novembre 2001. Ce cas est un paradigme d'événement intense Méditerranéen caractérisé par la présence d'un profond thalweg d'altitude associé à une cyclogenèse particulièrement virulente. Dans un premier temps, la sensibilité de la prévision de la convection (et des précipitations associées) aux incertitudes sur l'état initial a été évaluée au travers de simulations numériques réalisées à très haute résolution spatiale. La seconde partie de notre étude a porté sur l'évaluation de l'apport de corrections locales de tourbillon potentiel pour la prévision numérique du même cas d'étude. Nous avons ainsi examiné les processus qui dominaient la propagation et la croissance de perturbations initiales ainsi que certains moyens qu'il était possible de mettre en oeuvre afin de réduire l'impact de ces sources d'incertitudes sur la simulation de l'événement météorologique étudié.

Incertitudes aux conditions initiales : quel impact sur la prévision numérique d'un événement intense Méditerranéen ?

L'étude de l'impact de faibles perturbations initiales sur la prévision du cas de novembre 2001 a révélé qu'une faible erreur sur la représentation du thalweg d'altitude avait pour conséquence de considérablement limiter la prévisibilité de la cyclogenèse étudiée. En particulier, nous avons montré que perturber la profondeur du thalweg (et l'intensité de l'anomalie positive de tourbillon potentiel associée) avait un impact majeur sur la prévision de l'événement en question. Ainsi, les simulations possédant le thalweg initial le plus profond produisent un couplage précoce et une forte interaction entre la circulation en basses couches et l'anomalie positive de tourbillon potentiel en haute troposphère, confirmant les résultats de *Homar et Stensrud [2004]*.

Il a ensuite été montré que l'incertitude sur la prévision de la dépression de surface avait un fort impact sur la prévisibilité des développements convectifs. En effet, pour le cas étudié, le développement et le maintien de la convection aux abords des côtes Algériennes sont fortement dépendants de la dynamique en basses couches. Dans les diverses simulations réalisées, la naissance et l'entretien des nuages convectifs découlent de la présence d'une zone de convergence en basses couches et des reliefs côtiers. Ainsi, une erreur sur la prévision du cyclone de surface peut avoir une incidence non-négligeable sur la circulation dans la basse troposphère et fortement influencer la distribution et l'intensité des phénomènes convectifs à méso-échelle.

Au final, même de faibles perturbations du thalweg d'altitude se propagent et s'intensifient au cours de la simulation pour à terme influencer la prévision du cyclone de surface et des phénomènes précipitants associés.

Apport de corrections locales de tourbillon potentiel pour la prévision des dépressions Méditerranéennes

L'application de corrections locales de tourbillon potentiel guidées par l'observation satellite dans le canal vapeur d'eau de Meteosat 7 s'est avérée extrêmement pertinente dans le cadre de la prévision du cas de novembre 2001. Alors que la

prévision opérationnelle avait tendance à produire une dépression de surface trop creuse, nous avons montré que lors de l'introduction de modifications en haute troposphère durant la phase de genèse de la dépression étudiée, l'amélioration de la prévision qui en découlait s'avérait significative, que ce soit en terme de pression au niveau de la mer, de couverture nuageuse ou encore de précipitations cumulées.

L'analyse dynamique de l'impact de ces modifications a révélé que les circulations en haute et basse troposphère se retrouvaient toutes deux affectées au cours de la prévision. Ainsi, nous avons montré que la perturbation du flux d'altitude associée à une correction donnée du champ de tourbillon potentiel se propageait vers l'Est/Sud-Est, induisant par là-même des perturbations en amont et en aval du thalweg d'altitude. En revanche, c'est l'étude de la composante diabatique du tourbillon potentiel en basses couches (entre 700 hPa et 900 hPa) qui a permis de comprendre précisément d'où venait l'amélioration de la prévision du minimum dépressionnaire. En fait, la position et le creusement de la dépression de surface sont apparus fortement dépendants de la localisation et l'intensité des noyaux de tourbillon potentiel générés par la libération de chaleur latente associée aux développements convectifs. Ainsi, au travers de leur impact sur la distribution et l'intensité de la convection, les corrections introduites en accord avec l'observation satellite ont eu une influence indirecte mais positive sur la prévision de ce cas typique Méditerranéen.

Perspectives

Les travaux qui ont été conduits ont confirmé combien les incertitudes aux conditions initiales peuvent persister et influencer la prévision à méso-échelle de phénomènes violents. Bien que les études menées ne concernent qu'un seul cyclone extratropical, nous devons garder à l'esprit que celui-ci présentait de nombreuses caractéristiques typiques des dépressions Méditerranéennes. Nous supposons ainsi que les conclusions que nous avons pu tirer au cours de nos travaux peuvent être applicables à ce type d'événements en Méditerranée. En revanche, les méthodes utilisées doivent être mises en oeuvre pour l'étude d'autres situations météorologiques violentes qui affectent le bassin Méditerranéen, telles que les systèmes convectifs de méso-échelle quasi-stationnaires, les perturbations frontales ou encore les orages orographiques. Dans cette optique, de nouvelles études considérant des situations météorologiques diverses sont actuellement en cours (Claud et al. [2008] ; Lambert et al. [2008]). De nouveaux mécanismes de croissance d'erreurs, comme l'effet des

phénomènes diabatiques (associés à la convection profonde), pourraient apparaître et ainsi être mieux pris en compte dans d'éventuels processus de prévision probabiliste, par exemple en utilisant une paramétrisation stochastique de la convection profonde ou de la microphysique nuageuse.

Au vu de ces différentes études, il semble que l'utilisation de systèmes d'ensembles serait recommandée pour ce type de situation météorologique. Il apparaît même que l'utilisation de perturbations initiales de tourbillon potentiel serait utile pour la génération d'ensembles à méso-échelle puisque une modification initiale de tourbillon potentiel (si elle est appliquée dans une zone suffisamment sensible) peut rapidement croître, conduisant à d'importantes différences entre deux simulations numériques utilisant des conditions initiales légèrement différentes. Cette idée a été explorée avec succès par *Plu et Arbogast* [2005] en utilisant un modèle quasi-géostrophique et une cyclogenèse idéalisée initialement représentée par un précurseur à la tropopause et un de surface. Ainsi, ces auteurs ont montré qu'un ensemble basé sur la perturbation systématique du précurseur d'altitude était plus apte à reproduire la distribution statistique des évolutions possibles du cyclone de surface que ne l'étaient des ensembles basés sur la méthode des vecteurs singuliers. Nos travaux ayant démontré que la dynamique d'altitude contrôlait en grande partie la distribution des systèmes convectifs et plus généralement des phénomènes atmosphériques pour lesquels les processus humides sont cruciaux, les systèmes de prévision d'ensemble pour la méso-échelle devraient inclure des perturbations initiales des structures cohérentes de la haute troposphère.

Enfin, il serait intéressant de poursuivre les études présentées dans ce manuscrit en examinant le rôle respectif des conditions latérales et paramétrisations physiques dans la croissance d'erreurs de prévisions. Cette thématique de recherche demeure encore trop peu développée et demande à l'être particulièrement pour la prévision du temps en Méditerranée. L'intérêt d'un tel travail est de parvenir à hiérarchiser les différentes sources d'erreurs qui affectent la prévision numérique du temps, comprendre comment elles naissent et évoluent, l'objectif final étant de pouvoir proposer un système de prévision d'ensemble fonctionnant à très haute résolution spatiale pour un coût de calcul raisonnable. De nombreuses réponses pourront sans doute être apportées à ces questions scientifiques grâce au projet HyMeX¹ qui vise à développer un programme expérimental de grande envergure dédié à l'étude du cycle hydrologique sur le bassin Méditerranéen pour

¹HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment ; <http://www.cnrm.meteo.fr/hymex/>

Conclusions et perspectives

la période 2010-2020.

Bibliographie

Alpert, P., B. U. Neeman, et Y. Shay-El, Climatological analyses of Mediterranean cyclones using ECMWF data, *Tellus*, 42A, 65–77, 1990.

Arbogast, P., K. Maynard, et F. Crépin, Ertel potential vorticity inversion using a digital filter initialization method, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 134, 1287–1296, 2008.

Argence, S., D. Lambert, E. Richard, N. Söhne, J.-P. Chaboureau, F. Crépin, et P. Arbogast, High resolution numerical study of the Algiers 2001 flash flood : sensitivity to the upper-level potential vorticity anomaly, *Adv. Geosciences*, 7, 251–257, 2006.

Argence, S., D. Lambert, E. Richard, J.-P. Chaboureau, et N. Söhne, Impact of initial condition uncertainties on the predictability of heavy rainfall in the Mediterranean : a case study, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 134, 1775–1788, 2008.

Argence, S., D. Lambert, E. Richard, J.-P. Chaboureau, P. Arbogast, et K. Maynard, Improving the numerical prediction of a cyclone in the Mediterranean by local potential vorticity modifications, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, sous presse, 2009.

Bannon, P., Potential vorticity conservation, hydrostatic adjustment and the anelastic approximation, *J. Atmos. Sci.*, 52, 2302–2312, 1995.

Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, et E. Richard, A mass flux convection scheme for regional and global models, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127, 869–886, 2001.

Bei, N., et F. Zhang, Impacts of initial condition errors on mesoscale predictability of heavy precipitation along the Mei-Yu front of China, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133, 83–99, 2007.

Bishop, C. H., B. J. Etherton, et S. J. Majumdar, Adaptative Sampling with the Ensemble Transform Kalman Filter. Part I : Theoretical Aspects, *Mon. Weather Rev.*, 129, 420–436, 2001.

Bougeault, P., et P. Laccarère, Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model, *Mon. Weather Rev.*, 117, 1872–1890, 1989.

Bougeault, P., P. Binder, A. Buzzi, R. Dirks, R. Houze, J. K. R. B. Smith, R. Steinacker, et H. Volkert, The MAP Special Observing Period, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 82, 433–462, 2001.

Bouttier, F., et P. Courtier, *Data assimilation concepts and methods*, ECMWF, ECMWF Training Course, Lecture Series, 1999.

Bowler, N. E., A. Arribas, K. Mylne, K. Robertson, et S. Beare, The MOGREPS short-range ensemble prediction system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 134, 703–722, 2008.

Buizza, R., Potential forecast skill of ensemble prediction, and spread and skill distributions of the ECMWF Ensemble Prediction System, *Mon. Weather Rev.*, 125, 99–119, 1997.

Buizza, R., et T. Palmer, The singular vector structure of the atmospheric general circulation, *J. Atmos. Sci.*, 52, 1434–1456, 1995.

Buizza, R., et T. Palmer, Impact of Ensemble Size on Ensemble Prediction, *Mon. Weather Rev.*, 126, 2503–2518, 1998.

Buizza, R., M. Miller, et T. Palmer, Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF Ensemble Prediction System, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 125, 2887–2908, 1999.

Caumont, O., Simulation et assimilation de données radar pour la prévision de la convection profonde à fine échelle, Ph.D. thesis, Université Toulouse III, 2007.

