



HAL
open science

Rossby wave interactions with Mediterranean and subtropical latitudes

Alexis Doerenbecher, S. Argence, Christophe Cassou, Laurent Descamps, Véronique Ducrocq, Nadia Fourrie, Vincent Guidard, G. Jaubert, Alain Joly, Dominique Lambert, et al.

► **To cite this version:**

Alexis Doerenbecher, S. Argence, Christophe Cassou, Laurent Descamps, Véronique Ducrocq, et al.. Rossby wave interactions with Mediterranean and subtropical latitudes. *La Météorologie*, 2010, 8 (68), pp.23. 10.4267/2042/31993 . hal-04864301

HAL Id: hal-04864301

<https://hal.science/hal-04864301v1>

Submitted on 5 Jan 2025

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

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



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

Projet Cyprim, partie III

Cyclogenèses et précipitations intenses : éléments de prévisibilité, besoins en observations

A. Doerenbecher⁽¹⁾, S. Argence⁽²⁾, C. Cassou⁽³⁾, O. Caumont⁽¹⁾, L. Descamps⁽⁴⁾, V. Ducrocq⁽¹⁾, N. Fourrié⁽¹⁾, V. Guidard⁽¹⁾, G. Jaubert⁽¹⁾, A. Joly⁽¹⁾, D. Lambert⁽²⁾, C. Lebeau-pin-Brossier⁽¹⁾, T. Pangaud⁽¹⁾, E. Sánchez-Gómez⁽³⁾, O. Talagrand⁽⁴⁾, L. Terray⁽³⁾, B. Vincendon⁽¹⁾

Résumé

Ce troisième volet du projet Cyprim rassemble des résultats touchant la question de la prévisibilité des événements précipitants intenses (EPI) de Méditerranée, mais aussi celle, plus générale, du temps dans cette région. Il s'ouvre sur des questions relatives à l'évolution lente de l'atmosphère à l'échelle synoptique avec l'existence d'une oscillation spécifique sur la région Europe-Méditerranée et son lien avec les fortes pluies. Il continue, par un travail de portée générale sur un outil de mesure de la prévisibilité, la prévision d'ensemble, en l'occurrence sur la manière d'améliorer son initialisation. Puis, se focalisant de nouveau sur les épisodes méditerranéens, il présente différents résultats sur les besoins en observations et montre que l'étude des sensibilités des prévisions à mésoéchelle permet de quantifier l'intérêt de bien situer les points d'observation, de préciser tel ou tel aspect des conditions initiales ou du modèle. L'exposé se conclut par quelques résultats préliminaires sur l'impact hydrologique.

Abstract

Cyclogenesis and heavy precipitations: some aspects of predictability, observational needs

This third topic of the Cyprim project gathers results pertaining to the predictability of heavy precipitating events (HPE) in the Mediterranean but also, more generally, to the weather in this area. It opens with questions related to the slow evolution component of the atmosphere at synoptic scale, the existence of a

- (1) Groupe d'étude de l'atmosphère météorologique (Game), Météo-France et CNRS, 42, avenue G.-Coriolis - 31057 Toulouse Cedex, France
 (2) Université de Toulouse (UPS) et CNRS, Laboratoire d'aérodynamique (LA)
 (3) Centre européen de recherche et de formation avancée en calcul scientifique (Cerfacs), CNRS
 (4) Laboratoire de météorologie dynamique (LMD) Institut Pierre-Simon-Laplace (IPSL), CNRS-UPMC, École normale supérieure

Après l'amélioration de la description des systèmes précipitants et de leur environnement (voir Boudevillain et al., 2009, premier article paru dans *La Météorologie*, 8^e série n° 66, p. 18-28, sur le projet Cyprim « Cyclogenèses et précipitations intenses en Méditerranée », appelé ici Cyprim I), ce nouveau volet aborde la question de leur prévision et en particulier la notion de prévisibilité associée⁽¹⁾.

La prévisibilité, propriété complexe

La prévisibilité semble une notion intuitive, facile à appréhender, mais sa définition exacte est délicate. C'est une propriété intrinsèque d'un phénomène physique (ici météorologique ou hydrologique) qui se trouve bien définie dans l'espace abstrait parcouru par les paramètres d'état du phénomène. Il est difficile d'en déduire une quantification simple et universelle. Retenons que nous ne pouvons agir sur elle. Nous en voyons toutefois les effets : la prévisibilité intrinsèque des phénomènes météorologiques influence de façon directe la qualité des prévisions. Ainsi, elle peut amplifier ou atténuer, parfois de manière brutale, les incertitudes laissées par nos systèmes réels d'observation et de prévision. En s'appuyant, faute de

mieux, sur une longue expérience de ces systèmes, on peut attacher la prévisibilité à une durée définie comme l'échéance la plus longue à laquelle une mesure de l'incertitude de la prévision dépasse un seuil. Plus cette échéance est lointaine, plus le phénomène d'intérêt est prévisible. Cela ne fait sens que sous la forme d'ordres de grandeur, tous modèles confondus.

Les travaux fondamentaux sur les systèmes dynamiques permettent de montrer que la prévisibilité dépend des échelles visées, en particulier des échelles spatiales caractéristiques d'organisations cohérentes de l'atmosphère. Mais elle dépend aussi de la situation du moment, aux différentes échelles. La prévisibilité effective, celle qui ressort de nos dispositifs d'assimilation et de prévision numériques, dépend de plus des observations disponibles et des choix de modélisation. Enfin, d'autres travaux montrent qu'il existe des liens non triviaux entre les différentes échelles (voir, par exemple, Molteni et Palmer, 1993).

Cet article rassemble les résultats des travaux sur la prévisibilité des épisodes de précipitations intenses (EPI) et des environnements météorologiques propices à leur formation tels qu'identifiés dans Cyprim I (Boudevillain et al., 2009).

(1) La partie II du projet Cyprim est parue dans *La Météorologie*, 8^e série n° 67, p. 19-30.

... specific oscillation over Europe and the Mediterranean and its link with HPEs. It continues with a general purpose study related to one predictability measuring tool, ensemble forecasting, and how to improve its initialization. Then, coming back to Mediterranean episodes, we discuss various results on the needs for observations and show that studying mesoscale forecast sensitivities allows us to quantify the benefit of properly located observing systems, and of refining various aspects of the initial conditions and/or the model. The presentation ends with some preliminary results on hydrological impact.

Les études présentées ici concernent diverses échelles ou gammes d'échelles et utilisent des modèles tels que Arpège ou Méso-NH, leurs interactions ou couplage avec d'autres milieux (l'océan, l'hydrologie de surface), des longues séries d'analyses (ERA40) et des observations directes. La présentation suit une descente des grandes échelles vers les petites. Nous commençons par la prévisibilité à très grande échelle et l'analyse des liens statistiques entre composante atmosphérique lente et occurrence d'EPI. Nous abordons ensuite la prévision d'ensemble, outil privilégié aujourd'hui pour quantifier les incertitudes des prévisions numériques, et donc estimer la prévisibilité. Le compte rendu se focalise sur les résultats obtenus à l'échelle synoptique et les bonnes propriétés que doit avoir un tel type de prévision. Le contrôle de l'incertitude grâce aux observations

motive les efforts consacrés à l'assimilation d'un maximum de données de satellites et à l'optimisation d'une couverture en observations adaptée à chaque cas météorologique. De même, à moyenne échelle, nous montrons que la qualité des conditions initiales (CI) reste primordiale grâce à l'assimilation d'observations spécifiques ou en les perturbant. L'influence des incertitudes liées aux processus de surface est illustrée avec l'interaction océan-atmosphère. Enfin, il convient de quantifier ces incertitudes jusque dans des applications environnementales telles que l'hydrologie et la gestion des risques associés aux crues. Ce parcours des plus grandes échelles aux conséquences hydrologiques constitue l'une des originalités de cet article.

Les résultats présentés ne prétendent pas, toutefois, rendre la prévision des épisodes précipitants soudain aisée. Ils décrivent quelques avancées méthodologiques sur certains aspects et veulent donner une meilleure idée des difficultés à résoudre sur d'autres.

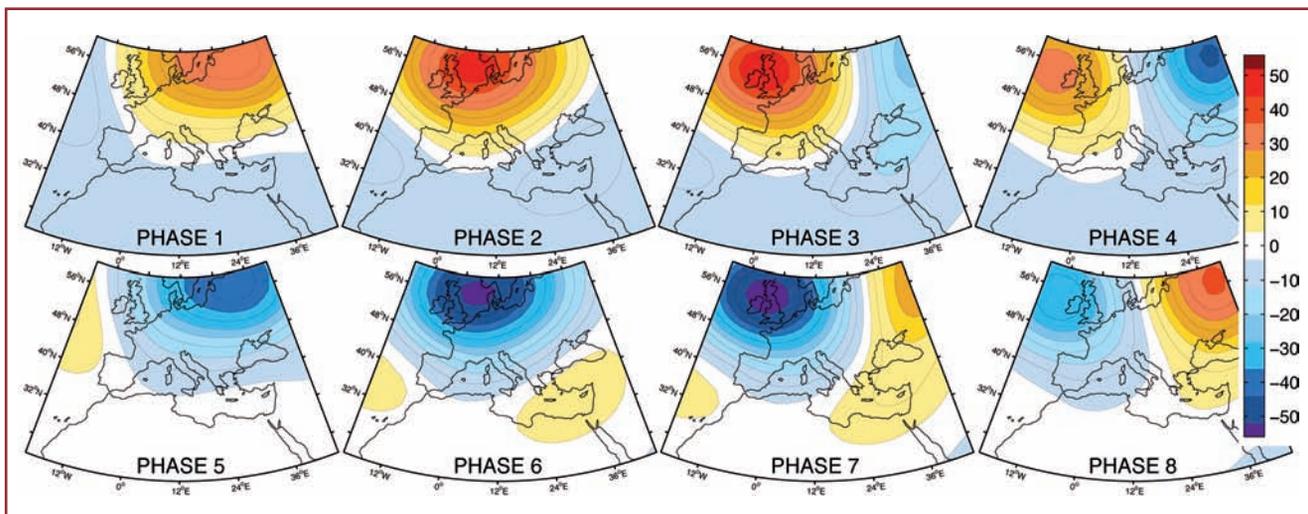
Prévisibilité à très grande échelle

Les régimes de temps constituent une approche très attractive pour décrire les liens entre environnements de grande échelle et climat à l'échelle régionale. Ces régimes sont définis comme les états préférentiels de la circulation atmosphérique de grande échelle et se caractérisent par des structures récurrentes et stationnaires qui peuvent persister pendant plusieurs jours (Vautard, 1990). Plusieurs études ont permis de caractériser les liens entre les régimes de temps sur l'Atlantique nord et le climat de l'Europe et plus précisément les liens

entre ces régimes de temps et les événements extrêmes (Yiou et Nogaj, 2004 ; Cassou et al., 2005). Dans Cyprim I, nous avançons une nouvelle méthode pour caractériser les environnements météorologiques, fondée sur la notion de types de temps définis par classification des seuls jours où un EPI a été observé. Nous montrons que les types de temps permettent de mieux discriminer les environnements atmosphériques à grande échelle favorables à l'occurrence d'EPI que les régimes de temps. De plus, un des types de temps mis en évidence correspond à l'une des transitions entre deux régimes de temps méditerranéens. Ce résultat conforte l'importance de considérer aussi les transitions entre régimes lorsque l'on s'intéresse à l'occurrence des épisodes extrêmes de précipitations. L'importance des transitions a aussi été mise en évidence sur l'Atlantique nord (Sánchez-Gómez et Terray, 2005).

