

Les précipitations intenses et les inondations

des 12 et 13 novembre 1999 sur le sud de la France

Véronique Ducrocq⁽¹⁾, Gaëtan Aullo⁽²⁾ et Patrick Santurette⁽²⁾

(1) Météo-France - Centre national de recherches météorologiques
42, avenue Gaspard-Coriolis - 31057 Toulouse Cedex
veronique.ducrocq@meteo.fr

(2) Météo-France - Direction de la prévision - Toulouse

Résumé

En novembre 1999, le sud de la France a été touché par des précipitations et des inondations exceptionnelles, faisant plus de trente morts. La responsabilité en revient à un système convectif bien particulier, de signature typique en forme de V. L'étude de la situation météorologique montre que les conditions propices au développement de ce système étaient réunies les 12 et 13 novembre. Nous avons aussi étudié l'apport d'un modèle à quelques kilomètres de résolution pour la prévision de ce cas extrême. Nous montrons notamment que ce modèle améliore sensiblement la prévision du phénomène.

Abstract

The extreme flash flood case of November 1999 over Southern France

In November 1999, Southern France has been devastated by an extreme flash flood, making more than 30 deaths. Most of the rainfall is due to a single multicell V-shaped convective system. Analysis of this meteorological situation indicates that propitious conditions to the development of the convective system were gathered the 12 to 13th. We have also studied the ability of a high resolution (a few kilometers) model to forecast this event. Results show that the forecast is considerably improved compared with the operational models.

Du 11 au 14 novembre 1999, un épisode de pluies diluviennes frappe la région Languedoc-Roussillon et une fraction orientale de la région Midi-Pyrénées, au sud de la France (figure 1). Les 12 et 13 novembre, des pluies aussi violentes qu'abondantes gonflent les cours d'eau qui débordent, provoquant rapidement des inondations d'une ampleur exceptionnelle. Les départements de l'Aude, des Pyrénées-

Orientales, l'est du département du Tarn et une frange de l'Hérault sont cruellement touchés.

Le climat méditerranéen, habituellement plaisant par son ensoleillement et sa douceur, peut aussi devenir excessif : nos régions méridionales sont régulièrement soumises à des épisodes de pluie intense, notamment en automne. Nîmes en octobre 1988,



Figure 1 - Les régions les plus touchées. Le relief offre un obstacle aux vents marins de sud-est et favorise le développement des nuages. Les pluies s'intensifient sur les pentes au vent et dans les couloirs d'étranglement. Tout comme les rivières, les pluies trop abondantes ne peuvent que converger vers le golfe du Lion, de la plaine de l'Hérault à la plaine catalane.

Figure 2 - Cascastel-des-Corbières : un village uniquement accessible par hélicoptère après la catastrophe. Les routes en amont et en aval du village ont été emportées par les eaux. Ici, au cœur du village, les habitants passent d'une berge à l'autre sur un pont de planches. (Photo Gaëtan Aullo, Météo-France, novembre 1999)

Vaison-la-Romaine en septembre 1992, Rennes-les-Bains la même semaine que Vaison et, plus près de nous, Puissierguier en 1996 gardent en mémoire des événements qui montrent à quel point les pluies méditerranéennes peuvent être dévastatrices.

Du 12 au 13 novembre 1999, la pluie atteint son paroxysme : entre Montagne Noire, Corbières et Minervois, le phénomène prend une ampleur catastrophique. Dans l'Aude, il est tombé jusqu'à 229 mm en trois heures à Lézignan-Corbières dans la nuit du 12 au 13. Des rivières au débit habituellement faible se métamorphosent en véritables torrents, causant des crues meurtrières : les inondations ravinent les routes, emportent les ponts, les lignes de chemin de fer ; les coulées de boue envahissent les maisons, les usines... À Cascastel-des-Corbières, par exemple, un pont vieux de neuf cents ans a été détruit (figure 2), ce qui donne une bonne idée du caractère exceptionnel de l'événement.

De plus, le vent marin souffle en tempête sur la côte languedocienne pendant près de vingt-quatre heures, de la fin de matinée du 12 au lendemain matin ; plus de 140 km/h en rafales sont observés sur le littoral en fin d'après-midi du 12. Ces vents ont généré une forte houle d'est, comme en témoignent les trois tankers céréaliers qui se sont échoués à Port-la-Nouvelle. Des vagues atteignant 7 à 8 mètres ont été observées ainsi que des surcotes de plus de 1 mètre. Ajoutée à l'aspect torrentiel des cours d'eau dû aux fortes intensités des précipitations, l'intrusion de cette tempête a fortement perturbé l'écoulement naturel des rivières vers la mer dans certaines vallées encaissées des Corbières (Durban, Cascastel, Tuchan). Ce fut le cas, par exemple, à Lézignan-Corbières ou à Cuxac-d'Aude (figure 3).

Le bilan est très lourd : plus de trente morts (dont vingt-deux dans le seul département de l'Aude), 329 communes sinistrées, plusieurs milliards de francs de dégâts. Tous les secteurs ont



été touchés par les destructions : les réseaux électriques et d'approvisionnement en eau potable, les réseaux routier et ferroviaire, de nombreux équipements publics. L'ensemble du domaine économique a également souffert : dans le secteur agricole, plus de mille hectares de vigne ont disparu sous les eaux et des caves ont été détruites.

L'objet de cet article n'est pas de s'intéresser à l'ensemble de l'épisode pluvieux, mais plutôt de se focaliser sur la soirée du 12 et sur la nuit du 12 au 13 novembre, en analysant les phénomènes et les conditions météorologiques à l'origine de ces précipitations hors normes. Nous envisageons également les perspectives d'évolution en simulation numérique pouvant améliorer la prévision de ce type d'événement.

Les hauteurs de précipitations relevées

L'épisode des 12 et 13 novembre 1999 a principalement affecté l'Aude, les Pyrénées-Orientales, l'Hérault et le Tarn ainsi que, dans une moindre mesure, l'Aveyron, la Lozère, le Lot et le Gard. Il combine des cumuls extrêmes de précipitations et une superficie touchée considérable. Il a plu pratiquement sans interruption du 12 novembre à 7 h (heure légale) au 13 à 15 h, avec des intensités maximales dans la nuit entre 17 h et 3 h, les pluies prenant ensuite un caractère intermittent jusqu'à l'aube du 14. Le tiers Est des Pyrénées-Orientales, plus de la moitié de l'Aude, le sud du