Chaboureau, J.-P., et C. Claud, Satellite-based climatology of Mediterranean cloud systems and their association with large-scale circulation, *J. Geophys. Res.*, 111(D01102), doi :10.1029/2005JD006460, 2006.

Chaboureau, J.-P., J.-P. Cammas, P. Mascart, J.-P. Pinty, J.-P. Lafore, R. Roca, et J.-J. Morcrette, Evaluation of a cloud system life-cycle simulated by the Meso-NH model during FASTEX using METEOSAT radiances and TOVS-3I cloud retrievals, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 1735–1750, 2000.

Claud, C., et al., The 26 September 2006 mesoscale storm over the western Mediterranean Sea : satellite observations and numerical simulations, in *2nd HyMeX Workshop*, Paris, France, 2008.

BIBLIOGRAPHIE

Courtier, P., C. Freydier, J. G. F. Rabier, et M. Rochas, The ARPEGE project at Météo-France, in *Proceedings ECMWF Seminar*, pp. 193–231, Reading, United Kingdom, ECMWF, 1991.

Cuxart, J., P. Bougeault, et J. Redelsperger, A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 1–30, 2000.

Davis, C. A., et K. E. Emanuel, Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis, *J. Atmos. Sci.*, 119, 1929–1953, 1991.

Delrieu, G., et al., The catastrophic flash-flood event of 8–9 September 2002 in the Gard region, France : A first case study for the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory, *J. Hydrometeorol.*, 6, 34–52, 2005.

Demirtas, M., et A. Thorpe, Sensitivity of Short-Range Weather Forecasts to Local Potential Vorticity Modifications, *Mon. Weather Rev.*, 127, 922–939, 1999.

Descamps, L., et O. Talagrand, On Some Aspects of the Definition of Initial Conditions for Ensemble Prediction, *Mon. Weather Rev.*, 135, 3260–3272, 2000.

Doerenbecher, A., et al., Cyclogenèses et précipitations intenses : éléments de prévisibilité, besoins en observations, *La Météorologie*, soumis, 2009.

Ducrocq, V., J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger, et F. Orain, Initialization of a fine-scale model for convective system prediction, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 3041–3066, 2000.

Ducrocq, V., D. Ricard, J.-P. Lafore, et F. Orain, Storm-Scale Numerical Rainfall Prediction for Five Precipitating Events over France : On the Importance of the Initial Humidity Field, *Weather and Forecasting*, 17, 1236–1256, 2002.

Ducrocq, V., C. Lebeaupin, T. Thouvenin, H. Giordani, K. Chancibault, S. Anquetin, et G.-M. Saulnier, L'événement des 8–9 septembre 2002 : Situation météorologique et simulation à mésoscale, *La Houille Blanche*, 6, 86–92, 2004.

Ducrocq, V., O. Nuissier, D. Ricard, C. Lebeaupin, et T. Thouvenin, A numerical study of three catastrophic events over Southern France. Part II : Mesoscale triggering and stationarity factors, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 134, 131–145, 2008.

Durran, D., Improving the anelastic approximation, *J. Atmos. Sci.*, 46, 1453–1461, 1989.

Ertel, H., Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz, *Meteorol. Zeitschrift.*, 59, 277–281, 1942.

Eyre, J. R., 'Planet Earth seen from space : basic concepts', Reading, Pp. 5-19 in Proceedings of the ECMWF seminar on Exploitation of the new generation satellite instruments for numerical weather prediction, 4-8 September 2000, 2000.

Faccani, C., D. Cimini, F. Marzano, et R. Ferretti, Three-dimensional variational data assimilation of Special Sensor Microwave/Imager data into a mesoscale weather-prediction model : A case study, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133, 1295–1307, 2007.

Fehlmann, R., et H. C. Davies, Misforecasts of Synoptic Systems : Diagnosis via PV Retrodiction, *Mon. Weather Rev.*, 125, 2247–2264, 1997.

Fehlmann, R., C. Quadri, et H. C. Davies, An Alpine Rainstorm : Sensitivity to the Mesoscale Upper-Level Structure, *Weather and Forecasting*, 15, 4–28, 2000.

Funatsu, B., C. Claud, et J.-P. Chaboureau, A 6-year AMSU-based climatology of stratospheric intrusions and associated precipitation distribution in the Mediterranean region, *J. Geophys. Res.*, 113(D15120), doi :10.1029/2008JD009918, 2008.

Gal-Chen, T., et R. Sommerville, On the use of a coordinate transformation for the solution of the navier-stokes equations, *J. Comput. Phys.*, 17, 209–228, 1975.

Garcia-moya, J. A., A. Callado, C. Santos, D. Santos, et J. Simarro, Multi-model ensemble for short-range predictability, in *3rd International Verification Methods Workshop*, ECMWF, 2007.

Georgiev, C. G., Quantitative relationship between Meteosat WV data and positive potential vorticity anomalies : a case study over the Mediterranean, *Meteorol. Appl.*, 6, 97–109, 1999.

Georgiev, C. G., et F. Martín, Use of potential vorticity fields, Meteosat water vapour imagery and pseudo water vapour images for evaluating numerical model behaviour, *Meteorol. Appl.*, 8, 57–69, 2001.

Gregory, D., J. Morcrette, C. Jakob, A. Beljaars, et T. Stockdale, Revision of convection, radiation and cloud schemes in the ECMWF integrated forecasting system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 1685–1710, 2000.

Guerin, R., G. Desroziers, et P. Arbogast, 4D-Var analysis of potential vorticity pseudo-observations, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 132, 1283–1298, 2006.

BIBLIOGRAPHIE

Hamill, T. M., C. Snyder, et R. Morss, A comparison of probabilistic forecasts from bred, singular-vector, and perturbed observation ensembles, *Mon. Weather Rev.*, 128, 1835–1851, 2000.

Hello, G., et P. Arbogast, Two different methods to correct the initial conditions applied to the storm of 27 December 1999 over southern France, *Meteorol. Appl.*, 11, 41–57, 2004.

Hernandez, E., L. Cana, J. Diaz, R. Garcia, et L. Gimeno, Mesoscale convective complexes over Western Mediterranean area during 1990-1994, *Meteor. Atmos. Phys.*, 68, 1–12, 1998.

Hoffman, R. N., et E. Kalnay, Lagged average forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting, *Tellus*, 35A, 100–118, 1983.

Hohenegger, C., et C. Schär, Predictability and error growth dynamics in a cloud-resolving model, *J. Atmos. Sci.*, 64, 4467–4478, 2007a.

Hohenegger, C., et C. Schär, Atmospheric predictability at synoptic versus cloud-resolving scales, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 11, 1783–1793, 2007b.

Hohenegger, C., D. Lüthi, et C. Schär, Predictability mysteries in cloud-resolving models, *Mon. Weather Rev.*, 134, 2095–2107, 2006.

Hohenegger, C., A. Walser, W. Langhans, et C. Schär, Cloud-resolving ensemble simulations of the August 2005 Alpine flood, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 134, 889–904, 2008.

Hoinka, K. P., C. Schwierz, et O. Martius, Synoptic-scale weather patterns during Alpine heavy rain events, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 132, 2853–2860, 2008.

Homar, V., et D. Stensrud, Sensitivities of an intense Mediterranean cyclone : Analysis and validation, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 130, 2519–2540, 2004.

Homar, V., R. Romero, D. J. Stensrud, C. Ramis, et S. Alonso, Numerical diagnosis of a small, quasi-tropical cyclone over the western Mediterranean : Dynamical vs. boundary factors, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 129, 1469–1490, 2003.

Hoskins, B. J., et P. Berrisford, A potential vorticity perspective of the storm of 15-16 October 1987, *Weather*, 43, 122–129, 1988.

Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, et R. W. Robertson, On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 11, 877–946, 1985.

Hoskins, B. J., R. Buizza, et J. Badger, The nature of singular vector growth and structure, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 1565–1580, 2000.

Houtemakar, P. L., L. Lefaivre, J. Derome, H. Ritchie, et H. Mitchell, A system simulation approach to ensemble prediction, *Mon. Weather Rev.*, 124, 1225–1242, 1996.

Houze, R. A., S. A. Rutledge, M. I. Biggerstaff, et B. F. Smull, Interpretation of doppler weather-data displays in midlatitude mesoscale convective systems, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 70, 613–654, 1989.

Joly, A., Du meilleur endroit pour placer le thermomètre : L'observation adaptative, *La Météorologie*, 43, 22–36, 2003.

Kain, J. S., et J. Fritsch, Convective parameterization for mesoscale models : The Kain-Fritsch scheme, in *The representation of cumulus convection in numerical models*, edited by American Meteorological Society, pp. 165–170, Boston, USA, 1993.

Kalnay, E., *Atmospheric Modelling, Data Assimilation and Predictability*, Cambridge University Press ed., 346 pp., Cambridge, U.K., 2003.

Kong, F., K. Droege, et N. Hickmon, Multiresolution Ensemble Forecasts of an Observed Tornadic Thunderstorm System. Part I : Comparison of Coarse- and Fine-Grid Experiments, *Mon. Weather Rev.*, 134, 807–833, 2006.

Kong, F., K. Droege, et N. Hickmon, Multiresolution Ensemble Forecasts of an Observed Tornadic Thunderstorm System. Part II : Storm-Scale Experiments, *Mon. Weather Rev.*, 135, 759–782, 2007.

Lafore, J.-P., et al., The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I : adiabatic formulation and control simulations, *Ann. Geophys.*, 16, 90–109, 1998.

Lagouvardos, K., et V. Kotroni, Use of METEOSAT water-vapour images for the diagnosis of a vigorous stratospheric intrusion over the central Mediterranean, *Meteorol. Appl.*, 7, 205–210, 2000.

Lagouvardos, K., et V. Kotroni, Improvement of high-resolution weather forecasts through humidity adjustment based on satellite data, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2695–2712, 2005.

Lambert, D., S. Argence, E. Richard, V. Jacq, C. Garnaud, et G. Paque, Intense weather episodes in Corsica : windstorms and heavy rainfalls, in *2nd HyMeX Workshop*, Paris, France, 2008.

BIBLIOGRAPHIE

Lebeaupin, C., Etude du couplage océan-atmosphère associé aux épisodes de pluie intense en région méditerranéenne, Ph.D. thesis, Université Toulouse III, 2007.

Lebeaupin, C., V. Ducrocq, et H. Giordani, Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts, *J. Geophys. Res.*, 111(D12110), doi :10.1029/2005JD006541, 2006.

Lefavre, L., P. Houtemaker, A. Bergeron, et R. Verret, The CMC Ensemble Prediction System, pp. 31–44, ECMWF 6th Workshop on Meteorological Operational Systems, 1997.

Lin, Y., R. Farley, et H. Orville, Bulk parameterization of snow field in a cloud model, *J. Appl. Meteor.*, 22, 1065–1092, 1983.

Lipps, F., et R. Hemler, A scale analyses of deep moist convection and some related numerical calculations, *J. Atmos. Sci.*, 39, 2192–2210, 1982.

Llasat, M., et M. Puigcerver, Meteorological factors associated with floods in the North-eastern part of the Iberian Peninsula, *Nath. Hazards*, 9, 81–93, 1994.