En suivant l'idée que les régimes de temps puissent être associés à des phénomènes de caractère ondulatoire, Plaut et Vautard (1994) ont identifié une oscillation de fréquence intrasaisonnière dans l'Atlantique nord. Ils ont démontré que certains régimes de temps et leurs transitions sont très proches des phases spécifiques de cette oscillation atmosphérique intrasaisonnière. Cet aspect ondulatoire est étudié avec des méthodes telles que l'Analyse spectrale singulière multicanal (MSSA), voir Ghil et al. (2002). Dans cette étude, nous avons appliqué cette même technique (la MSSA) aux anomalies du géopotential à 500 hPa sur la région Europe-Méditerranée et mis en évidence une oscillation atmosphérique d'une période de cinquante jours dans la région d'étude. Le lien entre les régimes de temps méditerranéens et les phases de cette oscillation (figure 1) peut être

Figure 1 - Les huit phases de l'oscillation intrasaisonnière pour le domaine Europe-Méditerranée (période de cinquante jours). La variable est le champ d'anomalie du géopotential à 500 hPa, les données proviennent de la réanalyse ERA40.



montré en identifiant les jours qui appartiennent simultanément aux régimes et à la phase de l'oscillation (Sánchez-Gómez et al. 2008). Cela suggère que les régimes de temps et leurs transitions peuvent être considérés en partie comme des phénomènes de caractère ondulatoire.

Les liens entre régimes et EPI, d'une part, et entre phases d'oscillation et régimes, d'autre part, peuvent avoir une signification, en termes de prévisibilité des EPI, et pourraient contribuer à mieux prévoir les EPI cévenols à l'échelle intrasaisonnière. La figure 2 illustre cette propriété en quantifiant la probabilité d'occurrence d'un EPI en fonction des phases de l'oscillation intrasaisonnière. Le risque d'occurrence d'un EPI augmente à partir de la phase 6 et est maximal pour les phases 7 et 8 (15 % de probabilité). Le risque décroît des phases 1 à 5 (Sánchez-Gómez et al., 2008). Ce résultat laisse entrevoir des applications intéressantes pour estimer le risque d'événements extrêmes sur une région donnée. Cette estimation du risque à partir de l'identification de la phase de l'oscillation constitue une approche simple, mais elle ne donne accès qu'à une faible part du risque. Toutefois, la mise en perspective des travaux de Cassou (2008) suggère qu'il conviendrait en premier lieu d'étendre cette étude à l'influence des phénomènes tropicaux sur le climat des moyennes latitudes. En particulier, l'interaction des phases de l'onde tropicale MJO (Madden Julian Oscillation) avec la circulation atmosphérique (régimes de temps et transitions) en Méditerranée est une piste à explorer qui semble prometteuse.

Ces analyses en régimes ou types de temps et en oscillations intrasaisonnières contribuent surtout à la compréhension de la dynamique atmosphérique, mais préfigurent aussi des outils pour extraire des indications sur le niveau de risque des prévisions à échelle saisonnière, voire mensuelle. Ces outils, comme ces prévisions, sont de nature probabiliste. Si, en prévision numérique de l'atmosphère, il n'existe pas de modèle unique couvrant la totalité du continuum d'échelles depuis les très petites jusqu'aux grandes échelles (spatiales et temporelles), il existe en revanche un cadre méthodologique assez général pour, au moyen de modèles divers, estimer l'incertitude. Ce cadre est celui de la prévision d'ensemble : cette approche s'impose naturellement en prévision saisonnière ou mensuelle. Mais, du point de vue formel, son usage

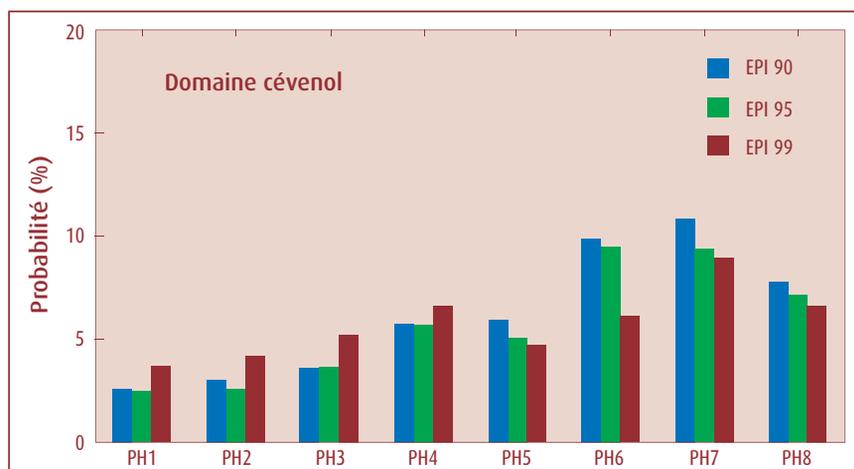


Figure 2 - Probabilité d'occurrence d'un événement de précipitations intenses (EPI) sur la région cévenole pour chaque phase de l'oscillation intrasaisonnière. Cette probabilité est donnée pour trois seuils : 90, 95 et 99 percentiles, et pour les huit phases identifiées (voir figure 1).

aux échelles plus réduites présente autant d'intérêt. Très répandu pour la moyenne échéance, cet usage se répand aux autres échelles.

La prévision d'ensemble, un outil pour estimer la prévisibilité

La prévision d'ensemble, comme approche probabiliste de la prévision météorologique, est maintenant devenue opérationnelle dans de nombreux centres météorologiques. Elle tente de donner accès à l'incertitude inhérente à toute prévision à travers un échantillonnage limité de la distribution des probabilités de chaque paramètre en chaque point. Un aspect encore ouvert de la prévision d'ensemble est son initialisation à partir d'une analyse, elle-même résultat d'une estimation statistique. En théorie, il s'agit de définir un échantillon représentatif de la loi de probabilité d'erreur de l'état de l'écoulement atmosphérique. Dans la pratique, actuelle et passée, les grands centres de prévision ont souvent une approche et des techniques assez différentes pour mettre en œuvre cette idée en termes opérationnels. Dans le cadre du projet Cyprim, nous avons cherché à évaluer, de façon systématique et quantitative, les différentes approches existantes.

Les méthodes d'initialisation que nous avons comparées sont la méthode dite des vecteurs singuliers (Buizza et Palmer, 1995), la méthode des perturbations renormalisées ou « cultivées »

ou « Bred Modes » (Toth et Kalnay, 1993) et trois méthodes d'assimilation d'ensemble : le Filtre de Kalman d'Ensemble (Evensen, 2003), la méthode des Observations perturbées (Houtekamer et al., 1996) et la méthode du Filtre de Kalman par transformation d'Ensemble « Ensemble Transform Kalman Filter » (Bishop et al., 2001).

Toutes ces méthodes ont pour objet de définir les perturbations à appliquer à une analyse de temps qu'il faut pour créer un échantillon d'analyses dites perturbées. Cet échantillon se veut représentatif des incertitudes susceptibles d'influencer un échantillon (ou ensemble) de prévisions partant de ces analyses perturbées. La première méthode projette les prévisions dans les directions les plus instables du futur proche. La deuxième permet d'isoler les régions influencées par les instabilités du passé sans tenir compte de la répartition des observations, qui réduisent les incertitudes. Les trois autres ont la spécificité de tenter d'échantillonner l'incertitude initiale sous la forme d'une distribution, tenant compte des observations et du modèle.

Les comparaisons sont faites sur des données simulées avec trois modèles différents : un modèle de petite dimension de Lorenz (Lorenz, 1995), un modèle quasi géostrophique (Marshall et Molteni, 1993) et Arpège, le modèle global de prévision opérationnelle de Météo-France (Courtier et al., 1991) sur des périodes d'au moins un mois pour le dernier type d'expérience ou équivalent à plus long terme pour les autres.

L'information que toutes ces méthodes cherchent à donner n'est pas l'occurrence ou non d'un événement météorologique

(exemple : forte pluie ou pas) à un instant et lieu donnés, mais une distribution de probabilité. Et c'est cette dernière information qu'il convient de valider. Une probabilité possède une nature très différente de celle d'un cumul de pluie ou d'un minimum de pression. Sa validation, on le comprend, ne peut pas se fonder sur l'observation d'un cas ou deux : elle requiert au contraire une grande variété de cas de figures et en très grands nombres. De plus, il existe des moyens variés de restituer les propriétés de ces probabilités. Parmi ceux-là, le score ROC découle du comptage, dans le cadre probabiliste « continu », des bonnes prévisions et des fausses alertes (voir encadré ci-contre).

La figure 3 montre, pour les expériences effectuées avec le modèle Arpège, les résultats obtenus pour ce score ROC. On observe que la méthode des observations perturbées obtient de meilleurs résultats que celle des perturbations cultivées et celle des vecteurs singuliers. Un test statistique pratiqué montre que l'avantage observé est significatif sur toute la période des prévisions. Les meilleures performances de cette méthode sont généralisables à toutes nos expériences (Descamps et Talagrand, 2007). Dans le cadre de ces travaux, il apparaît que, pour échantillonner correctement l'incertitude sur l'état prévu, le meilleur ensemble s'est révélé être

Le score ROC

Le score ROC (Relative Operating Characteristics) est utilisé pour l'évaluation de systèmes probabilistes prévoyant des occurrences d'événements binaires (franchissement de seuils, survenue d'un cas ou non).