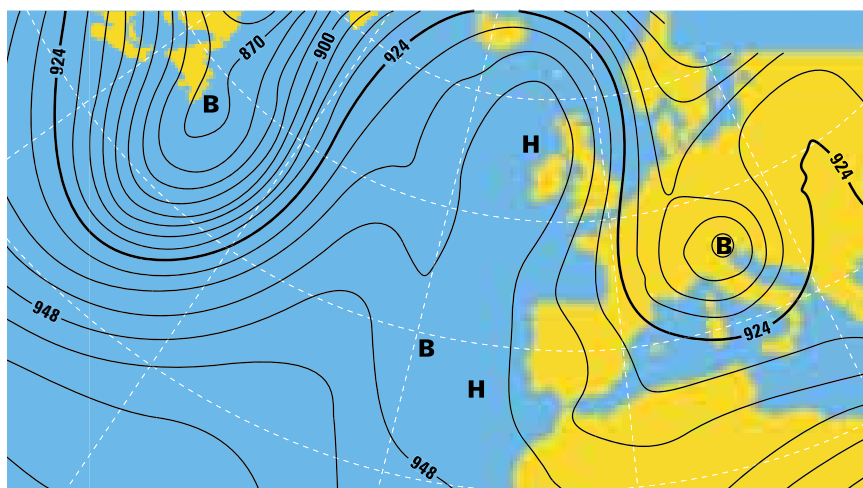
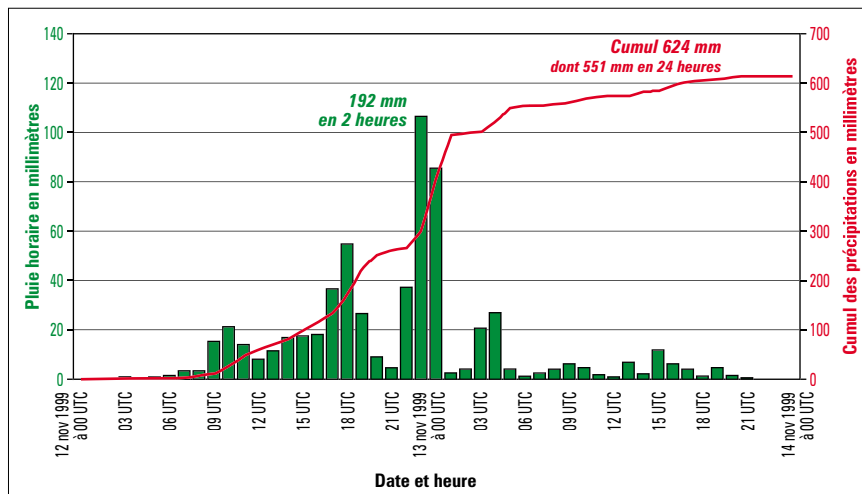


Figure 3 - Cuxac-d'Aude au plus fort de la catastrophe : le lotissement des Olivettes envahi par l'eau. (Photo AFP, P. Pavani)

Tarn et de l'Aveyron ont été soumis à des cumuls supérieurs à 200 mm. Dans les zones montagneuses des Pyrénées-Orientales, on a relevé plus de 40 cm de neige en moyenne et haute montagne. À titre de comparaison, les normales mensuelles de précipitations pour cette zone sont de l'ordre de 60 à 80 mm sur le littoral en novembre, tandis que les normales annuelles ne dépassent pas 800 mm en plaine. Les précipitations les plus intenses se sont abattues le long d'un axe sud-nord, Estagel - Lézignan - Labastide-Rouairoux, générées, comme nous le développerons plus loin, par une organisation en ligne convective stationnant plusieurs heures sur la région, le 12 en fin d'après-midi et en soirée.

Ce sont les environs de Lézignan-Corbières qui ont reçu le maximum de précipitations (624 mm en moins de quarante-huit heures). L'examen du pluviogramme de Lézignan (figure 4) fait apparaître des intensités exceptionnelles : il est tombé jusqu'à 192 mm en deux heures en milieu de nuit.

Figure 4 - Pluviogramme (en mm) à Lézignan-Corbières entre le 12 novembre 1999 à 0 h UTC et le 14 novembre 1999 à 0 h UTC.



ments sont ainsi réunis pour la mise en place d'une situation très favorable à un épisode perturbé sur le sud de la France.

Les caractéristiques de la circulation

La figure 6 présente une succession d'analyses du géopotential à 300 hPa superposé au champ de pression réduite au niveau de la mer. Ces cartes permettent de faire le lien entre, d'une part, l'évolution de la situation en haute troposphère et, d'autre part, l'évolution en surface.

En altitude, la zone dépressionnaire présente une structure très allongée, avec deux minima. Cette configuration allongée permet l'installation d'un vaste flux de sud, prenant sa source en Afrique du Nord, réservoir d'air chaud pour l'atmosphère. Le rapide courant de sud affecte le golfe du Lion dès la matinée du 12 novembre et va se maintenir jusqu'au 13 en mi-journée. Des axes dépressionnaires secondaires vont remonter dans ce flux autour des minima principaux, perturbant le flux atmosphérique (on parle de **circulation dynamique**). Plus tard, les basses pressions d'altitude vont se décaler vers l'est en pivotant sur elles-mêmes, rejetant le courant perturbé de sud vers l'Italie.

En surface, les hautes pressions (entre 1 035 et 1 045 hPa) stationnent sur les îles Britanniques et s'étendent vers l'Europe centrale et les Alpes ; d'autre part, une zone de basses pressions, liée à une plage d'air chaud, se creuse sur la Méditerranée occidentale, puis remonte dans le courant de sud, accompagnant le pivotement de l'axe dépressionnaire d'altitude (figure 6). La combinaison de ces deux centres d'action installe, dans les basses couches de l'atmosphère, un flux d'est à sud-est sur le golfe du Lion (figure 7). Au cours de la journée du 12, le gradient de pression se renforce entre les dépressions remontant vers les Pyrénées et la cellule anticyclonique qui persiste sur les Alpes. Le courant de sud-est devient alors très fort et se maintient ainsi jusqu'à ce que les hautes pressions d'Europe continentale s'affaissent, dans la journée du 13.

Figure 5 - Analyse Arpège du géopotential à 300 hPa le 10 novembre 1999 à 0 h UTC montrant la structure « en Ω ».