Lorenz, E. N., Deterministic nonperiodic flow, *J. Atmos. Sci.*, 113, 130–141, 1963.

Maheras, P., H. A. Flocas, I. Patrikas, et C. Anagnostopoulou, A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region : spatial and temporal distribution, *Int. J. Climatol.*, 21, 109–130, 2001.

Malardel, S., *Fondamentaux de Météorologie : à l'école du temps*, Cépaduès ed., 712 pp., 2005.

Manders, A. M. M., W. Verkley, J. Diepeveen, et A. Moene, Application of a potential vorticity inversion method to a case of rapid cyclogenesis over the Atlantic Ocean, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133, 1755–1770, 2007.

Mansfield, D., The use of potential vorticity as an operational forecasting tool, *Meteorol. Appl.*, 3, 195–210, 1996.

Marsigli, C., A. Montani, F. Nerozzi, T. Paccagnella, S. Tibaldi, F. Molteni, et R. Buizza, A strategy for high-resolution ensemble prediction. II : Limited-area experiments in four Alpine flood events, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127, 2095–2115, 2001.

Marsigli, C., A. Montani, et T. Paccagnella, A spatial verification method applied to the evaluation of high-resolution ensemble forecasts, *Meteorol. Appl.*, 15, 125–143, 2008.

Martius, O., C. Schwierz, et H. C. Davies, Far-upstream precursors of heavy precipitation events on the Alpine south-side, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 134, 417–428, 2008.

Massacand, A., H. Wernli, et H. C. Davies, Heavy precipitation on the Alpine south-side : An upper-level precursor, *Geophys. Res. Lett.*, 25 (9), 1435–1438, 1998.

Mittermaier, M. P., Improving short-range high-resolution model precipitation forecast skill using time-lagged ensembles, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133, 1487–1500, 2007.

Molteni, F., R. Buizza, T. Palmer, et T. Petroliagis, The new ECMWF Ensemble Prediction System : Methodology and validation, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 122, 73–119, 1996.

Molteni, F., R. Buizza, C. Marsigli, A. Montani, F. Nerozzi, et T. Paccagnella, A strategy for high-resolution ensemble prediction. I : Definition of representative members and global-model experiments, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127, 2069–2094, 2001.

Morcrette, J.-J., Radiation and Cloud Radiative Properties in the European center for Medium Range Weather Forecasting System, *J. Geophys. Res.*, 96D5, 9121–3132, 1991.

Mullen, S. L., et R. Buizza, The Impact of Horizontal Resolution and Ensemble Size on Probabilistic Forecasts of Precipitation by the ECMWF Ensemble Prediction System, *Weather and Forecasting*, 17, 173–191, 2002.

Nuissier, O., V. Ducrocq, D. Ricard, C. Lebeaupin, et S. Anquetin, A numerical study of three catastrophic events over Southern France. Part I : Numerical framework and synoptic ingredients, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 134, 111–130, 2008.

Nuret, M., J.-P. Lafore, V. Gouget, et V. Ducrocq, Mesoscale analysis and impact on simulation of IOP14 of the MAP experiment, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2769–2793, 2005.

Pellerin, G., L. Lefavre, P. L. Houtemaker, et C. Girard, Increasing the horizontal resolution of ensemble forecasts at CMC, *Nonlinear Proc. Geophys.*, 10, 463–468, 2003.

Pichler, H., R. Steinacker, E. Hagenauer, et A. Jäger, ALPEX-Simulation, *Meteor. Atmos. Phys.*, 56, 197–208, 1995.

BIBLIOGRAPHIE

Pinty, J.-P., et P. Jabouille, A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model : simulations of a squall line and orographic precipitation, in *AMS Conference on cloud physics*, edited by American Meteorological Society, pp. 217–220, Everett, WA, USA, 1998.

Plu, M., et P. Arbogast, A cyclogenesis evolving into two distinct scenarios and its implication for short-term ensemble forecasting, *Mon. Weather Rev.*, 133, 2016–2039, 2005.

Posselt, D. J., G. L. Stephens, et M. Miller, CLOUDSAT : Adding a new dimension to a classical view of extratropical cyclones, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 89, 599–609, 2008.

Reed, R. J., M. Stoelinga, et Y. Kuo, A model-aided study of the origin and evolution of the anomalously high potential vorticity in the inner region of a rapidly deepening marine cyclone, *Mon. Weather Rev.*, 120, 893–913, 1992.

Richard, E., S. Cosma, P. Tabary, J.-P. Pinty, et M. Hagen, High-resolution numerical simulations of the convective system observed in the Lago Maggiore area on 17 September 1999 (MAP IOP2a), *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 129, 543–563, 2003.

Richard, E., A. Buzzi, et G. Zängl, Quantitative precipitation forecasting in the Alps : The advances achieved by the Mesoscale Alpine Program, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133, 831–846, 2007.

Romero, R., Sensitivity of a heavy-rain-producing western Mediterranean cyclone to embedded potential-vorticity anomalies, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127, 2559–2597, 2001.

Romero, R., A method for quantifying the impacts and interactions of potential-vorticity anomalies in extratropical cyclones, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 134, 385–402, 2008.

Romero, R., C. Ramis, et S. Alonso, Numerical simulation of an extreme rainfall event in Catalonia : Role of orography and evaporation from the sea, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 123, 537–559, 1997.

Romero, R., C. A. D. III, et C. Ramis, Mesoscale numerical study of two cases of long-lived quasi-stationary convective systems over Eastern Spain, *Mon. Weather Rev.*, 128, 3731–3751, 2000.

Røsting, B., et J. Kristjánsson, Improving simulations of severe winter storms by initial modification of potential vorticity in sensitive regions, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 132, 2625–2652, 2006.

Røsting, B., et J. Kristjánsson, A successful resimulation of the 7-8 January 2005 winter storm through initial potential vorticity modification in sensitive regions, *Tellus*, 60A, 604–619, 2008.

Santurette, P., et C. Georgiev, *Weather Analysis and Forecasting : Applying Satellite Water Vapor Imagery and Potential Vorticity Analysis*, Elsevier Academic Press ed., 2005.

Santurette, P., et A. Joly, ANASYG/PRESYG, Météo-France's new graphical summary of the synoptic situation, *Meteorol. Appl.*, 9, 129–154, 2002.

Saunders, R., et P. Brunel, *RTTOV 8-7 Users Guide, NWPSAF-MO-UD-008, V 1.9*, EUMETSAT, Technical report, 2005.

Speranza, A., A. Buzzi, A. Trevisan, et P. Malguzzi, A Theory of Deep Cyclogenesis in the Lee of the Alps. Part I : Modifications of Baroclinic Instability by Localized Topography, *J. Atmos. Sci.*, 42, 1521–1535, 1985.

Stein, J., E. Richard, J.-P. Lafore, J.-P. Pinty, N. Asencio, et S. Cosma, High-resolution non-hydrostatic simulations of flash-flood episodes with grid-nesting and ice phase parameterization, *Meteor. Atmos. Phys.*, 72, 101–110, 2000.

Stensrud, D. J., H. Brooks, J. Du, M. Tarcton, et E. Rogers, Using ensembles for short-range forecasting, *Mon. Weather Rev.*, 127, 433–446, 1999.

Söhne, N., Validation des prévisions de nuages et de précipitations à mésoéchelle par l'observation satellite, Ph.D. thesis, Université Toulouse III, 2007.

Toth, Z., et E. Kalnay, Estimating the growing modes of the atmosphere : The breeding method, Research highlights of the NMC Development Division : 1990-1991, 439-443, 1991.

Toth, Z., et E. Kalnay, Ensemble Forecasting at NMC : The Generation of Perturbations, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 74, 2317–2330, 1993.

Toth, Z., et E. Kalnay, Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method, *Mon. Weather Rev.*, 125, 3297–3319, 1997.

BIBLIOGRAPHIE

Tracton, M. S., J. Du, Z. Toth, et H. Juang, Short-range ensemble forecasting (SREF) at NCEP/EMC, in *12th Conference on Numerical Weather Prediction*, edited by A. M. Society, pp. 269–272, Phoenix, 1998.

Trigo, I. F., et T. D. Davies, Objective Climatology of Cyclones in the Mediterranean Region, *J. Clim.*, 132, 1685–1696, 1999.

Trigo, I. F., G. R. Bigg, et T. D. Davies, Climatology of Cyclogenesis Mechanisms in the Mediterranean, *Mon. Weather Rev.*, 130, 549–569, 2002.

Tripoli, G. J., C. Medaglia, S. Dietrich, A. Mugnai, G. Panegrossi, S. Pinori, et E. A. Smith, The 9–10 November 2001 Algerian Flood : A Numerical Study, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 86, 1229–1235, 2005.

Uppala, M., et al., The ERA-40 re-analysis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961–3012, 2008.

Vallis, G. K., Potential vorticity inversion and balance equations of motion for rotating and stratified flows, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 122, 291–322, 1996.

Walser, A., D. Lüthi, et C. Schär, Predictability of precipitation in a cloud-resolving model, *Mon. Weather Rev.*, 132, 560–570, 2004.

Weldon, R. B., et S. Holmes, *Water vapor imagery : interpretation and applications to weather analysis and forecasting*, NOAA, US Department of Commerce, Washington D.C., Technical report, NESDIS57, 1991.

Wernli, H., S. Dirren, M. A. Liniger, et M. Zillig, Dynamical aspects of the life cycle of the winter storm “Lothar” (24–26 December 1999), *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 128, 405–429, 2002.

Whitaker, J. S., L. Uccellini, et K. Brill, A model-based diagnostic study of the rapid development phase of the Presidents’ Day cyclone, *Mon. Weather Rev.*, 116, 2337–2365, 1988.

Yuan, H., J. McGinley, P. Schultz, C. Anderson, et C. Lu, Short-Range Precipitation Forecasts from Time-Lagged Multimodel Ensembles during the HMT-West-2006 Campaign, *J. Hydrometeorol.*, 9, 477–491, 2008.

Zhang, F., C. Snyder, et R. Rotunno, Effects of moist convection on mesoscale predictability, *J. Atmos. Sci.*, 60, 1173–1185, 2003.

Zängl, G., To what extent does increased model resolution improve simulated precipitation fields? A case study of two north-Alpine heavy-rainfall events, *Meteorol. Zeitschrift.*, 16, 571–580, 2007.