Les courbes ROC dérivent des tables de contingence utilisées pour l'évaluation de systèmes de prévisions déterministes. À partir d'un lot de cas observés et prévus, on construit ces tables en séparant les événements en quatre catégories :

- (i) observé et prévu ;
- (ii) observé et non prévu ;
- (iii) non observé et prévu ;
- (iv) non observé et non prévu.

On en déduit alors un taux de bonnes prévisions, H , correspondant aux cas (i) et (iv), et un taux de fausses alertes, F , correspondant aux cas (iii). Pour un système satisfaisant, H doit être le plus proche de 1 et F le plus proche de 0.

Pour un système ensembliste, les courbes ROC sont construites comme suit. Pour chaque valeur d'un seuil s variant de façon continue entre 0 et 1, la prévision probabiliste p est transformée en prévision déterministe en considérant que l'occurrence de l'événement a été prévue quand $p > s$. La courbe ROC est alors la courbe $(F(s), H(s))$. La qualité d'un système de prévision probabiliste est alors indiquée par la mesure de la surface A sous la courbe ROC. Plus la surface mesurée est grande, meilleure est la qualité de l'ensemble.

Dans le cas du score ROC relatif à la hauteur h du géopotential présenté dans la figure 3, l'événement considéré correspond à l'observation/prévision de la survenue, en un point quelconque du domaine choisi et à l'échéance t , d'une anomalie dépassant un seuil égal à un écart type de la climatologie. Le domaine choisi couvre le proche Atlantique et l'ouest de l'Europe. Pour une période d'étude de 30 jours sur un nombre de points de grille N , on évalue $30 \times N$ points par échéance. Les courbes ROC sont obtenues à chaque échéance comme expliqué ci-dessus et c'est la surface sur cette courbe qui est pointée en fonction de l'échéance dans la figure 3.

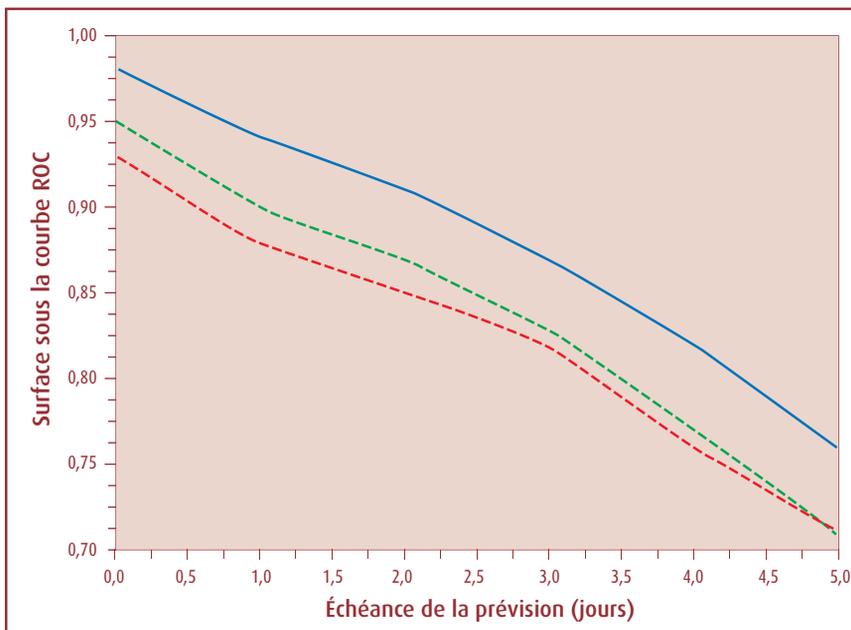
celui qui échantillonne au mieux l'incertitude sur l'état initial, l'analyse, indépendamment de toute considération sur les instabilités dans la prévision. Ce résultat découle de méthodes adaptées à l'évaluation d'une approche probabiliste,

ce qui demande un très grand nombre d'expériences. Au-delà de cet aspect de coût, en revanche, rien ne lie ce résultat à une échelle particulière : il pourrait ainsi s'appliquer à tout type de prévision où les conditions initiales jouent un rôle important. Il offre en tous cas un potentiel de généralisation à une vaste gamme d'échelles dont, par exemple, la méthode des perturbations linéaires instables est dépourvue.

Figure 3 - Évolution du score ROC relatif à la hauteur du géopotential à 500 hPa (voir encadré ci-dessus) en fonction de l'échéance de prévision. Avec une analyse utilisant :

- (en bleu) la méthode des observations perturbées avec un ensemble d'assimilations ;
- (en vert) la méthode des perturbations renormalisées au fil d'un pseudo-cycle « Bred Modes » ;
- (en rouge) la méthode des vecteurs singuliers.

La meilleure approche, celle qui donne les valeurs les plus proches de 1, est celle qui échantillonne de la manière la plus juste l'incertitude sur les conditions initiales.



L'observation : une possibilité de contrôle de l'incertitude en présence d'une faible prévisibilité

Une part importante des incertitudes de la prévision découle directement des incertitudes sur les conditions initiales, eu égard à la croissance rapide des erreurs de prévision en situation de faible prévisibilité. L'assimilation des observations est un processus qui limite les erreurs et l'incertitude sur les conditions initiales. L'absence locale d'observations peut ainsi avoir des effets indésirables, en particulier dans des régions

dites sensibles. Des erreurs initialement petites peuvent y croître fortement et dégrader, non seulement la prévision, mais aussi les analyses suivantes. À défaut de pouvoir agir sur la croissance de l'erreur, liée aux propriétés intrinsèques de l'atmosphère, on peut tenter de réduire l'incertitude initiale le plus possible au moyen d'observations.

Ainsi, l'assimilation des données de sondeurs infrarouges de satellites contribue de façon croissante et parfois déjà dominante à la qualité des conditions initiales. Mais les régions nuageuses en restreignent encore l'usage. Cependant, de nouveaux algorithmes de traitement des données permettent de repousser ces limites.

Enfin, assurer une densité acceptable de données micro-ondes de satellites exploitables ailleurs que sur mer ou optimiser des déploiements d'observations in situ supplémentaires offrent d'autres voies d'amélioration.

Téledétection en régions nuageuses

L'arrivée de nouveaux sondeurs infrarouges (Airs sur *Aqua* et Iasi sur *MetOp-A*), comportant des milliers de canaux (spectre) en chaque point d'observation, offre la possibilité de décrire plus finement l'atmosphère. Cependant, les mesures infrarouges sont perturbées par la présence de nuages dont McNally (2002) a montré une présence fréquente dans les zones dites sensibles de l'atmosphère. Aux latitudes tempérées, cela relève du bon sens météorologique : la plupart des systèmes actifs, comme les dépressions ou les systèmes convectifs forcés, naissent dans un milieu déjà nuageux.

En assimilation de données, un point fondamental consiste à savoir calculer un équivalent de toute observation à partir de l'état du modèle. En particulier, si l'observation est une luminance spectrale ou radiance, on intègre sur la verticale l'équation de transfert radiatif dans le modèle. En absence de nuage, cela revient à calculer une forme de moyenne pondérée complexe du profil vertical de température et d'humidité qui dépend aussi de l'émissivité et de la température de la surface. La présence d'un nuage met à mal une telle approche. Dans l'infrarouge, comme souvent dans le visible, un nuage est opaque, il tend à masquer une bonne part de l'information qui se trouve sous son sommet qui devient alors la surface inférieure

observée par le satellite. Pour calculer un équivalent modèle, il suffirait de commencer l'intégration verticale de l'équation de transfert radiatif à partir de cette nouvelle surface. Le tout est de parvenir à en situer la position sur la verticale à partir du spectre de radiances.

Nous avons choisi un algorithme d'estimation de la pression et de l'émissivité effective du sommet des nuages qui exploite les canaux dans une bande d'absorption du CO₂. Pour chaque canal, on calcule une quantité qui est minimale au niveau du sommet du nuage (voir par exemple Chahine, 1974). L'assimilation des radiances claires au-dessus des nuages, pour cinquante canaux Airs, a un impact positif sur les prévisions de température et de géopotential, mais au-delà de vingt-quatre heures d'échéance (Pangaud et al., 2009). En permettant d'écarter, dans l'assimilation, les données trop affectées par le nuage, cette méthode permet de réduire l'influence de la portion nuageuse de l'atmosphère au profit de la portion en ciel clair.

Dans un second temps, nous nous sommes attaqués à la région nuageuse proprement dite. Nous avons commencé par les nuages situés entre 600 et 950 hPa. La pression du sommet des nuages et leur émissivité effective, estimées par la méthode ci-dessus, ainsi que des hypothèses sur le contenu en condensats des nuages permettent de calculer le transfert radiatif en air nuageux. On obtient un nouvel équivalent modèle de la radiance observée par le satellite. Cette méthode, introduite dans l'assimilation, améliore encore les prévisions de température et de géopotential. Pour l'humidité, des données indépendantes permettent de mettre en évidence de meilleures prévisions sur l'Europe, au-dessus de 500 hPa et à partir de quarante-huit heures d'échéance. Dans Cyprim, cette méthode appliquée aux données nuageuses de Airs a fait l'objet d'études de cas de tempêtes en Méditerranée, comme celle du 26 septembre 2006 sur les Pouilles (Italie, non illustrée ici). Une telle approche est d'autant plus appelée à se développer que les modèles actuels peuvent fournir des informations (simples) sur les condensats qui composent les nuages. Elle est maintenant utilisée dans la chaîne opérationnelle Arpège de Météo-France.

Enfin, l'utilisation de l'instrument Iasi est en cours d'approfondissement, au moyen des techniques que l'on vient de résumer (Pangaud, 2009).

Observation adaptative

L'observation adaptative consiste, dans le cadre de l'assimilation de données pour la prévision numérique, en une gestion flexible de plates-formes d'observation, soit mobiles, à déployer, soit fixes, à activer. Le but est d'optimiser un réseau d'observation étendu dont l'assimilation des mesures améliorerait les conditions initiales de la prévision par rapport à celles provenant des données du réseau standard. La KFS, ou Kalman Filter Sensitivity (Bergot et Doerenbecher, 2002), mise en œuvre avec le système Arpège, est la technique numérique objective utilisée au Centre national de recherches météorologiques (CNRM). Elle permet d'évaluer le bénéfice pour la prévision de l'ajout d'observations supplémentaires.