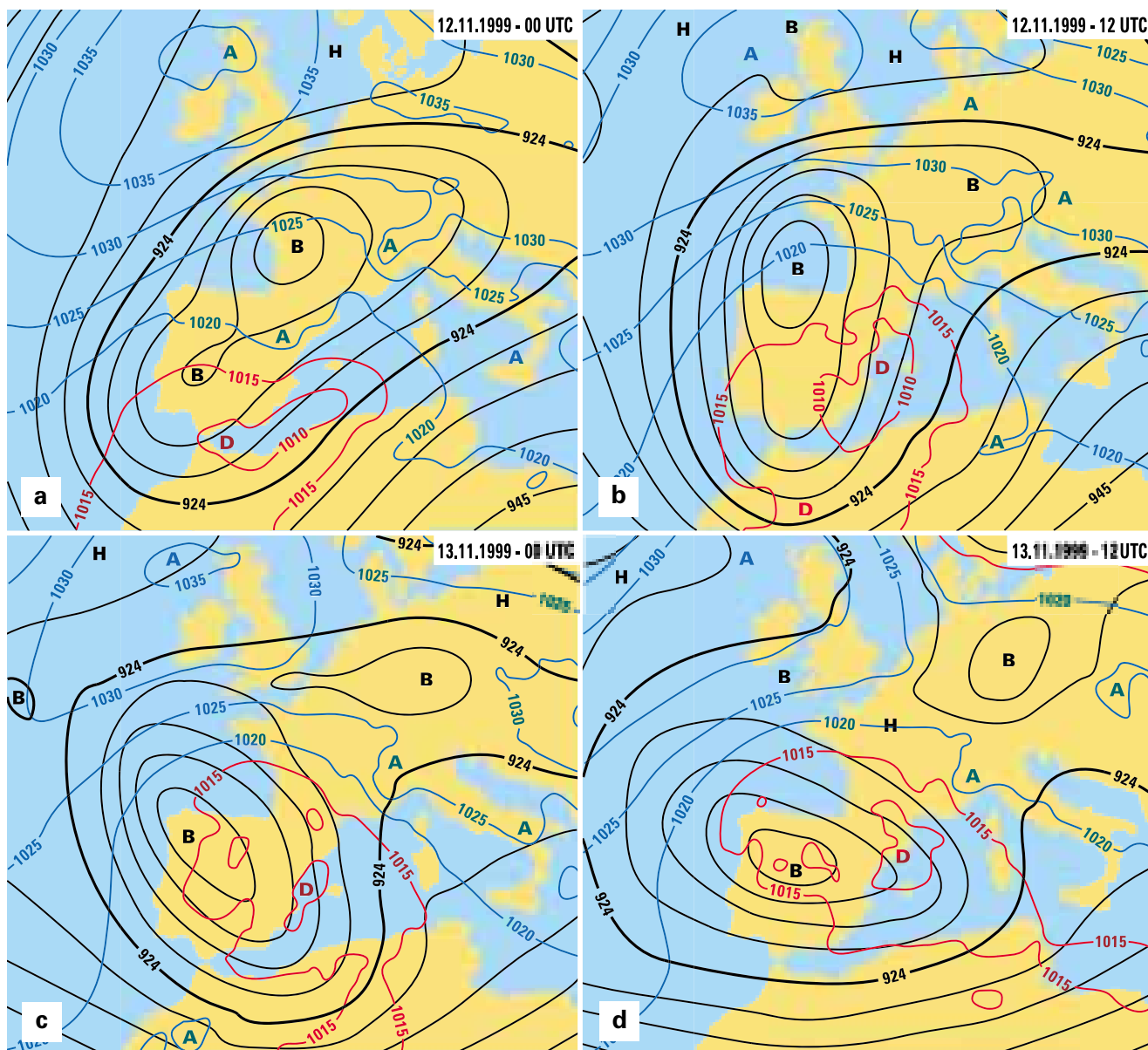


Figure 6 - Analyses Arpège du 12 novembre 1999 à 0 h UTC au 13 novembre 1999 à 12 h UTC, par pas de 12 heures. Géopotential à 300 hPa (en noir, tous les 40 dam) et pression au niveau de la mer (isobares tous les 5 hPa, valeurs supérieures à 1 020 hPa en bleu et inférieures à 1 015 hPa en rouge). Noter l'évolution de la pression en surface : les basses pressions (en rouge) naissent entre Maroc et Algérie et remontent vers le golfe du Lion, juste à l'avant de l'axe dépressionnaire d'altitude qui pivote autour du centre principal.

Les pluies diluviennes de la nuit du 12 au 13 novembre

Le système convectif en V

Les cumuls de pluie exceptionnels enregistrés dans l'après-midi du 12 et la nuit du 12 au 13 dans le sud de la France sont attribuables en grande partie à un système convectif qui prend dans l'imagerie satellitaire infrarouge une forme caractéristique en V. Cette organisation en V de l'enclume nuageuse est détectable dès 15 h UTC. Le système commence alors à affecter la

côte pyrénéenne. Il se déplace ensuite légèrement vers l'ouest, puis stationne plusieurs heures sur les Pyrénées-Orientales, l'Aude et le nord-est du Tarn (figure 8).

Cette forme particulière est caractéristique d'un système convectif multicellulaire à régénération rétrograde, depuis longtemps étudié pour sa violente activité pluvieuse (Mc Cann, 1983 ; Scofield, 1985 ; Rivrain, 1997). Dans ce type de système, les cellules orageuses naissent à la pointe du V, se développent en se propageant vers le haut du V, puis meurent alors que s'en créent de nouvelles, toujours à peu près au même endroit ; l'ensemble donne un système quasi stationnaire prenant cette forme spectaculaire dans l'imagerie satellitaire.

Ces systèmes sont fréquemment responsables de fortes pluies et surtout de cumuls importants du fait de leur stationnarité. Tel a été le cas dans la situation étudiée, dont le paroxysme a été atteint au moment de ce phénomène. Des systèmes en V ont souvent été à l'origine de catastrophes, telles que celles de Nîmes (8 octobre 1988), de Vaison-la-Romaine (22 septembre 1992 ; Benech et al., 1993) ou encore de Puisserguier (28 janvier 1996).

Sous ce panache nuageux, les précipitations décrites par le radar (figure 9) sont organisées en une ligne étroite quasi stationnaire. Les premiers échos associés au système nuageux apparaissent vers 15 h UTC en mer près du littoral des Pyrénées-Orientales. Ils

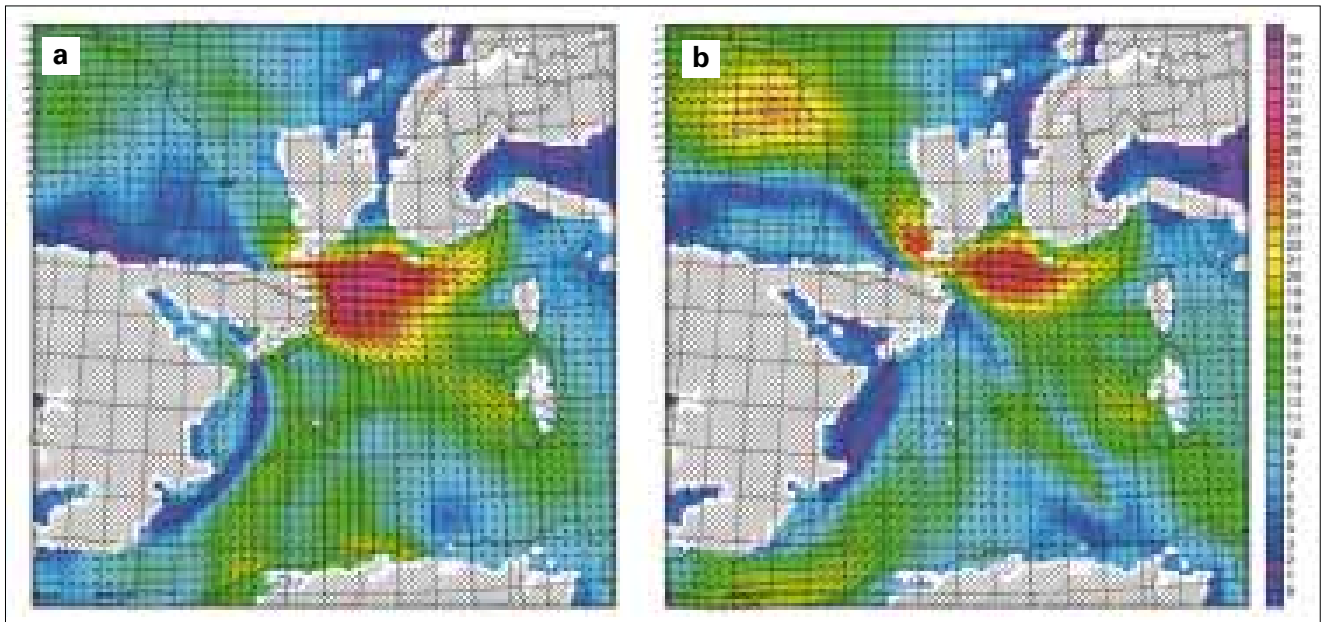
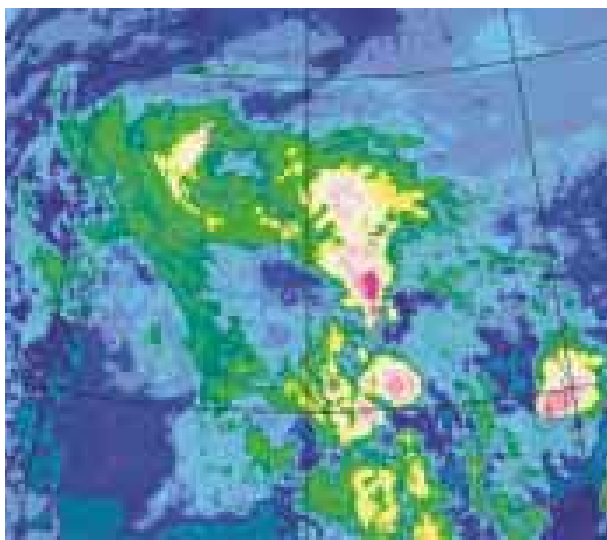