**Annexe A : Version couleur des
figures de l'article *Argence et al.*
[2008]**

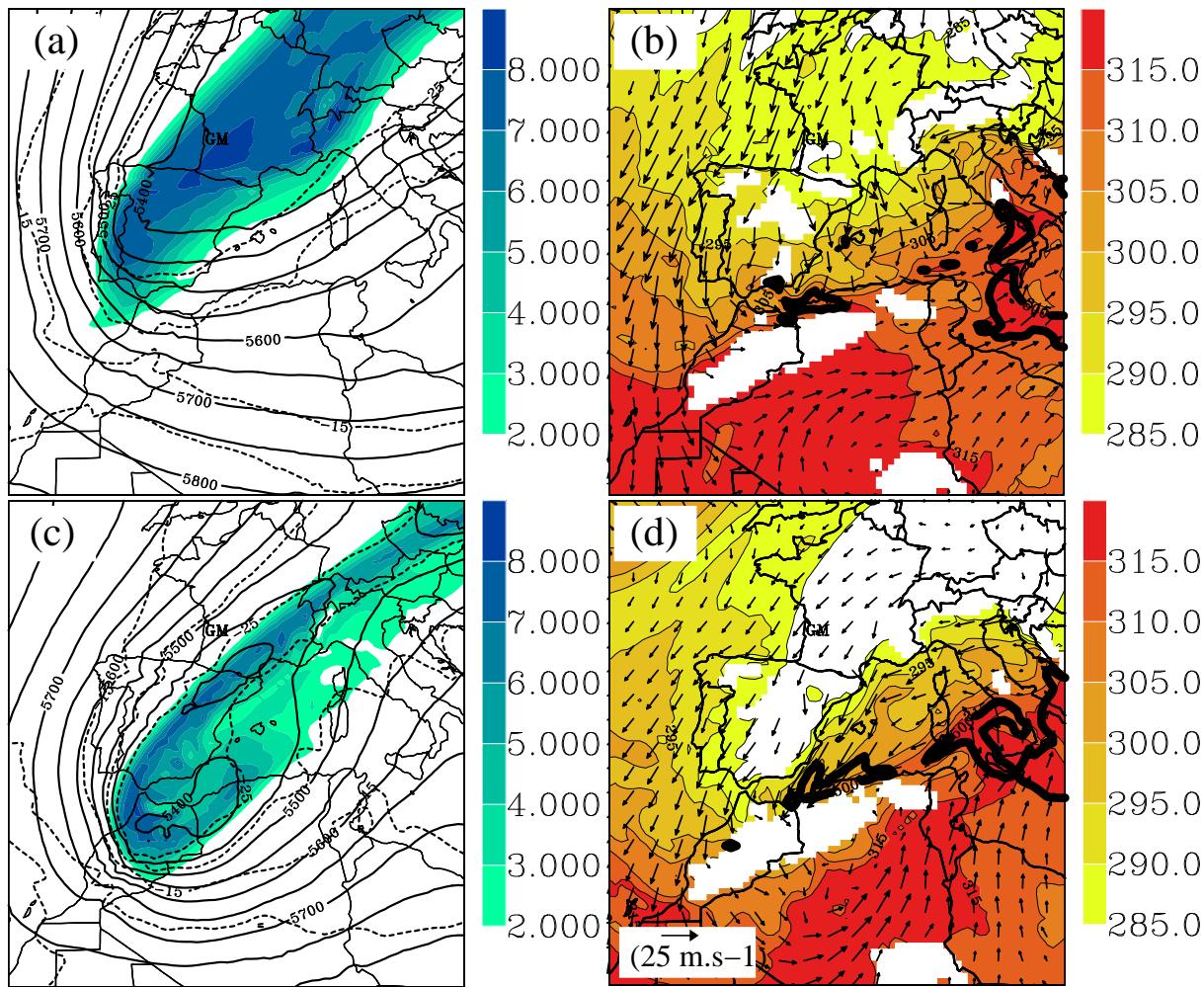


FIG. 1 – Analyses ARPEGE interpolées sur une grille régulière de 50-km de maille horizontale : (a) 9 novembre 2001 à 1200 UTC, tourbillon potentiel sur l'isentrope 315-K (surfaces colorées, PVU), altitude du géopotentiel à 500 hPa (lignes continues, intervalle de 50 m) et température à 500 hPa (lignes discontinues, intervalle de 5°C) ; (b) 9 novembre 2001 à 1200 UTC, température potentielle équivalente à 900 hPa (surfaces colorées, K) et vent horizontal à 900 hPa (flèches noires) ; (c) idem à (a) mais pour le 10 novembre 2001 à 0600 UTC ; (d) idem à (b) mais pour le 10 novembre 2001 à 0600 UTC. La ligne noire épaisse en (b) et (d) dénote les valeurs de CAPE supérieures à $500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$. Le masque blanc en (b) et (d) recouvre les zones montagneuses. 'GM' indique la position du Méridien de Greenwich.

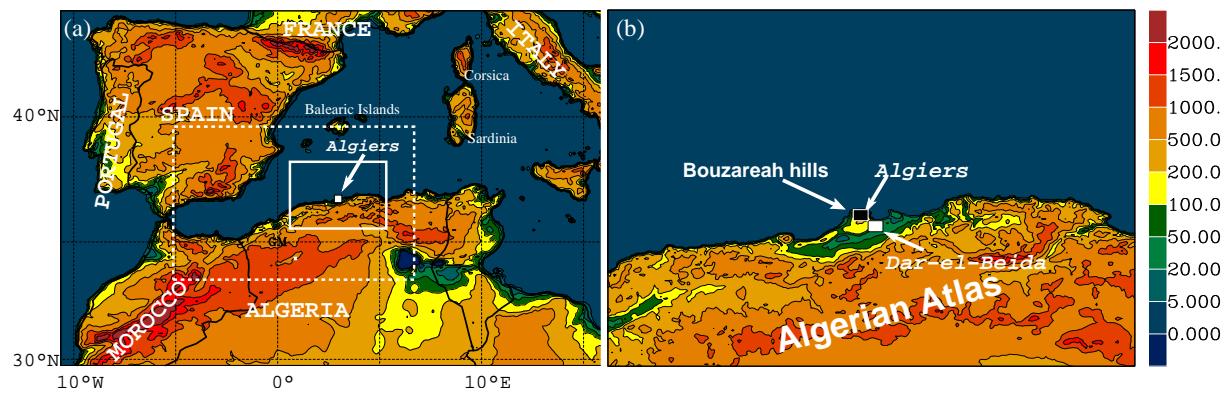


FIG. 2 – Topographie des domaines utilisés pour les différentes simulations Meso-NH (a) à 10 km de résolution horizontale et (b) à 2 km de résolution. En (a), le rectangle blanc en traits discontinus indique la position du domaine D utilisé pour effectuer nos calculs statistiques. Le rectangle blanc en traits pleins représente la position du domaine à 2 km de maille horizontale.

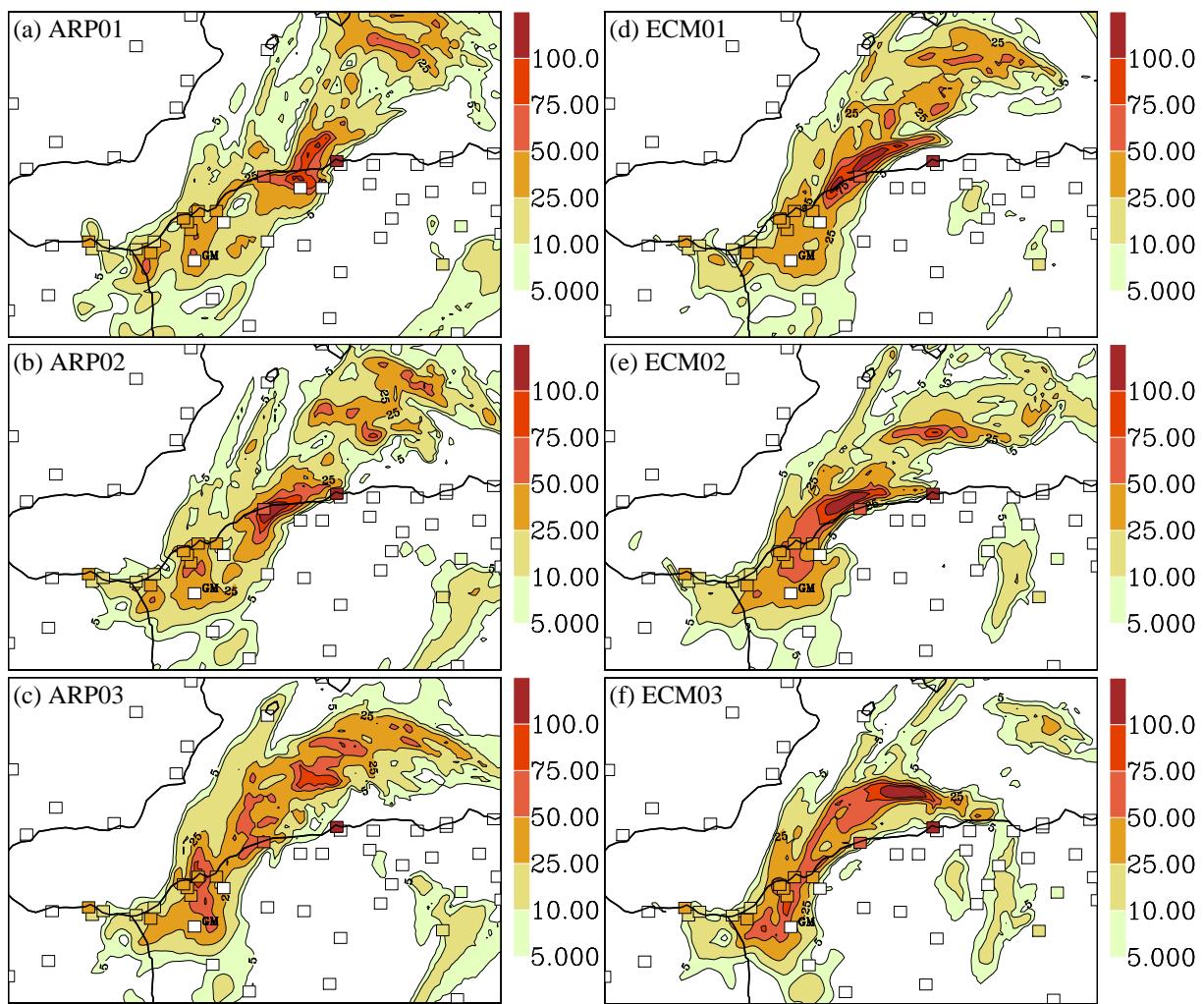


FIG. 3 – Résultats à 10-km de résolution : précipitations cumulées sur 6 heures (mm) au 10 novembre 2001 à 1200 UTC issues de (a) ARP01, (b) ARP02, (c) ARP03, (d) ECM01, (e) ECM02 et (f) ECM03. Les relevés pluviométriques correspondant sont représentés par des carrés colorés sur chaque figure.