Des cas météorologiques méditerranéens ont été étudiés : il s'agit de cas de précipitations intenses (4 décembre 2003 sur l'Hérault ; 6 septembre 2005 sur le Gard ; 13 septembre 2006 sur la Corse, bassin occidental) ou de cas de tempêtes (26 septembre 2006, Pouilles ; 14 décembre 2005, Tunisie, dites méditerranéennes, c'est-à-dire « cyclones » en Méditerranée). La petite échelle apparaît largement forcée par la grande échelle dans ces cas. Les hypothèses a priori de la KFS sont dix sondages supplémentaires, déployés une trentaine d'heures avant la survenue de l'événement intense. Les lieux de sondage sont optimisés sur les zones sensibles tenant compte de l'assimilation des observations de routine, soit en des sites théoriques, soit en des sites connus de radiosondage mais alors exclus du réseau de routine.

Pour les échelles de temps considérées ici, les zones sensibles s'étendent sur l'Atlantique et sur l'Afrique du Nord (non montrées) et débordent peu sur la région méditerranéenne au sens strict. Les sites insulaires dans l'Atlantique (Madère, Canaries, Açores) semblent aussi cruciaux que les sites des façades océaniques de l'Espagne, Portugal, Gibraltar et Maroc. Enfin, la région de l'Atlas (Maroc et Algérie) avec une dizaine de sites équipés est un terrain à ne pas négliger, surtout dans les cas affectant le bassin méditerranéen oriental.

La figure 4 montre les résultats obtenus par la méthode KFS sur le cas d'une tempête. Un déploiement dans la zone sensible, mais calqué sur des sites de radiosondage réels (réalisable), promet presque autant de bénéfice sur la prévision qu'un déploiement théorique plus dense.

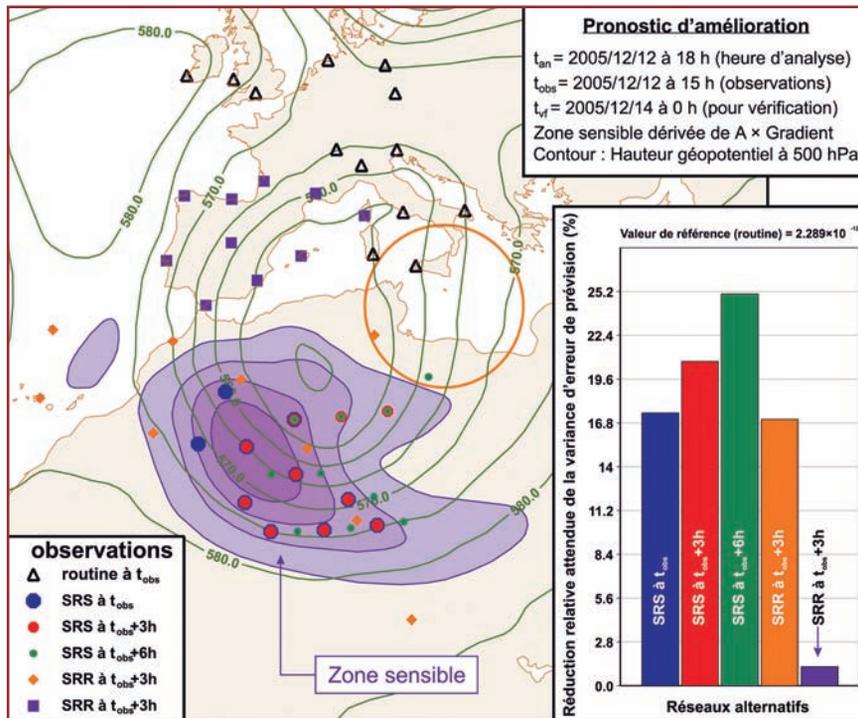


Figure 4 - Tempête en mer Ionienne du 14 décembre 2005.

Carte : Déploiements simulés de stations de radiosondage, SRS, optimisé sur la zone sensible (en violet) pour trois instants différents de la fenêtre d'assimilation (au début en bleu, au milieu en rouge et en fin en vert) et déploiements sur sites de radiosondage réels, SRR (losanges oranges et carrés violets).

Histogramme : prévision de réduction de variance d'erreur (c'est-à-dire amélioration de la qualité des prévisions) correspondant à ces cinq déploiements testés. On note que le déploiement en dehors de la zone sensible a peu d'influence sur la qualité de la prévision à 30 heures des vents cycloniques dans la région encerclée en orange.

Quelques idées de la prévisibilité à échelle fine

La modélisation à mésoéchelle fine met généralement en œuvre des modèles à domaine limité dont les conditions aux limites latérales proviennent d'un modèle de grande échelle. Celles-ci se présentent comme une source supplémentaire d'incertitude par rapport à la modélisation globale. Ainsi, trois sources d'incertitudes sont à considérer lorsque l'on s'intéresse à la prévision des phénomènes méditerranéens intenses à ces échelles :

- l'incertitude sur les conditions initiales aux échelles synoptiques et à méso-échelle ;
- l'incertitude sur les conditions aux limites de surface (par exemple, sur l'état de l'océan) et latérales ;
- les simplifications dans la représentation des processus physiques et dynamiques dans le modèle numérique.

Une faible prévisibilité intrinsèque va, pour sa part, amplifier les incertitudes produites par ces sources. Et, comparée aux échelles synoptiques, les constantes de temps aux échelles considérées ici se comptent en heures plutôt qu'en jours.

Par ailleurs, le coût des modèles à échelle fine limite beaucoup le nombre de membres d'un ensemble que l'on emploierait à documenter ces sources d'incertitude. Ce coût limite aussi le nombre de cas disponibles pour une évaluation. Dans le cadre du projet Cyprim, nous avons conduit des travaux prospectifs afin de mieux connaître la sensibilité des prévisions à haute résolution (mailles de 2-3 km) à ces différentes sources d'incertitude pour quelques cas d'épisodes de pluies intenses, ce qui est très différent de la démarche ensembliste présentée auparavant.

Sensibilité aux conditions initiales

Dans une première étude, la sensibilité aux conditions initiales de grande échelle a été examinée sur le cas des inondations d'Alger du 10 novembre 2001 (Argence et al., 2008). Le modèle Méso-NH est utilisé afin de réaliser un mini-ensemble de six simulations à haute résolution. Le modèle est intégré sur deux domaines emboîtés (figure 5) dont les résolutions respectives sont de 10 km (modèle père) et 2 km (modèle fils). Les différentes conditions initiales proviennent des approches suivantes :

- la date d'initialisation de chaque simulation est décalée de six heures (à 0 h, 6 h et 12 h) ;
- les simulations sont initialisées par des analyses opérationnelles de sources différentes (Arpège ou CEPMMT ici) et couplées avec des analyses Arpège.

On considère 12 h comme instant initial. À défaut de nous donner la possibilité d'accéder à des critères statistiques et probabilistes construits sur un large échantillon de cas, nous pouvons analyser les différences entre prévisions. Deux membres de l'ensemble sont comparés à l'instant initial (figure 5a), puis après dix-huit heures de simulation (figure 5b). En termes de hauteur du géopotential à 500 hPa, la différence initiale au-dessus du Portugal (plus de 20 m) s'est propagée, sans croître, jusqu'au nord-ouest de l'Algérie. Cependant, le champ de pression au niveau de la mer, aux différences initialement faibles, affiche des écarts supérieurs à 8 hPa à l'échéance de 18 h. À plus petite échelle, ces différences ont une forte influence sur la circulation en basses couches et jouent sur la distribution et l'intensité des précipitations qui deviennent quasi imprévisibles sur une grande partie du domaine de simulation (figure 5c, zone pour laquelle l'écart type normalisé est supérieur à 1).

La sensibilité aux conditions initiales a été examinée en faisant varier la configuration du schéma d'assimilation à l'échelle convective utilisé (par le biais des statistiques d'erreurs du modèle, de la fréquence et durée du cycle d'assimilation en particulier, mais pas seulement), et les différents types de données assimilées (température et humidité à 2 m, vent à 10 m, radiosondages, avions commerciaux, diffusiomètre, etc.). Une vingtaine d'états initiaux différents ont ainsi été produits sur le cas des inondations catastrophiques du Gard les 8 et 9 septembre 2002. L'évolution temporelle est simulée avec le modèle atmosphérique Méso-NH dans une configuration à deux modèles emboîtés de maille 10 et 2,5 km.

Pour illustrer la forte dépendance des prévisions de précipitations aux conditions initiales et en particulier à leur structure de mésoéchelle, deux ensembles ont été définis. Le premier (A12) comprend les six membres correspondant à des simulations initialisées par une simple analyse mésoéchelle à 12 h. Le second (AE6) comporte sept membres tous initialisés par une analyse à 12 h également, mais à l'issue d'un cycle d'assimilation horaire entre 6 h et 12 h. Dans