Figure 7 - Vents à 500 mètres de l'analyse Arpège (échelle couleur en m/s) : (a) le 12 novembre 1999 à 12 h UTC et (b) le 13 novembre 1999 à 0 h UTC.

vont progresser assez vite vers l'intérieur dans un premier temps (figure 9a), puis se cantonner ensuite pendant plusieurs heures sur une zone allant du sud-est du Roussillon au sud-est du Tarn, en oscillant autour d'un axe orienté sud-nord, Estagel - Lézignan - Labastide-Rouairoux (figures 9b et 9c). Des cellules convectives en provenance de la Catalogne et des Pyrénées-Orientales alimentent sans cesse cette ligne de fortes pluies, advectées au fur et à mesure vers le nord du système. Les cumuls de précipitations associées sont exceptionnels : à Lézignan, 126 mm sont enregistrés par les pluviomètres entre 15 h 30 UTC et 18 h 30 UTC le 12, puis 229 mm en trois heures de 21 h UTC à 0 h UTC dans la nuit du 12 au 13 (figure 4).

En début de nuit le 13, l'imagerie satellitaire montre que de nouveaux déve-



loppements convectifs, remontant des Baléares, viennent fusionner avec le système en V. Celui-ci perd alors sa forme caractéristique, l'ensemble pivote et prend une orientation nord-ouest - sud-est en s'étendant de plus en plus en mer (figure 9d).

La simulation à haute résolution de l'événement

La simulation Mésos-NH

Cet épisode de pluies intenses a été simulé à posteriori avec le modèle de recherche Mésos-NH (Lafore et al., 1998). Sur le domaine d'intérêt, nous avons choisi une résolution horizontale quatre fois plus forte que le modèle Aladin-France. Cette résolution (2,5 km) est celle envisagée pour le futur modèle opérationnel de prévision à mésoéchelle de la fin de la décennie. Le modèle de recherche Mésos-NH, dans la configuration utilisée pour notre étude, présente d'autres différences avec les modèles opérationnels Arpège et Aladin. Les plus significa-

tives pour le phénomène simulé ici sont :

- Un système d'équations non-hydrostatique avec une résolution explicite des phénomènes convectifs. On ne fait en effet plus appel à une paramétrisation de la convection sous-maille comme dans les modèles opérationnels actuels.
- Une paramétrisation détaillée de la microphysique des nuages (Pinty et Jabouille, 1998 ; Caniaux et al., 1994), qui régit les équations de la vapeur d'eau et de cinq classes d'hydrométéores (eau liquide nuageuse, eau liquide précipitante, glace primaire, grésil, neige roulée).
- La technique des modèles emboîtés (Stein et al., 2000) qui permet de descendre en échelle sur le domaine d'intérêt tout en décrivant les conditions environnementales de plus grande échelle sur un domaine plus étendu. L'interaction entre les modèles aux différentes résolutions est bidirectionnelle, à savoir que le modèle englobant fournit les conditions aux limites au modèle englobé, alors que, sur la zone de recouvrement des deux modèles, les variables du modèle englobant sont rappelées vers les variables du modèle à plus haute résolution.

La simulation Mésos-NH a pour conditions initiales l'analyse Arpège de 12 h UTC le 12 novembre 1999. Les résolutions respectives des deux modèles

Figure 8 - Image infrarouge *Météosat* du 12 novembre 1999 à 23 h UTC. Noter la forme en panache ou « en V » prise par le système nuageux s'étendant des Pyrénées-Orientales à l'ouest du Massif central. Le système de forme circulaire au nord des Baléares viendra fusionner avec le système en V après 0 h UTC le 13.

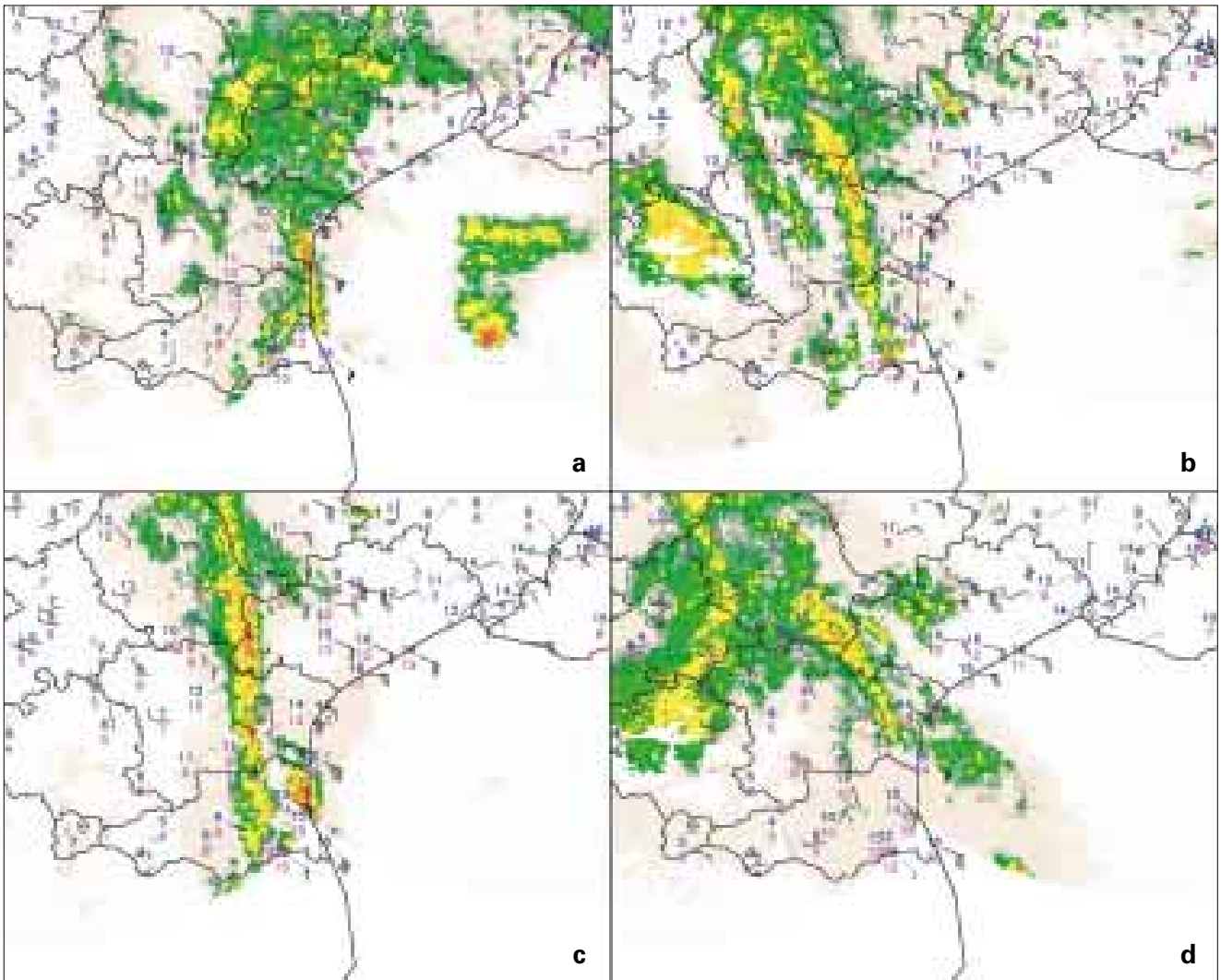


Figure 9 - Réflectivités de la mosaïque du réseau radar Aramis et observations au sol (température à 2 mètres en bleu en °C, température du point de rosée à 2 mètres en rose en °C et vent à 10 mètres en nœuds) : (a) à 16 h UTC le 12 novembre ; (b) à 19 h UTC le 12 novembre ; (c) à 0 h UTC le 13 novembre ; (d) à 3 h UTC le 13 novembre. Noter la portée des radars français (en gris pâle) et l'absence de données sur l'Espagne.