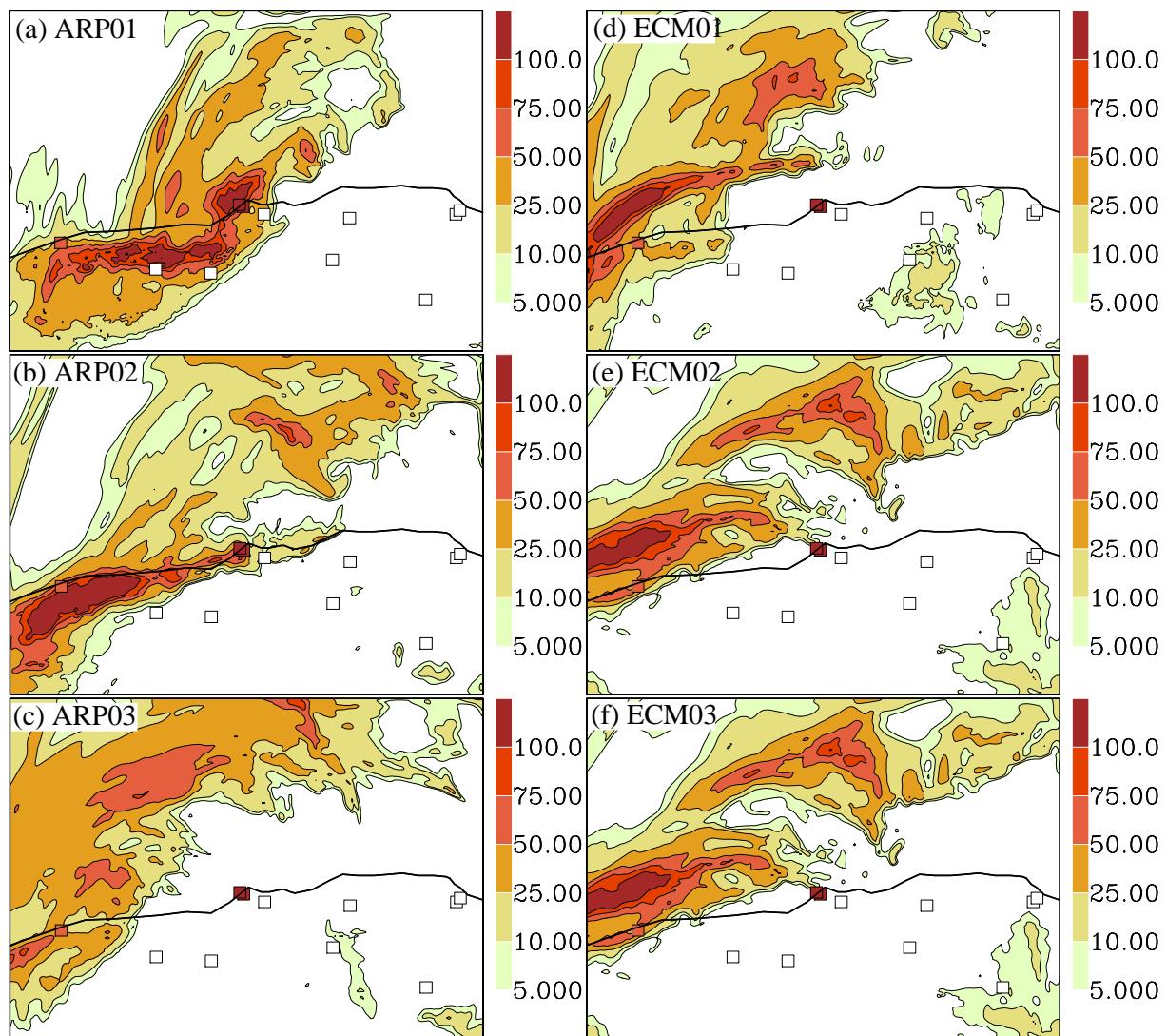


FIG. 4 – Comme pour la Figure 3 mais pour les résultats à 2-km de résolution.

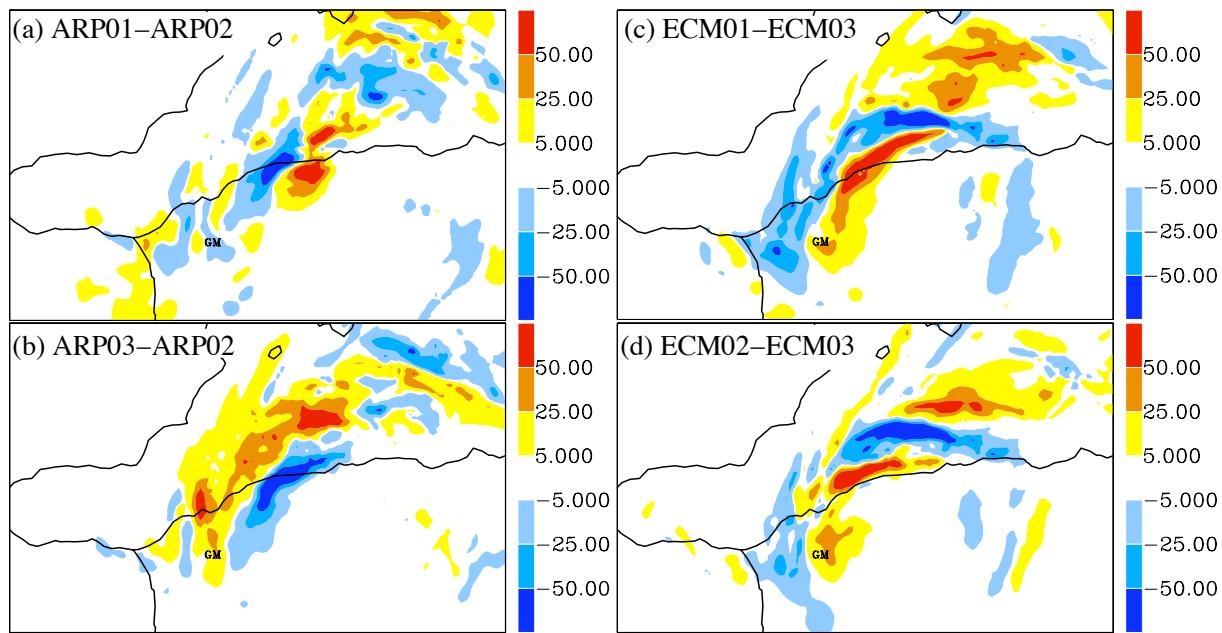


FIG. 5 – Résultats à 10-km de résolution : différences de précipitations cumulées sur 6 heures (mm) le 10 novembre 2001 à 1200 UTC entre (a) ARP01 et ARP02, (b) ARP03 et ARP02, (c) ECM01 et ECM03 et (d) ECM02 et ECM03.

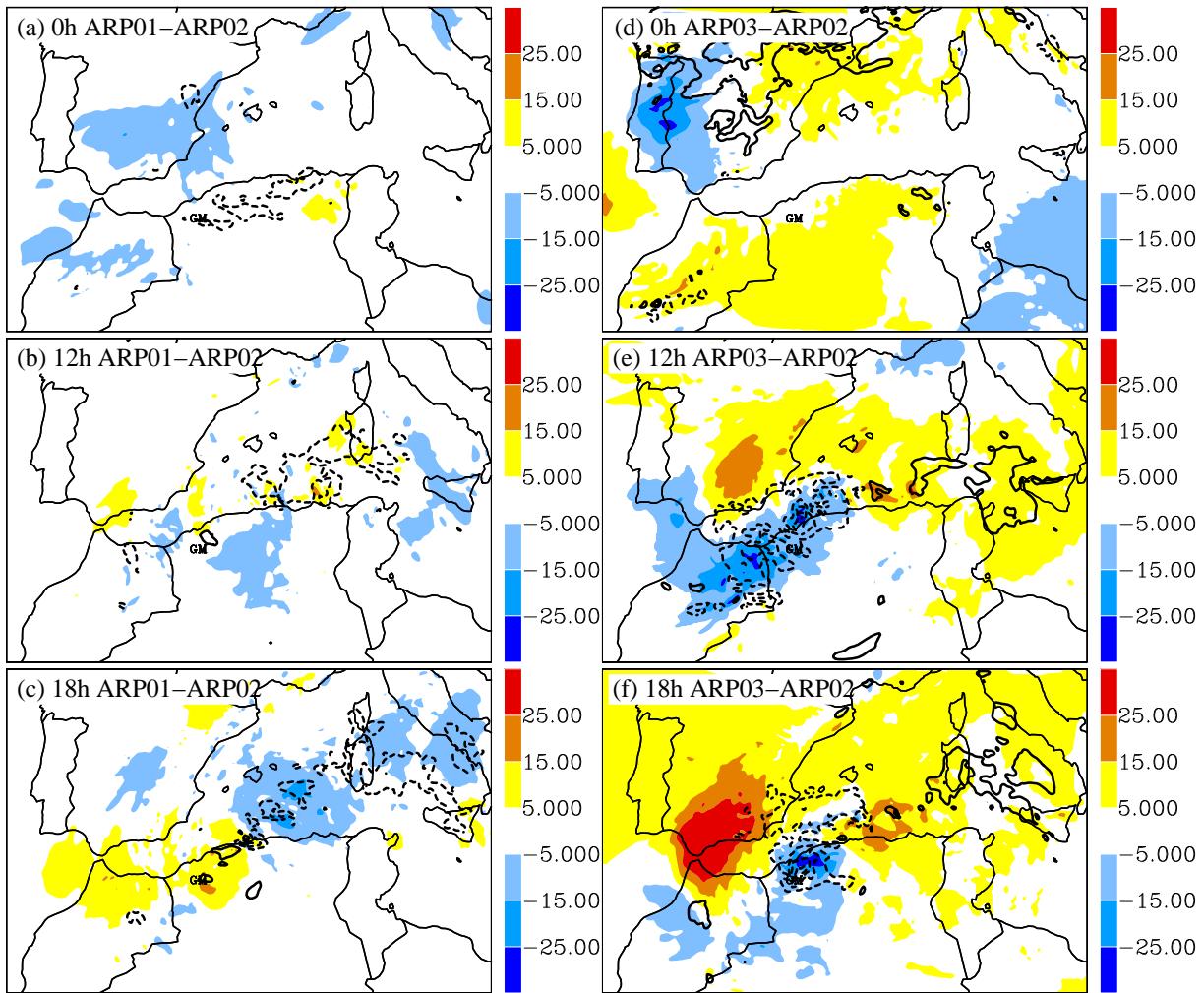


FIG. 6 – Résultats à 10-km de résolution : différence d’altitude du géopotentiel à 500 hPa (surfaces colorées, m) et de la pression au niveau de la mer (lignes noires, intervalle de 2 hPa ; les contours en pointillés représentent des valeurs négatives et le contour ‘0’ n’a pas été représenté) entre ARP01 et ARP02 (en (a), (b) et (c)) et entre ARP03 et ARP02 (en (d), (e) et (f)). Le temps de simulation à compter du 9 novembre 2001 à 1200 UTC est reporté dans le coin supérieur gauche de chaque figure.