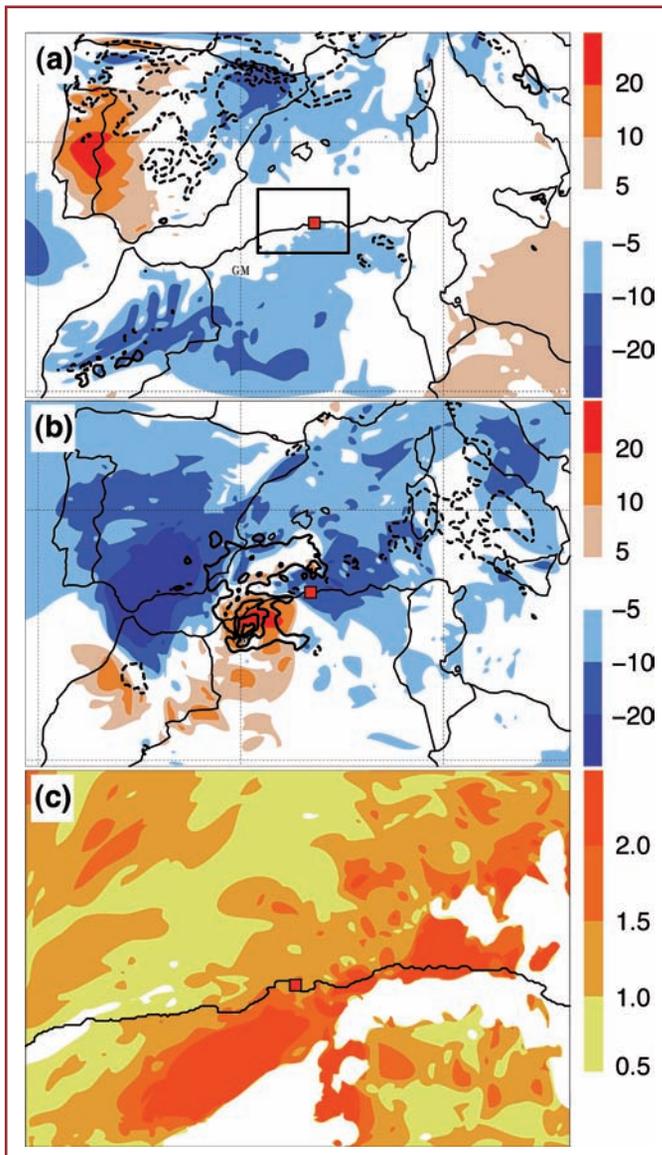


Figure 5 – Sensibilité des prévisions Meso-NH aux conditions initiales de grande échelle ; cas des inondations d’Alger du 10 novembre 2001. Étude d’un ensemble de prévisions faites à partir d’analyses qui diffèrent à l’instant initial (9 novembre 2001 à 12 h) :
 Modèle père : à l’instant initial (a) et après 18 heures de simulation (b) : différence entre deux membres de cet ensemble en termes de hauteur du géopotential à 500 hPa (couleurs, m) et de pression au niveau de la mer (traits noirs, valeurs négatives en pointillés, hPa).
 Modèle fils (c) : écart type normalisé des cumuls de pluies sur 6 heures par chacun des membres de l’ensemble. L’écart normalisé correspond à l’écart type divisé par la moyenne de l’ensemble.
 Le cadre noir sur la vignette (a) marque la position du domaine fils, le carré rouge la position d’Alger et le symbole GM repère le méridien de Greenwich.

chaque ensemble, les membres diffèrent par la nature des observations assimilées et par les statistiques d’erreur de l’ébauche. Pour l’ensemble AE6, aucun membre n’est capable de déterminer la localisation du système précipitant (figure 6), et la moyenne d’ensemble ne le peut pas davantage. Les incertitudes dans les conditions initiales croissent très rapidement durant les premières heures de prévision et conduisent à des systèmes organisés et localisés diversement. Dès les premières heures de simulation, une forte disparité caractérise les précipitations. Cette disparité ne croît pas avec l’échéance de la prévision. Par ailleurs, on peut remarquer que la moyenne de l’ensemble AE6 est moins en adéquation avec les observations que celle de l’ensemble A12 en dépit d’un cycle d’assimilation horaire qui aurait dû mieux prendre en compte les observations. Cela peut s’expliquer par le fait qu’avec un cycle aux analyses aussi rapprochées, les champs météorologiques des ébauches, qui sont des prévisions à une heure, ne sont pas encore tout à fait en équilibre (on parle d’effet de « spin-up »). Si l’équilibre n’est pas atteint dans l’ébauche, la haute fréquence du cycle d’assimilation a un impact négatif. Pour l’ensemble A12, nous avons observé une forte sensibilité à la description thermodynamique initiale des basses couches qui jouent un rôle clé dans la position et l’intensité des précipitations (Ducrocq et al., 2008). La présence d’une plage d’air froid résultant de l’évaporation des précipitations intenses force l’air chaud et humide provenant de la

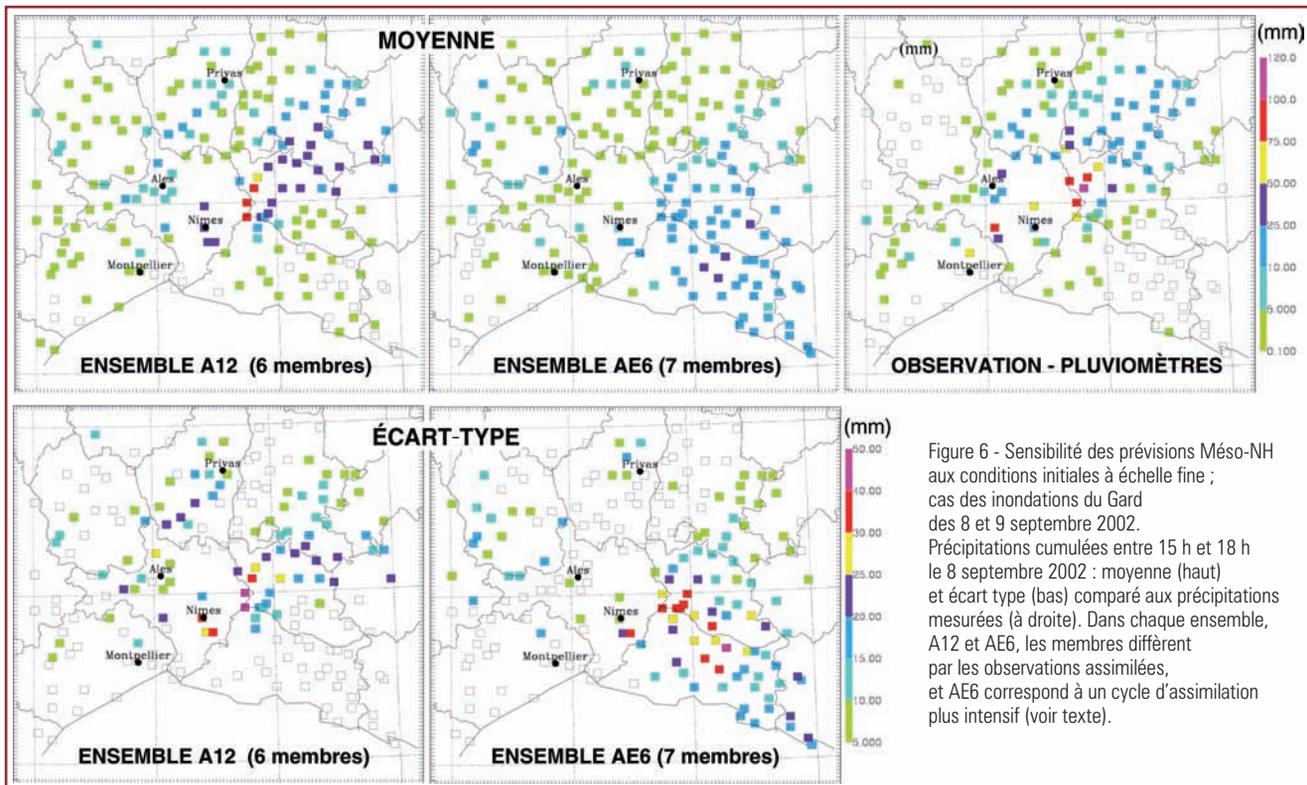
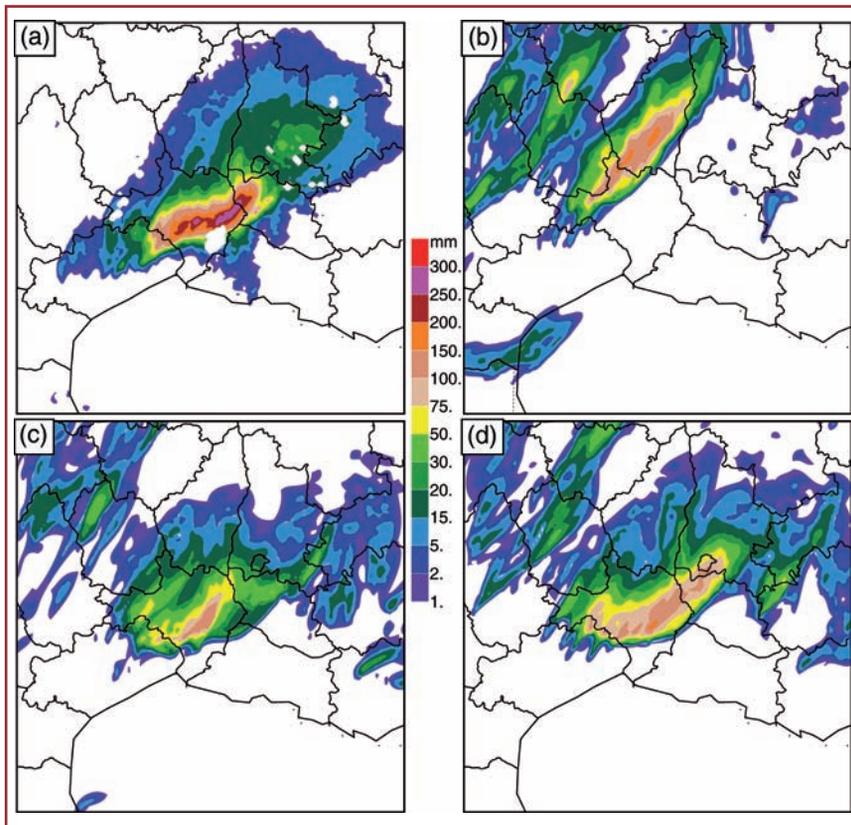


Figure 6 - Sensibilité des prévisions Meso-NH aux conditions initiales à échelle fine ; cas des inondations du Gard des 8 et 9 septembre 2002. Précipitations cumulées entre 15 h et 18 h le 8 septembre 2002 : moyenne (haut) et écart type (bas) comparé aux précipitations mesurées (à droite). Dans chaque ensemble, A12 et AE6, les membres diffèrent par les observations assimilées, et AE6 correspond à un cycle d’assimilation plus intensif (voir texte).

Méditerranée à s'élever sur le bord d'attaque de la cellule orageuse (voir Cyprim I, Boudevillain et al., 2009). La position des cumuls maximaux de précipitations est donc directement liée aux caractéristiques de cette plage d'air froid. Nous avons également pu montrer que l'assimilation des réflectivités des radars contribue à améliorer le champ d'humidité dans la moyenne troposphère. La production de précipitations en est améliorée (Caumont, 2007), ce qui conduit à une meilleure prévision de l'évolution de la plage d'air froid et à une meilleure adéquation entre les quantités pluviométriques observées et prévues (figure 7).

Si l'utilisation de systèmes d'assimilation à mésoéchelle permet de réduire l'incertitude sur l'état initial, une prévision de qualité de phénomènes dynamiques tels que les intrusions sèches et les cyclonèses nécessite aussi une bonne description des incertitudes liées à l'environnement de grande échelle. On utilise pour cela les systèmes de prévision d'ensemble à grande échelle comme la prévision d'ensemble Arpège (PEARP) de Météo-France.