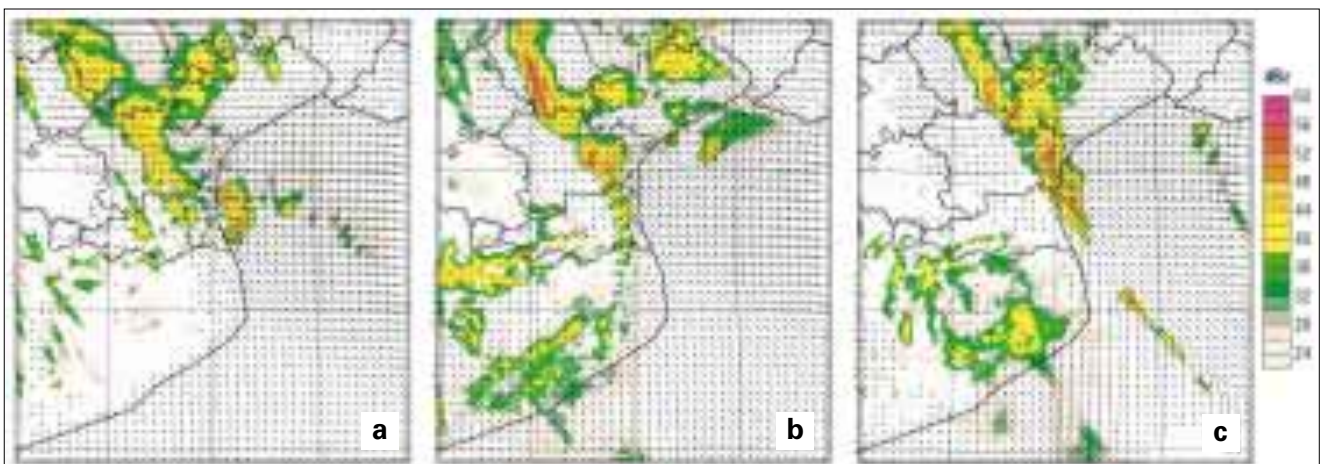
emboîtés sont de 10 km et 2,5 km. Entre 15 h et 18 h UTC, un troisième modèle de résolution 1,25 km a été activé. Nous ne présentons ici que les résultats du modèle à 2,5 km de résolution.

Les précipitations simulées

La figure 10 présente les réflectivités reconstituées à partir des précipitations simulées par le modèle à 2,5 km de réso-

lution, aux mêmes échéances que les réflectivités de la mosaïque radar Aramis des figures 9a, 9b et 9c. À 16 h UTC, le modèle concorde très bien avec les observations : il indique une vaste zone

Figure 10 - Réflectivités radar reconstituées à partir des précipitations simulées par Més0-NH à 2 000 mètres et vents à 10 mètres : (a) à 16 h UTC le 12 novembre ; (b) à 19 h UTC le 12 novembre ; (c) à 0 h UTC le 13 novembre.



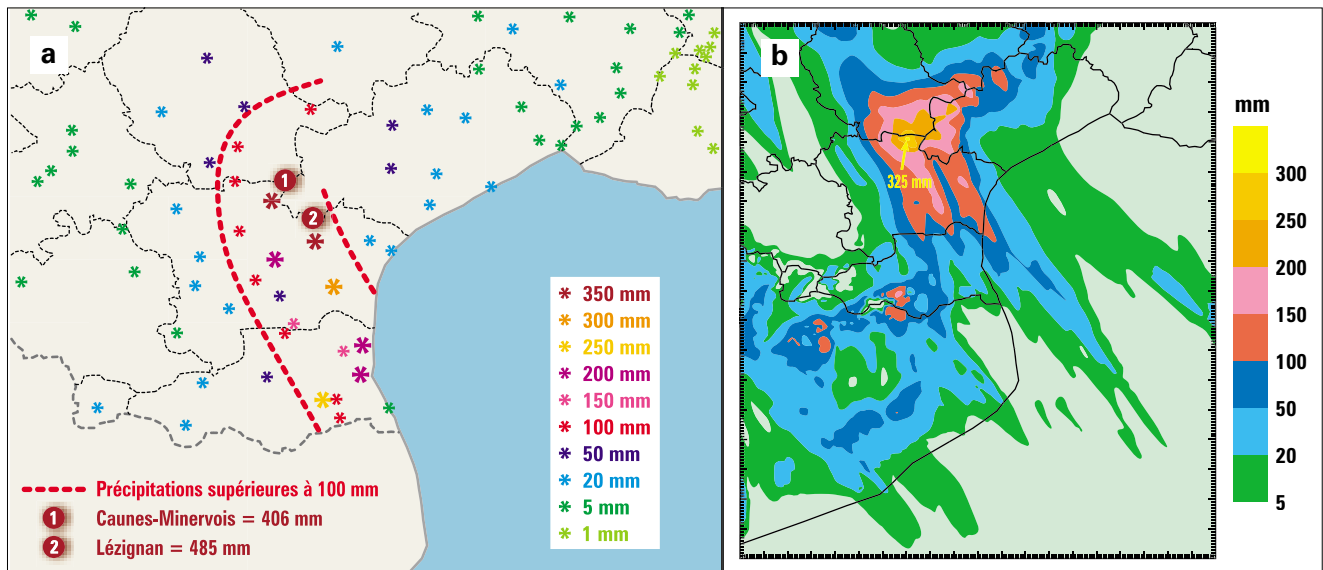


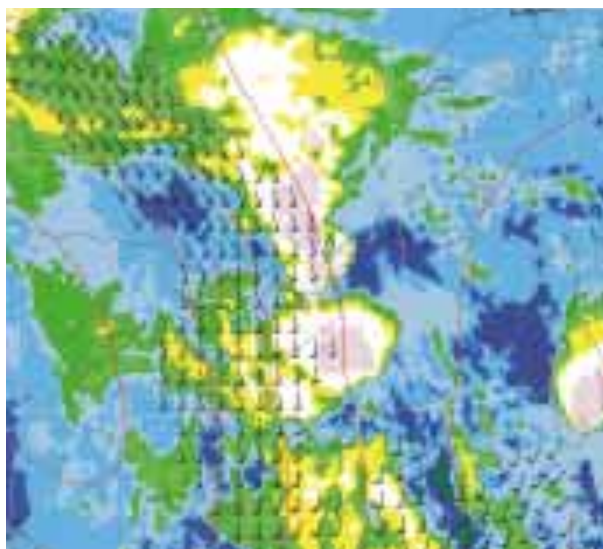
Figure 11 - Cumul de précipitations de 12 h UTC le 12 novembre à 6 h UTC le 13 novembre (en mm) : (a) observations ; (b) simulation Més0-NH.

de précipitations affectant les départements de l'Aude, des Pyrénées-Orientales, du Tarn, de l'Hérault et de l'Aveyron ; la zone la plus active se situe sur la côte du Roussillon comme dans les observations. Le modèle Més0-NH réussit ensuite à reproduire l'organisation des précipitations en bande stationnaire, avec une excellente localisation de celle-ci (figure 10b). Cette forme en ligne persiste aux échéances ultérieures, avec un pivotement vers une orientation nord-ouest - sud-est bien décrit par la simulation, mais anticipé de quelques heures par rapport aux observations (figure 10c).