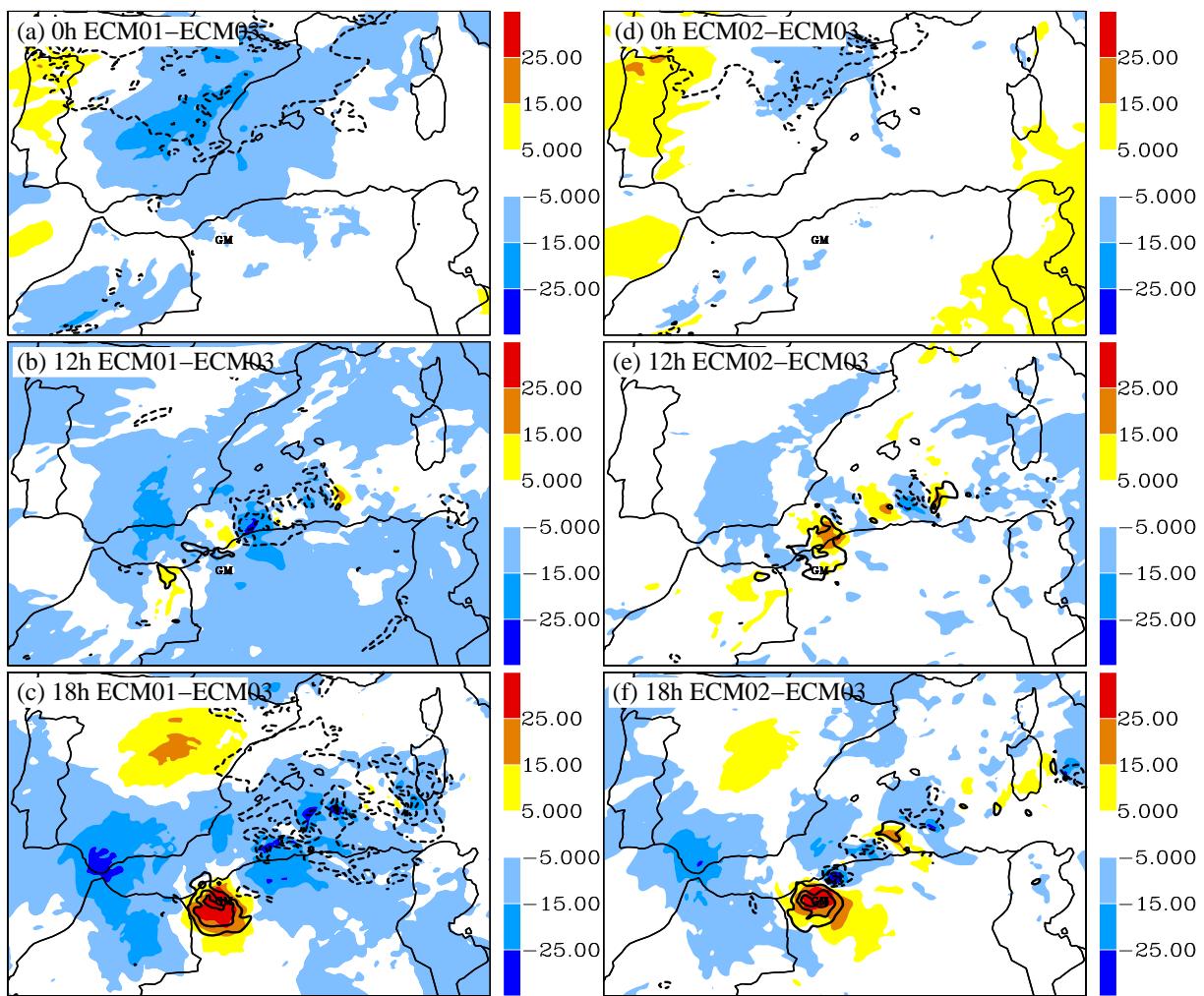


FIG. 7 – Comme pour la Figure 6 mais les différences sont ici calculées entre ECM01 et ECM03 (en (a), (b) et (c)) et entre ECM02 et ECM03 (en (d), (e) et (f)).

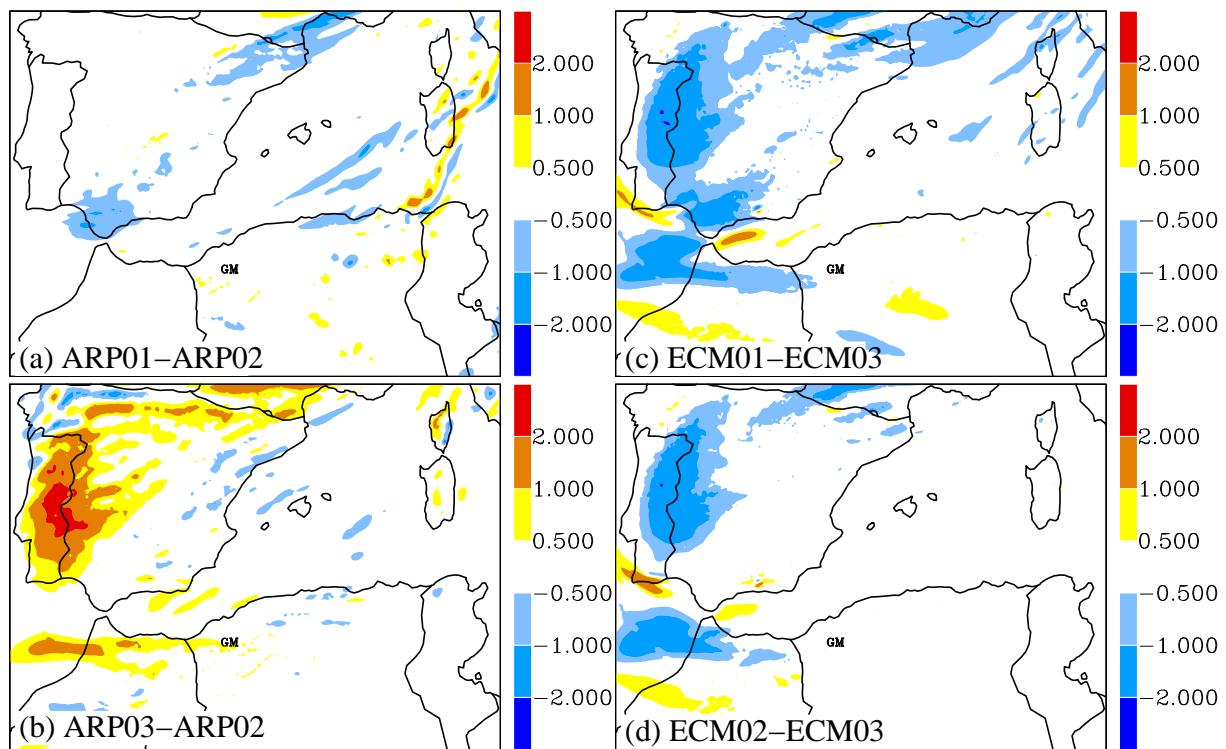


FIG. 8 – Résultats à 10-km de résolution : différence de tourbillon potentiel intégré (PVU; intégration entre 150 et 500 hPa) le 9 novembre 2001 à 1200 UTC entre (a) ARP01 et ARP02, (b) ARP03 et ARP02, (c) ECM01 et ECM03 et (d) ECM02 et ECM03.

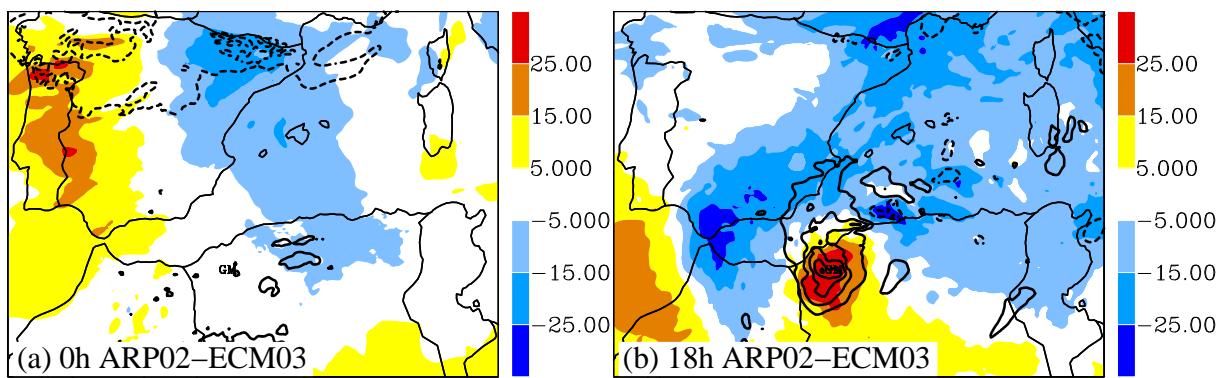


FIG. 9 – Résultats à 10-km de résolution : différence d'altitude du géopotentiel à 500 hPa (surfaces colorées, m) et de la pression au niveau de la mer (lignes noires, intervalle de 2 hPa ; les contours en pointillés représentent des valeurs négatives et le contour '0' n'a pas été représenté) entre ARP02 et ECM03 à (a) 0 h et (b) 18 h. Dans le coin supérieur gauche de chaque figure, 0 h et 18 h représentent le temps de simulation à compter du 9 novembre 2001 à 1200 UTC.