Figure 7 - Inondations du Gard. Cumuls de pluie au sol en mm entre 15 h et 21 h le 8 septembre 2002 :
 a) lame d'eau observée par le radar de Nîmes ;
 b) simulation Méso-NH partant d'une analyse Arpège à 12 h ;
 c) simulation Méso-NH assimilant les observations de surface à 12 h (ébauche = analyse Arpège) ;
 d) simulation Méso-NH assimilant les observations de surface et les réflectivités à 12 h (ébauche = analyse Arpège).



Sensibilité aux conditions de surface

La mer Méditerranée constitue une importante source d'humidité et de chaleur dans les cas de fortes pluies. La sensibilité de la prévision d'échelle fine à ces conditions de surface, ainsi qu'à la façon dont les échanges à la surface sont paramétrés, a donc tout naturellement été examinée. L'étude a porté sur trois systèmes fortement précipitants quasi stationnaires dans le sud-est de la France : on retrouve les cas de l'Aude (12-13 novembre 1999), du Gard (8-9 septembre 2002) et l'on considère celui de l'Hérault (3 décembre 2003). La sensibilité de simulations atmosphériques à la température de surface de la mer a été examinée pour la haute résolution (2,4 km) et la courte échéance (moins de vingt-quatre heures). L'impact de la température de la mer sur la prévision de la convection et des quantités de précipitation a été évaluée en forçant le modèle Méso-NH avec différentes sources de ce champ (analyse des données in situ ou produits satellitaires), ainsi qu'en augmentant et en diminuant uniformément cette température analysée sur le bassin.

Les résultats obtenus montrent que la valeur moyenne de la température de la mer sur le bassin méditerranéen nord-occidental module, non seulement l'intensité de la convection profonde, mais aussi la nature des précipitations (figures 8a et

8b), et enfin leur caractère plus ou moins stationnaire (Lebeau-pin-Brossier et al., 2006). Les résultats mettent en évidence le rôle du jet de basses couches dans l'extraction de l'énergie des couches superficielles de la mer vers l'atmosphère. La prévision est donc peu sensible à une description à échelle très fine du champ de température de la mer. Elle est plutôt sensible à sa contribution en moyenne sous le jet de basse couche.

L'impact d'une température de la mer évoluant dans le temps a aussi été examiné. Pour cela, un couplage entre Méso-NH et un modèle océanique 1D en équation d'énergie cinétique turbulente (Gaspar et al., 1990) a été développé (voir encadré ci-dessous). Les

Couplage océan-atmosphère à mésoéchelle : rétroaction sur l'océan

Le système couplé développé entre Méso-NH et un modèle océanique 1D en équation d'énergie cinétique turbulente (Gaspar et al., 1990) a permis d'étudier l'impact des fortes précipitations et du fort vent marin sur la couche de mélange océanique de la Méditerranée.

Le système couplé est capable de reproduire une réponse de petite échelle de la couche de mélange océanique, avec en moyenne un refroidissement et une salinisation progressifs de la couche de mélange dans le golfe du Lion sous l'action principale de l'évaporation. Le modèle 1D simule un approfondissement et un refroidissement significatifs de la couche de mélange océanique sous le jet de basse couche en particulier pour le cas de l'Aude (12-13 novembre 1999) où le jet atteint 30 m/s et de l'Hérault (3 décembre 2003), label J dans la figure 9. La prise en compte des précipitations dans le couplage est indispensable pour reproduire l'impact de l'apport en eau douce sur la salinité et la formation de couches internes fines peu salées relativement à leur environnement. Pour le cas de l'Hérault, dans lequel les cumuls de précipitations atteignent jusqu'à 300 mm en 24 heures, ces couches internes simulées sont peu profondes (5 à 10 m). Elles s'étendent sur une bande de 50 par 150 km dans le golfe du Lion (label P dans la figure 9b), mais la salinité est perturbée jusqu'à 50 m de profondeur. Enfin, la simulation de courants marins induits par le vent donne aussi accès à un indicateur de la perturbation hydrologique que peut produire l'état de la mer. En effet, les courants intenses sous le jet de basses couches s'opposent le plus souvent à l'écoulement des rivières contribuant ainsi à amplifier les inondations.

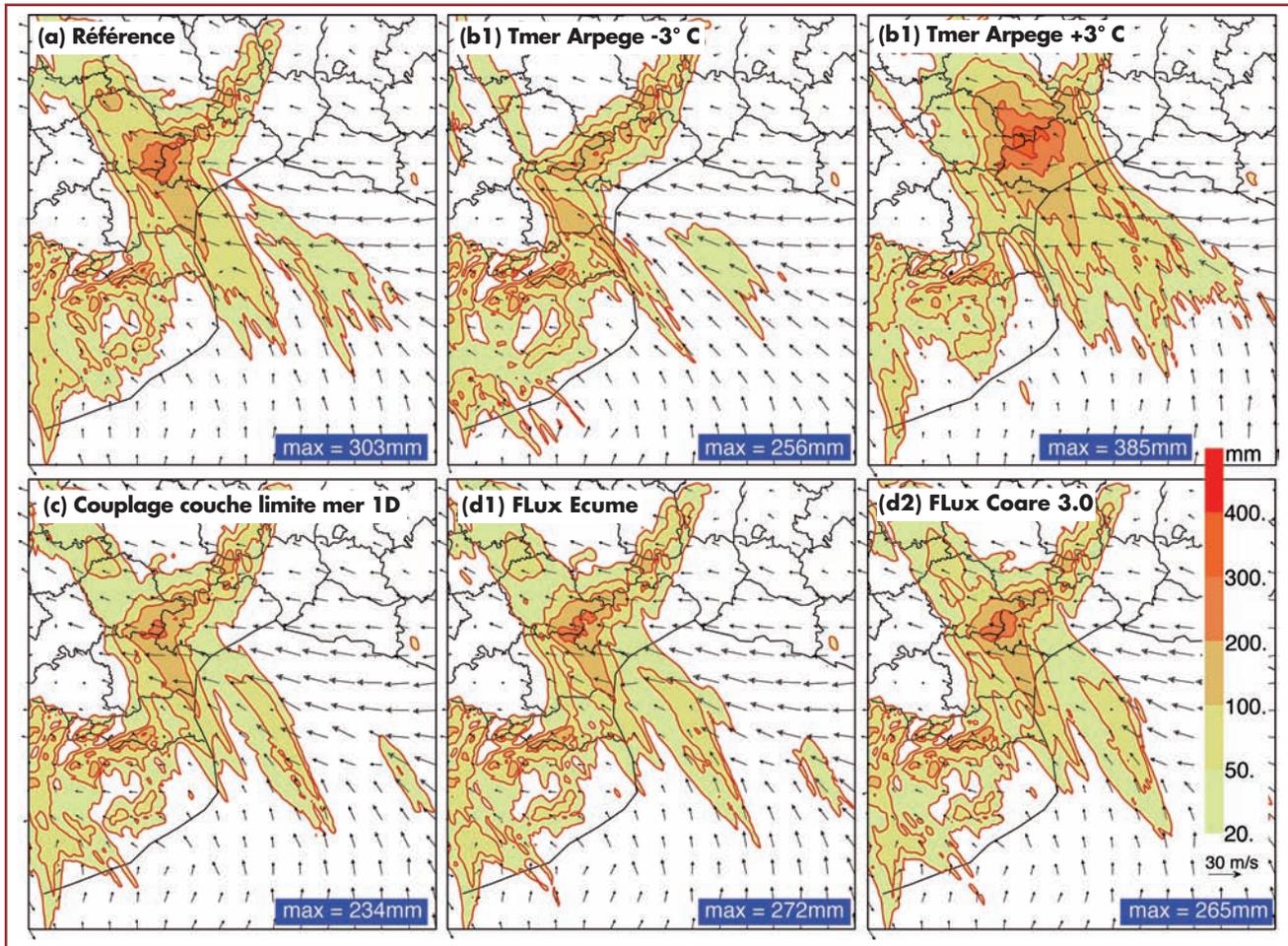


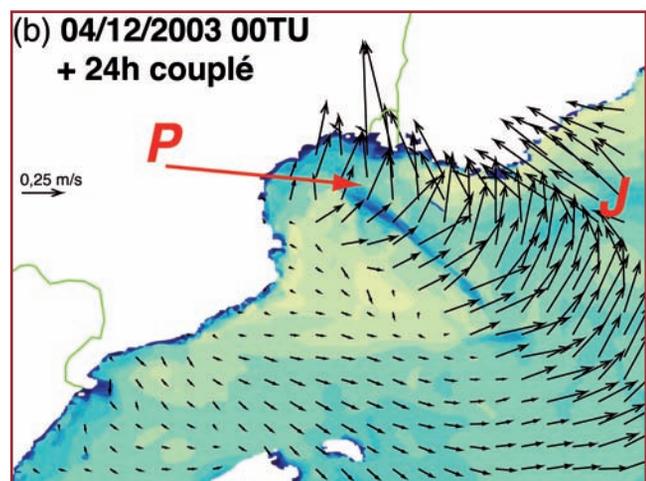
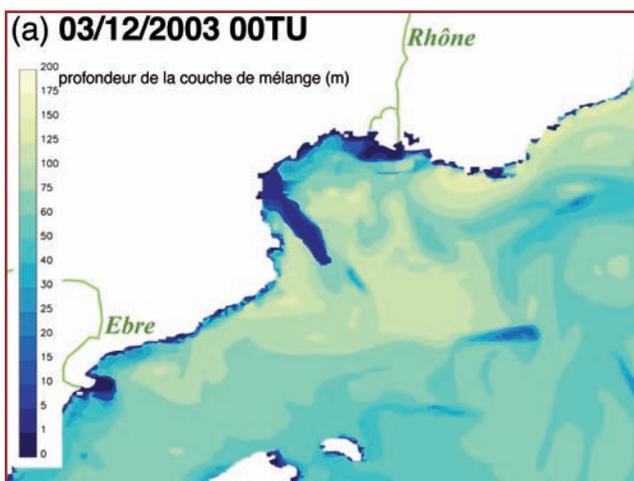
Figure 8 - Cas de l'Aude, le 13 novembre 1999 à 6 h. Vent au premier niveau du modèle (30 m au-dessus du sol) et cumuls de précipitations en 18 heures simulés pour :
 a) l'expérience de référence (température de surface de la mer Arpège - paramétrisation des flux turbulents en surface de Louis (1979) - mode forcé) ;
 b) les expériences de sensibilité à la température de mer (référence -3 °C et +3 °C) ;
 c) l'expérience en mode couplé (température de la mer Mercator - flux de surface formulés selon Coare 3.0) ;
 d) les expériences de sensibilité à la paramétrisation des flux turbulents sur mer (paramétrisations Ecume et Coare 3.0).

rétroactions de l'évolution temporelle du contenu thermique de la mer sur les phénomènes atmosphériques sont prises en compte dans ce couplage. On observe que le couplage tend à moduler la réponse des couches limites des deux milieux (air, mer). En effet, comparé à un simple forçage du modèle atmosphérique par une température de la mer constante pendant la simulation, le

système couplé simule une convection atmosphérique légèrement moins intense (figure 8). En mode couplé, le modèle océanique produit également des tendances légèrement moins fortes dans la couche de mélange océanique comparé au mode forcé. La modélisation couplée modifie cependant peu la prévision à haute résolution et aux courtes échelles des systèmes fortement

précipitants. En revanche, l'impact des fortes précipitations et du fort vent marin sur la couche de mélange océanique de la Méditerranée est, quant à lui, plus remarquable (figure 9).