On peut comparer le cumul de précipitations au sol du modèle sur les dix-huit heures de simulation aux cumuls enregistrés par les pluviomètres sur la même période (figure 11). Le modèle parvient à reproduire le caractère exceptionnel de l'événement, avec un maximum de précipitations simulées atteignant 325 mm sur la Montagne Noire. Les deux cumuls les plus importants enregistrés par le réseau pluviométrique au cours de l'épisode étaient respectivement de 485 mm à Lézignan-Corbières (Aude) et de 406 mm à Caunes-Minervois (Montagne Noire). Le modèle délimite également

très bien la zone de précipitations supérieures à 100 mm sur le sud-ouest du Tarn et sur l'Aude, avec cependant une sous-estimation de son extension à l'est du département des Pyrénées-Orientales (cette sous-estimation est en partie due à l'anticipation de quelques heures du pivotement de la ligne de précipitations précédemment signalée). Par rapport aux valeurs prévues par les modèles opérationnels, la simulation Més0-NH à haute résolution améliore significativement les quantités de précipitations. En comparant à la même échelle spatiale, la valeur maximale simulée par Més0-NH dépasse de 30 % la valeur maximale donnée par la meilleure des prévisions opérationnelles, celle du modèle Aladin-France à partir des mêmes conditions initiales.

Figure 12 - Géopotential à 300 hPa (isolignes tous les 60 dam) et vents sur la surface 1,5 PVU (surface d'égal tourbillon potentiel, proche de 300 hPa sur la France) supérieurs à 50 nœuds issus de l'analyse Arpège du 13 novembre à 0 h UTC et superposés à l'image infrarouge Météosat à la même heure.



L'analyse détaillée du système convectif en V

À partir de la simulation à haute résolution de l'événement, ainsi que des observations et des analyses opérationnelles, nous avons conduit une analyse des conditions météorologiques associées au système convectif. Comme nous allons le détailler maintenant, l'étude de cette situation montre que nombre des conditions nécessaires au développement d'un système convectif puissant et stationnaire (Doswell et al., 1996) étaient réunies sur le Languedoc-Roussillon en cette soirée du 12 novembre.

Les conditions associées à la formation

et à l'intensification du système

- Une circulation d'altitude très dynamique.

Un système en V se développe généralement dans une région où le flux d'altitude présente une diffluence prononcée s'accompagnant d'une zone de forte divergence en haute troposphère, ce qui force l'établissement de puissantes ascendances (près d'une sortie d'un **rapide du courant-jet**⁽¹⁾). Ces éléments sont bien présents dans cette situation, comme le montre la figure 12 : le système nuageux en V apparaît dans la région où le courant

(1) *Rapide du courant-jet* : un maximum de vent se formant dans le courant-jet d'altitude par suite d'une perturbation de celui-ci ; ces rapides du jet, plus connus sous la dénomination anglaise de « jet-streaks », s'accompagnent de zones de divergence et de convergence en haute troposphère.

d'altitude devient très diffus près d'une sortie du rapide du courant-jet de sud.

De plus, dans cette situation, les ascendances sont renforcées par une perturbation de tropopause qui s'accroît en remontant du sud des Baléares vers les Pyrénées-Orientales dans la soirée du 12 au 13.

• Une atmosphère conditionnellement instable.

Les sondages de Palma de Majorque du 12 novembre à 12 h UTC et 18 h UTC, situés en amont de la convection, indiquent une atmosphère instable avec une valeur de **CAPE**⁽¹⁾ comprise entre 1 000 et 1 500 J/kg. La simulation MésO-NH à haute résolution montre une instabilité qui se renforce au cours de l'après-midi sur mer et sur le littoral du Languedoc-Roussillon et de la Catalogne (figure 13), c'est-à-dire dans la région où les nouvelles cellules convectives constituant le système se créent.

• Une advection d'air chaud et humide de basses couches.

L'instabilité convective conditionnelle est fortement corrélée à la présence d'air chaud et humide dans les basses couches. En particulier, on identifie une langue d'air chaud et humide (figure 13a) au sein de laquelle les cellules convectives se forment. Le fort vent de sud-est en basses couches favorise l'extension de cette langue vers le nord (figure 13b) et alimente le système en air humide.

(1) **CAPE** : Convective Available Potential Energy. C'est une mesure de l'instabilité convective conditionnelle.

• Un forçage de basses couches.

Des zones de convergence de basses couches se créent dans cet air chaud du golfe du Lion à la côte catalane, là où confluent plusieurs couloirs de vent (figure 7a) : un flux rapide de contournement des Alpes de composante est à sud-est sur le golfe du Lion, un flux de composante sud à sud-ouest au large de la côte orientale de l'Espagne, associé aux basses pressions sur la péninsule Ibérique et, enfin, un flux de composante sud-est entre les deux précédents. Notons que les vents de sud et sud-est sont responsables de l'advection d'air chaud et humide, le courant d'est issu de l'anticyclone alpin intervenant surtout par ses conséquences dynamiques : ces vents d'est subissent une forte accélération au sud de l'arc alpin et le long des côtes, ce qui génère un puissant jet de basses couches en grande partie responsable des vents violents et de la forte convergence sur le golfe du Lion. Au cours de la nuit du 12 au 13, cette zone de vents forts perd de son intensité et son extension méridionale se réduit (figure 7b).

• Un profil de vent favorable.

La figure 14 présente un hodographe du vent extrait de la simulation à haute résolution à 15 h UTC dans la région affectée par la suite par la ligne convective. Nous retrouvons sur cet hodographe le jet de basses couches très prononcé de composante sud-est, associé aux effets précédemment mentionnés en termes de convergence et d'alimentation en air humide. Les vents les plus forts en basses couches atteignent 55 nœuds vers 900 hPa. Dans les couches moyennes et hautes de la troposphère, le flux est de composante sud soutenu. Ce flux permet l'advection vers le nord des nouvelles cellules qui

se sont formées à l'extrémité sud ou sud-est du système en V ; cela est une caractéristique des systèmes à régénération rétrograde pour lesquels les cellules se forment continuellement en amont du flux d'altitude. Les conditions de vent rencontrées le 12 novembre sont particulièrement favorables à la production de systèmes à longue durée de vie, car elles permettent de découpler la zone de précipitations du lieu de naissance des cellules convectives et empêchent ainsi que les pluies ne s'opposent aux ascendances de l'air chaud et humide alimentant ces cellules.