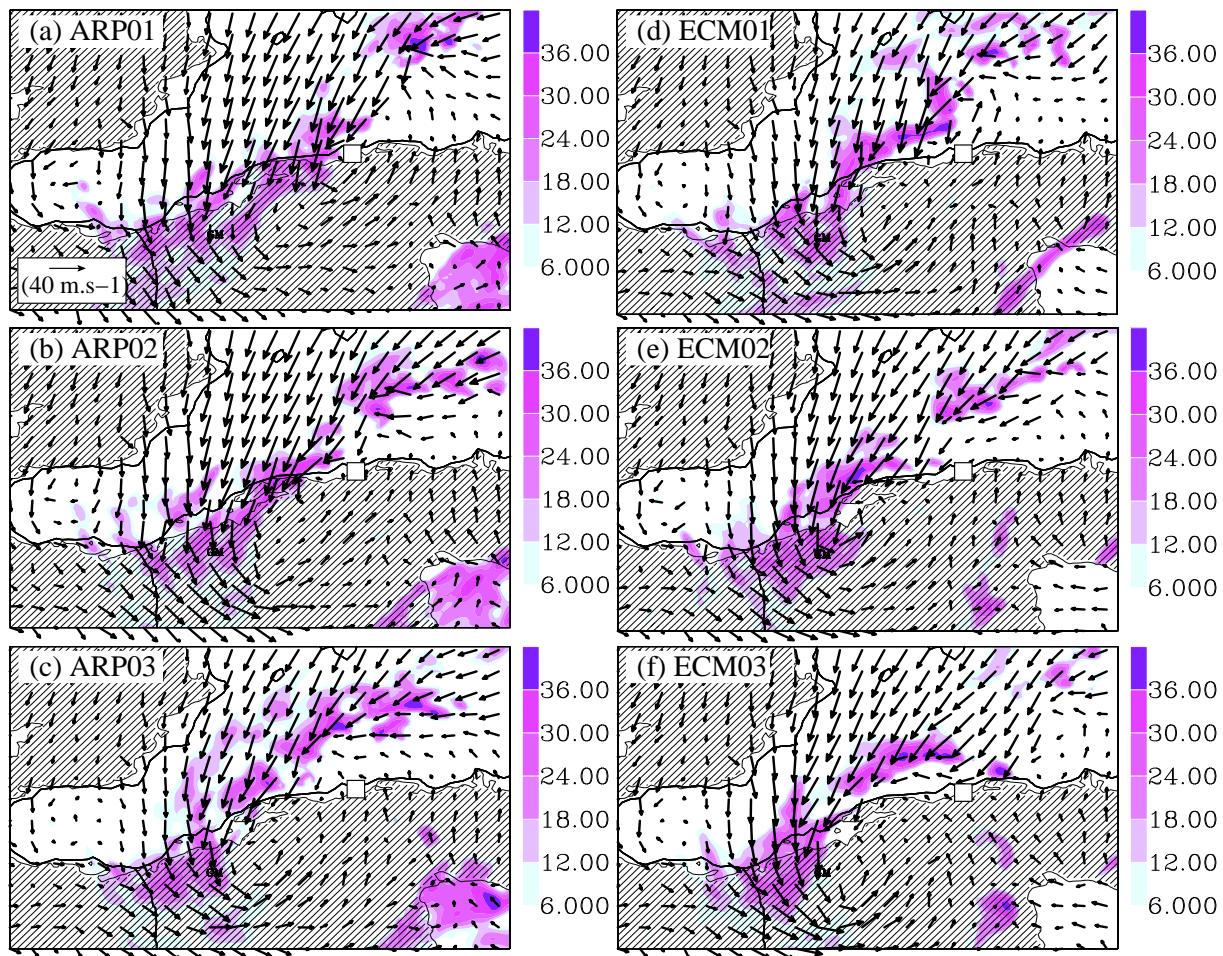


FIG. 10 – Résultats à 10-km de résolution valides le 10 novembre 2001 à 0800 UTC : réflectivités radar simulées à 2000 m (surfaces colorées, dBZ) et vent horizontal sur le niveau 6 du modèle (flèches) pour (a) ARP01, (b) ARP02, (c) ARP03, (d) ECM01, (e) ECM02 et (f) ECM03. Le niveau 6 du modèle atteint approximativement 250 m au-dessus du sol. La zone hachurée et délimitée par la ligne noire fine représente le relief supérieur à 250 m. Le petit carré blanc sur chaque figure représente la position d'Algér.

Annexe B : La méthode d'inversion du tourbillon potentiel d'Arbogast et al. [2008]

Dans cette section, nous nous proposons de fournir quelques détails concernant la méthode d'inversion d'Arbogast et al. [2008].

Décomposition du tourbillon potentiel

Le champ de tourbillon potentiel P tel que défini par *Ertel* [1942], peut être formulé comme suit :

$$\zeta_3 \cdot \nabla_3 \Theta = \rho P \quad (1)$$

où ∇_3 est le vecteur gradient dans les trois dimensions de l'espace, ρ est la densité, ζ_3 est le vecteur tourbillon absolu et Θ la température potentielle. Associée à un ensemble d'équations en équilibre et des conditions limites appropriées, l'équation (1) peut fournir une décomposition unique (ζ, D, Θ) de la circulation pour une distribution donnée de P . Ici, ζ est la composante verticale du vecteur tourbillon ζ_3 et D est la divergence horizontale du vent. En coordonnées pression et sous équilibre hydrostatique, l'équation (1) peut être réécrite comme suit :

$$P = -g \left((f + \zeta) \frac{\partial \Theta}{\partial p} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \Theta}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \Theta}{\partial x} \right) \quad (2)$$

où u et v sont respectivement les composantes zonale et méridienne du vent, g est l'accélération de la pesanteur et f le paramètre de Coriolis. Les non-linéarités peuvent jouer un rôle important dans l'équation (2). Aussi longtemps qu'elles demeureront une part importante du problème à résoudre, l'algorithme ne pourra

pas fonctionner correctement. Ainsi, l'approche d'Arbogast et al. [2008] consiste à remplacer l'inversion de ce jeu d'équations par une séquence d'inversions linéaires. Afin de parvenir à cela, il est nécessaire de réaliser une décomposition du champ tourbillon potentiel.

Premièrement, une décomposition du champ de température potentielle est effectuée : $\Theta = \Theta(p) + \theta$, où $\Theta(p)$ est un profil de référence de la température potentielle variant seulement avec la pression et θ est une perturbation ajoutée à ce profil. En utilisant une telle décomposition, une partie dominante dans l'équation d'évolution du tourbillon potentiel peut être mise en évidence, selon Vallis [1996] : sans approximations, l'équation (2) est réécrite de la façon suivante en une partie linéaire, une autre non-linéaire et un résidu :

$$-f_0 g \frac{\partial \theta}{\partial p} - g \frac{\partial \Theta}{\partial p} \zeta = P + g \left(f \frac{\partial \Theta}{\partial p} + (f - f_0 + \zeta) \frac{\partial \theta}{\partial p} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \quad (3)$$

où f_0 est le paramètre de Coriolis à une latitude de référence.

Le problème d'inversion du tourbillon potentiel consiste alors à résoudre l'équation (3) pour (ζ, D, θ) , connaissant P et une condition limite pour le vent et la température.

Ajustement variationnel vers le tourbillon potentiel prévu

Afin d'intégrer l'initialisation dynamique dans l'équation (3), plutôt que d'utiliser un jeu d'équations algébriques en guise de condition d'équilibre, un problème variationnel est résolu, où nous minimisons la norme de l'énergie J_i de la différence entre la solution que nous attendons et celle qui est initialisée. Ainsi, la solution du problème est atteinte au point selle (traduction de *saddle point* en anglais) de la fonction suivante :

$$J = J_i - \int_{\Omega} \Lambda \left(-f_0 g \frac{\partial \theta}{\partial p} - g \frac{\partial \Theta}{\partial p} \zeta - P'_i \right) d\Omega \quad (4)$$

où

$$J_i = \int_{\Omega} \left\{ \frac{1}{2} (\zeta - \zeta_i) \Delta^{-1} (\zeta - \zeta_i) + \frac{1}{2} (D - D_i) \Delta^{-1} (D - D_i) - \frac{1}{2} \sigma \left(\frac{\partial \Theta}{\partial p} \right)^{-1} (\theta - \theta_i)^2 \right\} d\Omega \quad (5)$$

$$P'_i = P + \left(f \frac{\partial \Theta}{\partial p} + (f - f_0 + \zeta_i) \frac{\partial \theta}{\partial p} - \frac{\partial u_i}{\partial p} \frac{\partial \theta_i}{\partial y} + \frac{\partial v_i}{\partial p} \frac{\partial \theta_i}{\partial x} \right)$$

Ω représente la sphère, le multiplicateur de Lagrange Λ est fonction de l'espace, l'indice i indique la variable initialisée, Δ^{-1} est l'inverse du Laplacien, C_p est la capacité calorifique à pression constante et

$$\sigma = -\frac{R}{p} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{C_p}}$$

où $p_0 = 1000$ hPa et R est la constante des gaz parfaits en air sec. Le point selle de J satisfait les conditions suivantes :

$$\frac{\partial J}{\partial \Delta} = \frac{\partial J}{\partial \theta} = \frac{\partial J}{\partial \zeta} = \frac{\partial J}{\partial D} = 0$$

Ainsi, nous obtenons les équations d'Euler-Lagrange suivantes :

$$P'_i = -f_0 g \frac{\partial \theta_s}{\partial p} - g \frac{\partial \Theta}{\partial p} \zeta_s \quad (6)$$

$$\zeta_s = \zeta_i + g \frac{\partial \Theta}{\partial p} \Delta \Lambda_s \quad (7)$$

$$D_s = D_i \quad (8)$$

$$\theta_s = \theta_i + g f_0 \sigma^{-1} \frac{\partial \Theta}{\partial p} \frac{\partial \Lambda_s}{\partial p} \quad (9)$$

où l'indice s représente la variable modèle au point selle de J .

Les équations (6)-(9) peuvent être réécrites de la façon suivante :

$$\frac{\Delta \Lambda_s}{f_0} + f_0 \left(\frac{\partial \Theta}{\partial p} \right)^{-2} \frac{\partial}{\partial p} \left(\sigma^{-1} \frac{\partial \Theta}{\partial p} \frac{\partial \Lambda_s}{\partial p} \right) = -\frac{1}{f_0 g^2} \left(\frac{\partial \Theta}{\partial p} \right)^{-2} \left(P'_i + f_0 g \frac{\partial \theta_i}{\partial p} + g \frac{\partial \Theta}{\partial p} \zeta_i \right) \quad (10)$$

qui est une équation linéaire du second ordre aux dérivées partielles pour Λ_s avec des coefficients qui varient seulement avec la pression. Chaque itération est calculée en résolvant premièrement l'équation (10) avec une condition limite pour Λ_s et $\partial \Lambda_s / \partial p$, puis en résolvant les équations (7)-(9).

Résumé

L'algorithme d'inversion peut être résumé comme suit :

1. Calculer la première solution (linéaire) (ζ^0, D^0, θ^0) en résolvant le problème variationnel avec $(\zeta_i, D_i, \theta_i) = (0, 0, 0)$ et $P'_i = P + g f \partial \Theta / \partial p$ dans les équations (7)-(10). Cette étape est similaire à une inversion quasi-géostrophique : le multiplicateur de Lagrange est l'homologue du géopotentiel dans le cadre quasi-géostrophique.

2. Pour $k = 1, \dots, N$ (N itérations) :

- Calculer $(\zeta_i^k, D_i^k, \theta_i^k)$ en utilisant la procédure d'initialisation dynamique avec $(\zeta_s^{k-1}, D_s^{k-1}, \theta_s^{k-1})$ en entrée, et calculer les termes non-linéaires du tourbillon potentiel d'Ertel P à partir du terme de droite de l'équation (3).
- Calculer $\zeta_s^k - \zeta_i^k$, $D_s^k - D_i^k$ et $\theta_s^k - \theta_i^k$ au point selle de J .

Pour une description complète de la méthode ainsi que des exemples d'application, le lecteur pourra se référer à *Arbogast et al. [2008]*.

Liste des publications, conférences internationales et campagnes expérimentales de l'auteur

Publications dans des revues à comité de lecture

Argence, S., D. Lambert, E. Richard, N. Söhne, J.-P. Chaboureau, F. Crépin, et P. Arbogast, High resolution numerical study of the Algiers 2001 flash flood : sensitivity to the upper-level potential vorticity anomaly, *Adv. Geosciences*, 7, 251-257, 2006.

Söhne, N., J.-P. Chaboureau, S. Argence, D. Lambert, et E. Richard, Objective evaluation of mesoscale simulations of the Algiers 2001 flash flood by the model-to-satellite approach, *Adv. Geosciences*, 7, 247-250, 2006.

Lambert, D., et S. Argence, Preliminary study of an intense rainfall episode in Corsica, 14 September 2006, *Adv. Geosciences*, 16, 125-129, 2008.

Argence, S., D. Lambert, E. Richard, J.-P. Chaboureau, et N. Söhne, Impact of initial condition uncertainties on the predictability of heavy rainfall in the Mediterranean : a case study, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 134, 1775-1788, 2008.

Argence, S., D. Lambert, E. Richard, J.-P. Chaboureau, P. Arbogast, et K. Maynard, Improving the numerical prediction of a cyclone in the Mediterranean by local potential vorticity modifications, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, sous presse, 2009.