Figure 9 - Cas de l'Hérault, le 3 décembre 2003 :
 a) profondeur de couche mélange océanique initiale ;
 b) simulée après 24 h dans l'expérience couplée. Initialement le courant de surface est nul.

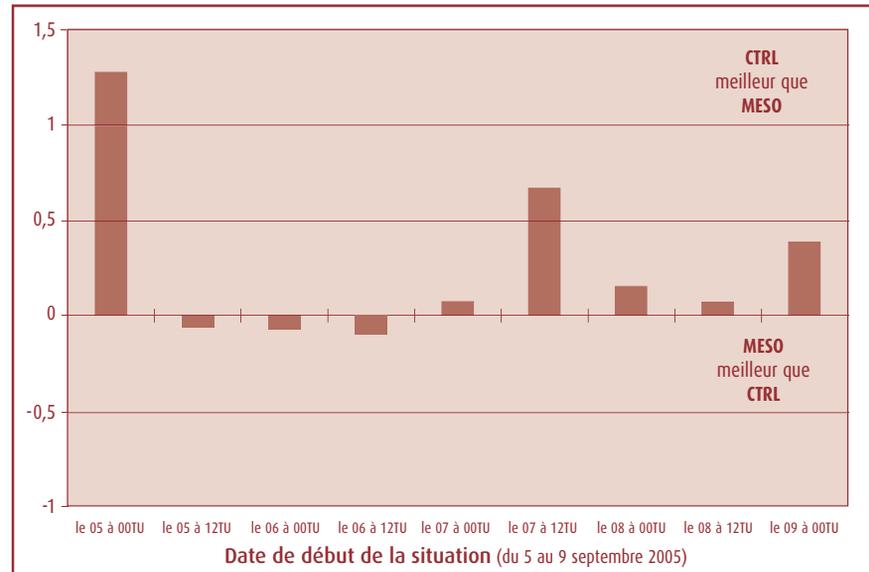


Les conditions de surface influencent aussi l'atmosphère au travers des flux de surface. Pour compléter l'étude sur l'impact de la température de surface de la mer, il était donc logique de s'intéresser aux effets de la paramétrisation des flux turbulents de surface au-dessus de la mer sur la prévision à mésoéchelle (Lebeaupin-Brossier, 2007 ; Lebeaupin-Brossier et al., 2008). Pour cela, deux nouvelles paramétrisations ont été ajoutées dans le schéma de surface du modèle Méso-NH : d'une part, la paramétrisation Ecume (Belamari, 2005) et, d'autre part, la paramétrisation Coare 3.0 (Fairall et al., 2003). Alors que la paramétrisation originale de Méso-NH d'après Louis (1979) tend à surestimer les flux turbulents, notamment pour des valeurs fortes de vent, les deux nouvelles paramétrisations donnent des valeurs similaires de flux turbulents au-dessus de la mer. Ces valeurs sont aussi plus proches des observations de référence issues de Toga-Coare. Appliquées à la simulation d'EPI et comparées à la paramétrisation de Louis, les nouvelles paramétrisations diminuent de façon significative l'évaporation en régime de vent fort. Le système convectif est alors moins intense, plus proche de celui observé, et produit légèrement moins de précipitations (figure 8a et d). Ecume et Coare 3.0 permettent finalement d'obtenir des simulations océaniques plus réalistes avec un impact sur la prévision atmosphérique qui dépend du régime de vent et de la stabilité sur le bassin (Lebeaupin-Brossier et al., 2009).

Prévisibilité et gestion du risque : quelles perspectives ?

Dès que les prévisions météorologiques sont utilisées dans la prévision et la gestion des risques, les incertitudes sur la prévision numérique du temps peuvent se propager des simulations numériques amont vers les applications en aval. Par exemple, dans la prévision des débits pour la région Cévennes-Vivarais, en cas des crues éclairs, la réponse en débits des cours d'eau des petits et moyens bassins n'est pas linéaire. Aux incertitudes sur l'estimation des précipitations, s'ajoutent les incertitudes sur l'état du sol (en particulier l'humidité) et les erreurs de modélisation hydrologique.

Pour aborder ces questions dans le cadre de Cyprim, nous avons étudié la sensibilité de la réponse des cours d'eau



(en débits) aux estimations de précipitations à mésoéchelle en forçant un modèle hydrologique de crues rapides avec des prévisions de précipitation. C'est aussi un moyen d'évaluer une prévision quantitative de précipitations à mésoéchelle pour une application hydrologique.

L'impact hydrologique de différentes simulations atmosphériques à haute résolution a été évalué sur deux cas de crues éclairs qui se sont produites dans les Cévennes (8-9 septembre 2002 et du 5-10 septembre 2005). Les précipitations prévues par Méso-NH dans les expériences de sensibilité aux conditions initiales décrites ci-dessus sont utilisées pour forcer le modèle hydrologique Topmodel et les résultats obtenus sont comparés avec ceux qui utilisent le modèle Arpège de plus grande échelle.

Dans le cas de septembre 2002, l'assimilation de données à mésoéchelle améliore à la fois la simulation météorologique (en particulier la localisation des systèmes convectifs de méso-échelle) et la prévision des débits sur les bassins versants cévenols (Chancibault et al., 2006).

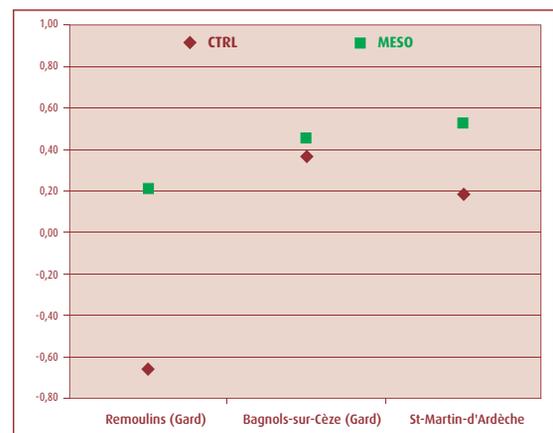
Pour l'événement de septembre 2005, elle ne conduit pas toujours à de bonnes performances sur les cumuls de précipitations (figure 10). Toutefois, l'évaluation hydrologique montre de meilleurs scores de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970) sur les bassins moyens de la région - Ardèche, Cèze et Gard (figure 11). Ainsi, les conclusions d'une évaluation

Figure 10 - Différences entre les biais des expériences Méso-NH CTRL et MESO. Le biais pour chacune des expériences est calculé par rapport aux cumuls de précipitations observés sur dix-huit heures pour tous les pluviomètres dans le domaine 42°N-46°N / 2°E-8°E. La période de calcul va du 5 septembre 2005 à 0 h au 9 septembre 2005 à 18 h, avec deux simulations Méso-NH de dix-huit heures démarrant des réseaux 0 h et 12 h.

sur des critères hydrologiques peuvent différer de celles d'une évaluation objective des prévisions quantitatives de précipitations. Cela s'explique par l'importance de la localisation des fortes précipitations par rapport aux bassins hydrologiques et aussi par les processus hydrologiques non linéaires et assujettis à des effets de seuils qui entrent en jeu lors de crues éclairs.

Ces études illustrent bien que, pour une évaluation complète, il convient de considérer à la fois les prévisions météorologiques et leurs conséquences dans les systèmes de prévision environnementale qui en dépendent.

Figure 11 - Score de Nash pour les simulations hydrologiques forcées par les expériences CTRL et MESO pour le cas de septembre 2005.



Conclusion

Une part de la prévisibilité des phénomènes météorologiques est naturelle et hors du contrôle des modèles météorologiques, mais son estimation pratique dépend de ces systèmes assimilation-prévision modernes. Dans le cadre du projet Cyprim, une estimation partielle de la prévisibilité est proposée. À l'échelle intrasaisonnière, elle prend la forme de probabilités d'occurrence de cumuls significatifs en fonction de la phase d'une oscillation structurée propre au bassin méditerranéen. Ces résultats s'appuient sur la réanalyse ERA40. Cette composante de la variabilité atmosphérique ne représente toutefois qu'une part assez faible de l'évaluation du risque, à l'échéance de plusieurs semaines. La prévision d'ensemble se présente aujourd'hui comme l'approche préférée pour l'estimation des incertitudes dans les prévisions, à toutes échelles. Si l'outil est de plus en plus utilisé pour la prévision numérique du temps à l'échelle synoptique, voire inférieure, les stratégies de sa mise en œuvre restent un sujet de recherches et de débat. Dans ce projet, une comparaison « toutes choses égales par ailleurs » des méthodes d'initialisation classiques d'un ensemble a été menée à bien. Cette comparaison s'étend à des approches plus récentes, qui associent étroitement les observations et l'assimilation de données dans la méthode ensembliste. Ces dernières, comme l'assimilation d'ensemble, se révèlent supérieures pour des modèles très différents : un résultat qui ne devrait pas manquer d'apporter des perspectives nouvelles dans le cadre nouveau de la prévision d'ensemble à mésoéchelle fine.

Dans Cyprim, des expériences pionnières ont déjà été menées dans cet esprit avec un système d'assimilation à mésoéchelle (assimilation destinée à Arome

et Méso-NH, résolution de 2,5 km) sur un cas de très fortes pluies. Poussée jusqu'aux conséquences hydrologiques, nos résultats confirment l'intérêt d'une telle assimilation fine. De manière plus large, en s'appuyant sur Méso-NH, pour un jeu de quelques cas emblématiques des épisodes méditerranéens, la sensibilité des prévisions de précipitations à de nombreux aspects a été évaluée. Les aspects considérés sont les conditions initiales (soit de sources différentes, soit en perturbant l'assimilation), les conditions latérales, les conditions de surface, en particulier la température de la mer ; sans oublier un aspect de l'incertitude de la modélisation, le calcul des flux turbulents à l'interface avec la mer. Les conditions initiales, avec certains détails d'échelle fine, apparaissent comme le facteur le plus critique dans la prévision de ce type de situation, afin de localiser correctement, par exemple, le bassin destiné à être le plus affecté.