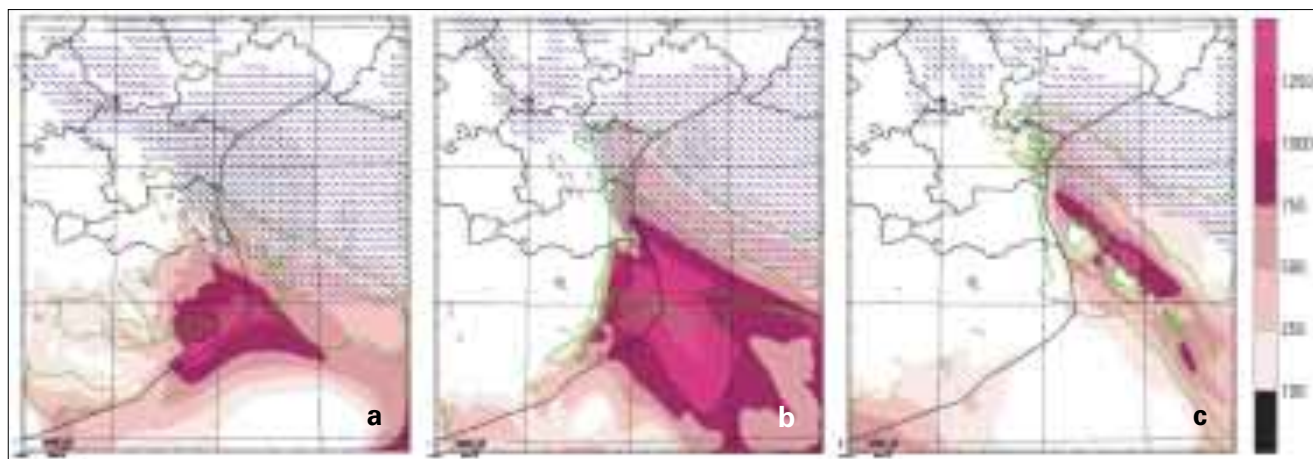
• Une advection d'air froid et sec dans les couches moyennes.

Vers 3 000 mètres, le flux de composante sud - sud-est advecte sur la région de l'air à plus faible température potentielle équivalente. Cet air plus sec et plus froid est propice à l'évaporation des précipitations. Cela est confirmé par le sondage de Palma à 18 h UTC qui met aussi en évidence une autre couche analogue au-dessus de 5 000 mètres.

• Une modification de l'environnement par la convection.

Une analyse des observations au sol montre la relation entre, d'une part, la ligne de fortes précipitations orageuses et, d'autre part, la pénétration des forts vents d'est - sud-est et l'advection d'air chaud et humide (figure 9) : la ligne de forts échos radar coïncide avec la zone de forts gradients de température et de température du point de rosée (à l'est de la ligne, les T et T_d sont de l'ordre de 14-16 °C, alors que, juste à l'ouest, ils passent à 10-11 °C). Elle se situe également juste à l'avant, sur le bord d'attaque, du jet de sud-est ; des vents de 50 à 60 nœuds sont

Figure 13 - CAPE (en plages de couleurs, en J/kg), température potentielle équivalente à 1 000 mètres (isolignes 313 et 315 K en vert) et vents à 1 000 mètres supérieurs à 20 m/s (les modules supérieurs à 25 m/s apparaissent en grisé) simulés par le modèle MésO-NH, (a) à 15 h UTC le 12 novembre ; (b) à 19 h 30 UTC le 12 novembre ; (c) à 1 h UTC le 13 novembre.



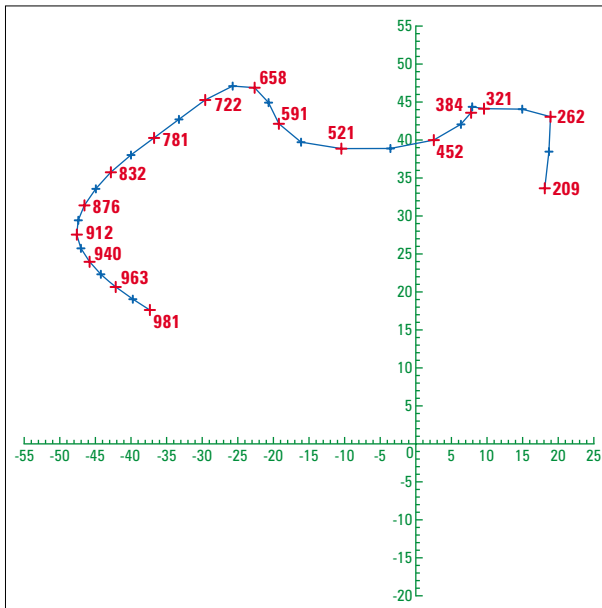


Figure 14 - Hodographe du vent extrait de la simulation Més0-NH à 15 h UTC dans la région des précipitations (en nœuds).

observés sur le littoral, alors que seulement 5 nœuds sont relevés immédiatement à l'ouest de la ligne de pluies (figure 9b). Cette configuration des vents illustre une forte convergence en surface s'accompagnant de puissants mouvements ascendants. La simulation à haute résolution reproduit très bien ce phénomène ; la ligne est alimentée par un puissant flux chaud et humide de basses couches à l'est de la ligne, alors que le vent est beaucoup plus faible à l'ouest (figure 15a) ; les ascendances convectives organisées se situent à la frontière entre les deux flux. Corrélié à cette atténuation des vents, on note un air à plus forte densité juste à l'arrière de la zone d'ascendance ; cette signature résulte du poids et de la fonte des précipitations, ainsi que de leur évaporation dans

les couches sous-saturées qu'elles traversent. La convection a pu ainsi jouer un rôle aggravant. La majeure partie du relief de la région se présente pratiquement face au courant d'est - sud-est et force l'air qui arrive à s'élever encore davantage. De plus, alors que le vent d'est - sud-est subit une accélération due aux effets côtiers sur la région Provence-Alpes-Côte d'Azur, le courant de sud-est arrivant sur la côte du Roussillon tend quant à lui à être accéléré par la configuration de la côte pyrénéenne, voire dévié en courant de sud ; il s'en suit finalement une accentuation de la convergence de très basses couches entre Roussillon et Nord-Languedoc. Comme nous l'avons indiqué précédemment, nous pouvons penser que, le 12 novembre en soirée, cette convergence a été l'élément déclenchant des premières puissantes cellules.

les couches sous-saturées qu'elles traversent. La convection a pu ainsi jouer un rôle dans le renforcement de la convergence de basses couches, en y modifiant l'environnement, et contribuer ainsi à la stationnarité du système.

• Une topographie favorable de la région.

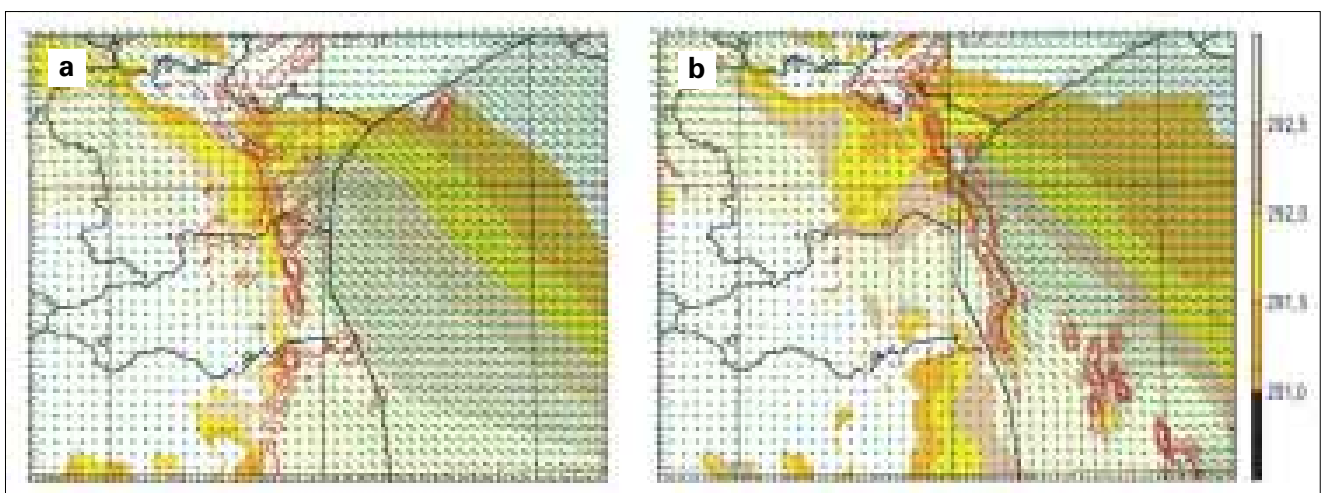
À toutes ces conditions conjuguées, il faut ajouter la géographie locale : le relief (Corbières, Montagne Noire), la nature du terrain et l'influence de la mer Méditerrané-