Argence, S., E. Richard, D. Lambert, et P. Arbogast, Summer precipitation in the Vosges-Black Forest région : pre-COPS investigations, *Meteor. Atmos. Phys.*, 103, 105-113, 2009.

Richard, E., *et al.*, La campagne COPS : initiation et cycle de vie de la convection en région montagneuse, *La Météorologie*, 64, 32-42, 2009.

Doerenbecher, A., *et al.*, Cyclogenèses et précipitations intenses : éléments de prévisibilité, besoins en observations, *La Météorologie*, soumis.

Boudevillain, B., *et al.*, Thème 1 CYPRIM : Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne : origines et caractéristiques, *La Météorologie*, soumis.

Conférences internationales

Argence, S., D. Lambert, E. Richard, N. Söhne, J.-P. Chaboureau, F. Crépin, et P. Arbogast, High resolution sensitivity study of the Algiers 2001 flash flood to initial conditions by potential vorticity inversion, *7th EGS Plinius Conference on Mediterranean storms*, Rethymnon, Crète 5-7 octobre 2005.

Söhne, N., J.-P. Chaboureau, S. Argence, D. Lambert, et E. Richard, Objective evaluation of mesoscale simulations of the Algiers 2001 flash flood by the model-to-satellite approach, *7th EGS Plinius Conference on Mediterranean storms*, Rethymnon, Crète, 5-7 octobre 2005.

Argence, S., D. Lambert, E. Richard, J.-P. Chaboureau, et P. Arbogast, A combined use of satellite imagery and potential vorticity inversion to improve the numerical prediction of the Algiers 2001 superstorm, *2nd THORPEX International Science Symposium*, Landshut, Allemagne, 4-8 décembre 2006.

Argence, S., D. Lambert, E. Richard, P. Arbogast, et K. Maynard, Predictability, ensemble prediction and heavy rain : a case study, *1st HyMeX Workshop*, Toulouse, France, 9-11 janvier 2007.

Argence, S., D. Lambert, E. Richard, J.-P. Chaboureau, et P. Arbogast, A combined use of satellite imagery and potential vorticity inversion to improve the numerical prediction of the Algiers 2001 superstorm, *1st HyMeX Workshop*, Toulouse, France, 9-11 janvier 2007.

Lambert, D., S. Argence, et E. Richard, Study of an intense rainfall episode in Corsica, *EGU General Assembly 2007*, Vienne, Autriche, 15-20 avril 2007.

Argence, S., E. Richard, D. Lambert, et P. Argogast, Summer convection in the Vosges-Black Forest region : COPS preliminary investigations, *29th International Conference on Alpine Meteorology*, Chambéry, France, 4-8 juin 2007.

Lambert, D., S. Argence, et E. Richard, Mountain meteorology in the middle of the western Mediterranean basin : Study of an intense rainfall episode in Corsica, 14 September 2006, *29th International Conference on Alpine Meteorology*, Chambéry, France, 4-8 juin 2007.

Argence, S., D. Lambert, E. Richard, J.-P. Chaboureau, et N. Söhne, Impact of initial condition uncertainties on the predictability of heavy rainfall in the Mediterranean : a case study, *9th EGS Plinius Conference on Mediterranean Storms*, Varenna, Italie, 10-13 septembre 2007.

Chaboureau, J.-P., C. Claud, B. Funatsu, N. Söhne, S. Argence, D. Lambert, et E. Richard, From climate to weather : Mediterranean storms as seen from satellite-based climatology and mesoscale simulations (sollicité), *9th EGS Plinius Conference on Mediterranean Storms*, Varenna, Italie, 10-13 septembre 2007.

Claud, C., B. Funatsu, N. Gauthier, M. Montoux, A. Hauchecorne, D. Lambert, S. Argence, et J.-P. Chaboureau, A case of severe weather over the western Mediterranean : satellite observation and numerical simulations, *9th EGS Plinius Conference on Mediterranean Storms*, Varenna, Italie, 10-13 septembre 2007.

Lambert, D., et S. Argence, Intense rainfall episode in Corsica : sensitivity study using a mesoscale model, *9th EGS Plinius Conference on Mediterranean Storms*, Varenna, Italie, 10-13 septembre 2007.

Argence, S., D. Lambert, E. Richard, et J.-P. Chaboureau, Application of local potential vorticity modifications to improve the numerical prediction of an intense Mediterranean cyclone, *EGU General Assembly 2008*, Vienne, Autriche, 13-18 avril 2008.

Claud, C., B. Funatsu, N. Gauthier, D. Lambert, S. Argence, J.-P. Chaboureau, N. Fourrié, V. Guidard, T. Pangaud, N. Montoux, et A. Hauchecorne, The 26 September 2006 mesoscale storm over the western Mediterranean Sea : satellite observations and numerical simulations, *2nd HyMeX Workshop*, Paris, France, 2-4 juin 2008.

Lambert, D., S. Argence, E. Richard, V. Jacq, C. Garnaud, et G. Paque, Intense weather episodes in Corsica : windstorms and heavy rainfalls, *2nd HyMeX Workshop*, Paris, France, 2-4 juin 2008.

Argence, S., D. Lambert, E. Richard, et J.-P. Chaboureau, Application of local potential vorticity modifications to improve the numerical prediction of an intense Mediterranean cyclone, *2nd HyMeX Workshop*, Paris, France, 2-4 juin 2008.

Argence, S., D. Lambert, E. Richard, J.-P. Chaboureau, P. Arbogast, et K. Maynard, Improving the numerical prediction of a cyclone in the Mediterranean by local potential vorticity modifications, *EMS Annual Meeting 2008*, Amsterdam, Pays-Bas, 29 septembre – 3 octobre 2008.

Campagnes expérimentales

Campagne AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine), Djougou, Bénin, 2ème période d'observation spéciale, 1er juillet - 14 août 2006. Assistant ingénieur sur le site du radar doppler en bande C RONSARD.

Campagne COPS (Convective and Orographically-induced Precipitation Study), Baden-Baden, Allemagne, 1 juin - 31 août 2007. Participation à la mise en place d'une chaîne de prévision opérationnelle à maille fine (2 km de résolution horizontale) utilisant le modèle Méso-NH.

Predictability of heavy rainfall in the Mediterranean : Impact of initial conditions and application to the Algiers flood of November 2001

Abstract

Despite continuous improvements of operational numerical forecasting systems, some rare events still remain hardly predictable even at very short range. In these cases, the skill of the numerical prediction is mainly limited by the quality of initial conditions. In this context, it appears to be essential to improve existing methodologies or develop new ones able to account for the uncertainties inherent in the initial state, in particular for forecasting severe meteorological events such as heavy rainfall in the Mediterranean.

The impact of initial condition uncertainties on the numerical prediction of the so-called Algiers' 2001 Superstorm was examined through cloud-resolving atmospheric simulations conducted with the Meso-NH model. This event was characterized by a deep upper-level trough associated with strong surface cyclogenesis. It was shown that minor initial perturbations in the depth of the upper-level trough (and the intensity of the associated positive PV anomaly) at the initial stage of cyclogenesis could propagate and intensify during numerical simulations, strongly impacting the surface cyclone forecast. A closer look at the development of deep convection in each experiment showed that small-scale differences observed on the precipitation fields were directly related to the cyclone forecast and thus to the propagation of the initial perturbations. Slight changes in the surface cyclone forecast led to drastic modifications of the low-level flow and impacted the generation of deep convective clouds and their associated precipitation.

In the second part of this work, the influence of potential vorticity (PV) modifications on numerical simulations of this deep Mediterranean cyclone was investigated. Using the French operational numerical weather prediction model ARPEGE, we showed that the forecast starting from the operational analysis of 9th November at 1200 UTC was not able to accurately reproduce the life cycle and the deepening of the surface depression. It appears that local corrections of the upper-level PV field guided by METEOSAT7 water vapour observations could lead to a substantial improvement of the forecast in terms of surface pressure and accumulated precipitation. Using two very high resolution (2 km) Meso-NH simulations and the so-called model-to-satellite approach, we showed that the impact of initial PV corrections was positive, especially during the periods of strong convective activity preceding heavy precipitation.

Keywords : mesoscale predictability ; initial condition uncertainties ; heavy rainfall ; potential vorticity inversion ; water vapour satellite imagery ; mesoscale modelling

Prévisibilité de précipitations intenses en Méditerranée : impact des conditions initiales et application aux inondations d'Alger de novembre 2001

Auteur : Sébastien Argence

Directeurs de thèse : Dominique Lambert et Evelyne Richard

Discipline : Physique de l'Atmosphère

Lieu et date de soutenance : Observatoire Midi-Pyrénées le 14 novembre 2008

Laboratoire : Laboratoire d'Aérologie, UMR 5560 CNRS/UPS, OMP

14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

Malgré l'amélioration constante des modèles de prévision opérationnelle, certains événements demeurent difficilement prévisibles, même à courte échéance. Dans ces cas, la qualité de la prévision dépend fortement de celle des conditions initiales qui lui sont fournies. Dans ce contexte, il apparaît essentiel d'améliorer des méthodes existantes et d'en développer de nouvelles afin de prendre au mieux en compte les incertitudes liées aux conditions initiales, en particulier pour la prévision d'événements intenses tels que les fortes pluies qui touchent régulièrement le bassin Méditerranéen.

L'impact d'incertitudes aux conditions initiales sur la prévision de la dite "super-tempête" d'Alger (novembre 2001) a été examiné au travers de simulations haute résolution réalisées avec le modèle Méso-NH. Ce cas était caractérisé par la présence d'un profond thalweg d'altitude associé à une cyclogenèse intense. Il a été montré qu'une faible perturbation initiale de la profondeur du thalweg d'altitude (et de l'intensité de l'anomalie positive de tourbillon potentiel associée) pouvait se propager et s'intensifier durant la simulation, impactant alors la prévision du cyclone de surface. Une étude détaillée des conditions de développement de la convection profonde dans chaque expérience a montré que les perturbations de petites échelles observées sur les champs de précipitations étaient directement liées à la prévision du cyclone et donc aux perturbations initiales.

Dans une seconde partie, l'influence de corrections de tourbillon potentiel sur la prévision du même cas d'étude a été examinée. A l'aide du modèle opérationnel Français ARPEGE, nous avons montré que la prévision démarrant de l'analyse opérationnelle du 9 novembre 2001 à 1200 UTC n'était pas capable de reproduire le cycle de vie et le creusement de la dépression de surface. Des corrections locales de tourbillon potentiel guidées par des observations satellites issues du canal vapeur d'eau de Meteosat 7 ont conduit à une amélioration significative de la prévision du minimum dépressionnaire et des précipitations associées. A l'aide de simulations très haute résolution (2 km) Méso-NH et de l'utilisation de l'approche dite modèle-vers-satellite, nous avons montré que l'impact des modifications initiales était particulièrement positif lors des périodes de forte activité convective précédent celles de précipitations intenses.

Mots clés : prévisibilité à méso-échelle ; incertitudes aux conditions initiales ; précipitations intenses ; inversion du tourbillon potentiel ; imagerie satellite dans le canal vapeur d'eau ; modélisation numérique à méso-échelle