L'assimilation de données est un moyen de contrôler les incertitudes liées aux conditions initiales. En particulier, pour la mésoéchelle, les données observées dans le cadre de réseaux optimisés pour cette échelle et assimilées à haute fréquence apparaissent comme un moyen de réduire les incertitudes dans les prévisions à très courte échéance, quoique notre étude révèle la nécessité de progresser sur l'aspect « haute-fréquence ». L'utilisation des données de réflectivité radar et de GPS tout comme une utilisation plus efficace des données de satellites sont des pistes à poursuivre. L'observation adaptative apparaît en mesure d'aider à activer des moyens d'observation, comme montré sur un exemple méditerranéen en jouant sur le réseau existant. Nous avons mis en évidence les sensibilités des prévisions à certains aspects très fins de la stabilité ou de l'humidité au sein de flux assez

individualisés. Ces sensibilités suggèrent que l'extension de l'observation adaptative à mésoéchelle constitue une voie pour tirer davantage d'information déterministe des techniques d'assimilation peu de temps avant ces épisodes catastrophiques. Pour cela, il convient de rendre objective l'identification de ces zones critiques pour les systèmes convectifs méditerranéens ainsi que de disposer de moyens mobiles adaptés. C'est l'une des ambitions du vaste projet HyMEX en cours de montage.

Remerciements

Les travaux dont les résultats sont exposés dans cet article ont été réalisés dans le cadre du projet Cyprim. Ce projet a été financé par le ministère de la Recherche dans le cadre du Programme national de l'Institut national des sciences de l'univers (Insu) et ACI (Action concertée incitative) du Fonds national de la science (FNS), programme intitulé « Aléas et changements globaux » (appel d'offres de 2004).

L'interdisciplinarité du projet Cyprim ainsi que la diversité des équipes impliquées ont demandé des efforts de rédaction particuliers. Nous remercions l'ensemble des participants pour cette interaction fructueuse aboutissant à la rédaction de ces articles communs. Le succès de Cyprim doit beaucoup à l'énergie et aux initiatives de Alain Joly et Véronique Ducrocq, chefs de projet. Nous les remercions ici tout particulièrement.

Enfin, nous remercions les experts qui ont accepté de relire notre travail ainsi que A. Guillaume. Leurs remarques et propositions ont permis d'ajuster notre propos et d'améliorer la version finale de cet article.

Bibliographie

- Argence S., D. Lambert, E. Richard, J.-P. Chaboureau et N. Söhne, 2008 : Impact of initial condition uncertainties on the predictability of heavy rainfall in the Mediterranean: a case study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134, 1775-1788.
- Belamari S., 2005 : Report on uncertainty estimates of an optimal bulk formulation for surface turbulent fluxes. Integrated Project (MERSEA IP), Deliverable, D.4.1.2, 29 p.
- Bergot T. et A. Doerenbecher, 2002 : A study on the optimization of the deployment of targeted observations using adjoint-based methods. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 128, 1689-1712.
- Bishop C., B. J. Etherton et S. Majumdar, 2001 : Adaptive sampling with the Ensemble Transform Kalman Filter. Part I: theoretical aspects. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 420-436.
- Boudevillain B., S. Argence, C. Claud, V. Ducrocq, B. Joly, A. Joly, D. Lambert, O. Nuissier, M. Plu, D. Ricard, P. Arbogast, A. Berne, J.-P. Chaboureau, B. Chapon, F. Crépin, G. Delrieu, E. Doerflinger, B. Funatsu, P.-E. Kirstetter, F. Masson, K. Maynard, E. Richard, E. Sanchez, L. Terray et A. Walpersdorf, 2009 : Projet Cyprim, partie I. Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne : origines et caractéristiques. *La Météorologie*, 8^e série, 66, 18-28.
- Buizza R. et T. N. Palmer, 1995 : The singular vector structure of the atmospheric global circulation. *J. Atmos. Sci.*, 52, 1434-1456.

- **Cassou C.**, 2008 : Intraseasonal interaction between the Madden-Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation. *Nature*, 455, DOI: 10.1038/nature07286, 523-527.
 - **Cassou C., L. Terray et A. S. Phillips**, 2005 : Tropical Atlantic influence on European heatwaves. *J. Climate*, 18, 2805-2811.
 - **Caumont O.**, 2007 : *Initialisation et assimilation de données radar pour la prévision de la convection profonde à fine échelle*. Thèse de doctorat, université Paul-Sabatier, Toulouse, France, 252 p.
 - **Chahine M. T.**, 1974 : Remote sounding of cloudy atmospheres I the single cloud layer. *J. Atmos. Sci.*, 31, 233-243.
 - **Chancibault K., S. Anquetin, V. Ducrocq et G.-M. Saulnier**, 2006 : Hydrological evaluation of high resolution precipitation forecasts of the Gard flash-flood event (8-9 september 2002). *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 132, 1091-1117.
 - **Courtier P., C. Freydl, J.-F. Geleyn, F. Rabier et M. Rochas**, 1991 : The ARPEGE project at Météo-France. In ECMWF Seminar Proceedings, 193-231.
 - **Descamps L. et O. Talagrand**, 2007 : On some aspects of the definition of initial conditions for ensemble prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 3260-3272.
 - **Ducrocq V., O. Nuisser, D. Ricard, C. Lebeaupin et T. Thouvenin**, 2008 : A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134, 131-145, DOI: 10.1002/qj.199.
 - **Evensen G.**, 2003 : The ensemble Kalman Filter: theoretical formulation and practical implementation. *Ocean. Dynam.*, 53, 343-367.
 - **Fairall C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare, A. A. Grachev et J. B. Edson**, 2003 : Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm. *J. Climate*, 16, 571-591.
 - **Gaspar P., Y. Grégoris et J.-M. Lefevre**, 1990 : A simple Eddy Kinetic Energy model for simulations of the oceanic vertical mixing: Tests at station Papa and Long-Term Upper Ocean Study site. *J. Geophys. Res.*, 95, 16179-16193.
 - **Ghil M., M. R. Allen, M. D. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M. E. Mann, A. W. Robertson, A. Saunders, Y. Tian, F. Varadi et P. Yiou**, 2002 : Advanced spectral methods for Climatic Time Series. *Rev. Geophys.*, 40, 1-41.
 - **Houtekamer P. L., L. Lefavre, J. Derome, H. Ritchie et H. L. Mitchell**, 1996 : A system simulation approach to ensemble prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 1225-1242.
 - **Lebeaupin-Brossier C.**, 2007 : *Étude du couplage océan-atmosphère associé aux épisodes de pluie intenses en région méditerranéenne*. Ph. D. thesis, université Paul-Sabatier, Toulouse 3, 228 p.
 - **Lebeaupin-Brossier C., V. Ducrocq et H. Giordani**, 2006 : Sensitivity of Mediterranean torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts. *J. Geophys. Res.*, 111, D12110, DOI: 10.1029/2005JD006541.
 - **Lebeaupin-Brossier C., V. Ducrocq et H. Giordani**, 2008 : Sensitivity of Mediterranean heavy rain events to the sea surface fluxes parameterization in high-resolution numerical modeling. *J. Geophys. Res.*, 113, D21109, DOI: 10.1029/2007JD009613.
 - **Lebeaupin-Brossier C., V. Ducrocq et H. Giordani**, 2009 : Two-way 1D high-resolution air-sea coupled modeling applied to Mediterranean heavy rain events. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135, 187-204.
 - **Lorenz E. N.**, 1995 : Predictability: a problem partly solved. *Proceedings of Seminar on predictability*. Vol. 1, ECMWF, Reading, Royaume-Uni, 1-18.
 - **Louis J.-F.**, 1979 : A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound.-Layer Meteor.*, 17, 187-202.
 - **Marshall J. et F. Molteni**, 1993 : Toward a dynamical understanding of planetary-scale flow regimes. *J. Atmos. Sci.*, 50, 1792-1818.
 - **McNally A. P.**, 2002 : A note on the occurrence of cloud in meteorologically sensitive areas and the implications for advanced infrared sounders. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 128, 2551-2556.
 - **Molteni F. et T. N. Palmer**, 1993 : Predictability and finite-time instability of the northern winter circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 119(B), 510, 269-298.
 - **Nash J. E. et J. V. Sutcliffe**, 1970 : River flow forecasting through conceptual models, Part I - A discussion of principles. *J. Hydrol.*, 10, 282-290.
 - **Pangaud T.**, 2009 : *Assimilation des radiances des sondeurs infrarouges hyperspectraux en condition nuageuse : application à des cyclogenèses extratropicales*. Thèse de l'université Paul-Sabatier Toulouse 3, France, soutenue le 20 novembre 2009, 239 pages.
 - **Pangaud T., N. Fourrié, V. Guidard, M. Dahoui et F. Rabier**, 2009 : Assimilation of AIRS radiances affected by mid to low-level clouds. *Mon. Wea. Rev.*, sous presse.
 - **Plaut G. et R. Vautard**, 1994 : Spells of Low-Frequency Oscillations and Weather Regimes in the Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, 51, 210-235.
 - **Sánchez-Gómez E. et L. Terray**, 2005 : Large-scale atmospheric dynamics and local intense precipitation episodes. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L24711, DOI: 10.1029/2005GL023990.
 - **Sánchez-Gómez E., L. Terray et B. Joly**, 2008 : Intra-seasonal atmospheric variability and extreme precipitation events in the European Mediterranean region. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L15708, DOI: 10.1029/2008GL034515.
 - **Toth Z. et E. Kalnay**, 1993 : Ensemble forecasting at NMC: the generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 74, 2317-2330.
 - **Vautard R.**, 1990 : Multiple Weather Regimes over the North Atlantic: Analysis of Precursors and Successors. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 2056-2081.
 - **Yiou P. et M. Nogaj**, 2004 : Extreme climate events and Weather Regimes over the North Atlantic: When and where? *Geophys. Res. Lett.*, 31(L0), 7202, DOI: 10.1029/2003GL019119.
-