En ce qui concerne l'influence de la mer, elle ne peut être trouvée dans une anomalie chaude de température de surface. Aucun navire n'a transmis d'observations de température de la mer près du littoral. Mais des mesures ont été effectuées plus au large, vers le nord des Baléares ou bien vers l'ouest de la Corse, donnant des valeurs comprises entre 19 et 21 °C. On se trouvait donc vraisemblablement en présence d'une mer à température de surface assez élevée (mais normale pour la saison), sur laquelle a circulé un air comparativement plus froid. Cette configuration semble avoir été un élément important pour fournir le « carburant » aux très basses couches de l'atmosphère (chaleur, humidité et instabilité conditionnelle sous-jacente).

La fin de l'épisode convectif

Progressivement, à partir du samedi 13 en début de nuit, la situation se modifie et n'offre plus la même conjonction de conditions aggravantes. Outre la circulation dynamique d'altitude, qui évolue avec le pivotement de l'axe dépressionnaire vers l'est sur la Méditerranée occidentale (figure 6d), le champ de vent se modifie en basses couches (figure 15b) et l'alimentation chaude s'atténue. L'air chaud et humide ne remonte plus suffisamment vers les côtes et stagne en mer (figure 13c). La région des vents forts de composante est - sud-est se résorbe, faisant place à des vents plus modérés, de composante plus sud. La ligne de convergence entre les deux flux de basses couches se transporte sur mer, où se produit donc la convection, dans la langue d'air chaud et humide conditionnellement instable.

Figure 15 - Température potentielle virtuelle en K (en plages de couleurs), vitesse verticale à 750 m (isolignes marron : 0,5, 1 et 1,5 m/s) et vent à 10 mètres (les modules supérieurs à 15 m/s apparaissent en grisé) simulés par le modèle Més0-NH à 19 h 30 UTC (a) et à 1 h UTC (b).



L'axe des échos de précipitations les plus fortes et l'activité orageuse (figure 9d) prennent par conséquent une orientation nord-ouest - sud-est. L'épisode convectif intense prend fin sur le Roussillon.

Conclusion

D'immenses étendues sous les eaux, d'importants dégâts et de nombreuses victimes, telles ont été les conséquences catastrophiques des précipitations exceptionnelles de novembre 1999 sur le sud de la France. Le caractère particulièrement remarquable de l'événement réside à la fois dans les cumuls extrêmes relevés (sans battre le record de 1 000 mm enregistré en 1940 dans les Pyrénées-Orientales) et dans l'importance de la superficie touchée par les forts cumuls de précipitations.

Nous avons repris dans cet article les principaux résultats d'une étude réalisée à la suite de l'événement (Aullo et al., 2002), en nous focalisant plus particulièrement sur l'après-midi du 12 et la nuit du 12 au 13, période au cours de laquelle les phénomènes atmosphériques ont atteint leur paroxysme. Nous avons pu noter que toutes les conditions semblaient être réunies ce 12 novembre en fin d'après-midi pour le développement d'un puissant système orageux :

- une circulation d'altitude très dynamique ;
- une advection d'air chaud et humide de basses couches, nette quoique modérée quantitativement (la température pseudo-adiabatique potentielle du thermomètre mouillé étant de 14 à 15 °C) ;
- l'organisation de jets de basses couches renforçant l'advection chaude et la convergence en surface ;
- de l'instabilité verticale ;

- un profil de vent qui permet l'advection des cellules convectives hors de leur zone de formation ;
- une advection d'air plus froid et plus sec dans les couches moyennes.

Les modèles de prévision opérationnels, bien que sous-estimant fortement les cumuls de précipitations, ont prévu un certain nombre de ces éléments, autorisant une mise en alerte des prévisionnistes sur la dangerosité de l'événement à venir. La simulation réalisée par le modèle de recherche Mésos-NH, avec une résolution quatre fois plus forte que les modèles opérationnels, améliore significativement les cumuls de précipitations. Le point le plus remarquable est sans aucun doute la simulation par le modèle Mésos-NH d'une organisation en ligne quasi stationnaire des précipitations. De telles simulations, encore hors de portée des moyens de calcul actuels, préfigurent la qualité des prévisions numériques futures sur ce type d'événement.

Bibliographie

- **Aullo G., P. Santurette, V. Ducrocq, D. Sénéquier, P. Bessemoulin, V. Jacq, N. Bourdette et F. Guillemot**, 2002 : L'épisode de pluies diluviennes du 12 au 14 novembre 1999 sur le sud de la France, Phénomènes remarquables n°8, Météo-France, Toulouse, 79 p.
- **Benech B., H. Brunet, V. Jacq, M. Payen, J.-C. Rivrain et P. Santurette**, 1993 : La catastrophe de Vaison-la-Romaine et les violentes précipitations de septembre 1992 : aspects météorologiques. *La Météorologie*, 8^e série, 1, 72-90.
- **Caniaux G., J.-L. Redelsperger et J.-P. Lafore**, 1994 : A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. Part I. General description, and water and heat budgets. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2046-2074.
- **Doswell C. A., H. E. Brooks et R. A. Maddox**, 1996 : Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting*, 11, 560-581.
- **Lafore J.-P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fisher, P. Hereil, P. Mascart, V. Masson, J.-P. Pinty, J.-L. Redelsperger, E. Richard et J. Vila-Guerau de Arellano**, 1998 : The Meso-NH Atmospheric simulation system. Part I. Adiabatic formulation and control simulations. *Ann. Geophysicae*, 16, 90-109.
- **McCann D. W.**, 1983 : The enhanced-V: a satellite observable severe storm signature. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 887-894.
- **Pinty J.-P. et P. Jabouille**, 1998 : A mixed-phased cloud parameterizations for use in a mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitation. Preprints, Conference on Cloud Physics, Everett, WA, Amer. Meteor. Soc., 217-220.
- **Rivrain J.-C.**, 1997 : Les épisodes orageux à précipitations extrêmes sur les régions méditerranéennes de la France. Phénomènes remarquables n° 4, Météo-France, Toulouse, 93 p.
- **Scofield R. A.**, 1985 : Satellite convective categories associated with heavy precipitation. Preprints, Sixth Conference on hydrometeorology, October 29, 1985, Indianapolis, Amer. Meteor. Soc., 42-51.
- **Stein J., E. Richard, J. P. Lafore, J. P. Pinty, N. Asencio et S. Cosma**, 2000 : High-resolution non-hydrostatic simulations of flash-flood episodes with grid-nesting and ice-phase parameterization. *Meteor. Atmos. Physics*, 72, 203-221.