

Table des matières

Introduction générale	1
I La prévision des crues éclair méditerranéennes	9
1 Modélisation météorologique et hydrologique	11
1.1 Les précipitations : modèles météorologiques	11
1.2 L'évapotranspiration et le stockage : schémas de surface	13
1.3 Les écoulements : modèles hydrologiques	14
1.4 Les couplages hydrométéorologiques	15
1.4.1 Couplages entre modèles météorologiques et hydrologiques	16
1.4.2 Couplages SVAT/modèles hydrologiques	16
2 Les incertitudes dans la prévision des crues rapides.	19
2.1 Incertitudes sur les pluies observées	19
2.1.1 Les données de pluies mesurées par pluviomètre	19
2.1.2 Les données radar	20
2.1.3 Les données satellitaires	21
2.2 Incertitudes sur les pluies prévues	21
2.3 Incertitudes sur les conditions initiales d'humidité des sols	24
2.3.1 Mesures d'humidité des sols	24
2.3.2 Humidité des sols simulée et analyse d'humidité du sol	24
2.4 Incertitudes de la modélisation hydrologique	25
2.4.1 Etalonnage des modèles hydrologiques	25
2.4.2 Equifinalité et estimation des incertitudes en prévision hydrologique	26
2.5 Prévisions d'ensemble hydrologiques	27
II Le système couplé ISBA/TOPMODEL	31
3 Le modèle de surface ISBA	35
3.1 La plateforme SURFEX	35
3.2 Principe général d'ISBA	36
3.2.1 Variables nécessaires au forçage et variables pronostiques	38
3.2.2 Caractéristiques physiographiques	38
3.3 Bilan d'énergie	39
3.4 Bilan en eau	40

3.4.1	Précipitations efficaces et interception	40
3.4.2	Evolution du contenu en eau liquide du sol	41
3.4.3	Evapotranspiration	41
3.4.4	Drainage	42
3.4.5	Ruisseaulement de surface	43
3.5	Version avec profil exponentiel de conductivité hydraulique à saturation	43
3.6	La chaîne SIM	44
4	Le modèle hydrologique TOPMODEL	47
4.1	Principe général	48
4.2	Fonction de production	49
4.3	Fonction de transfert	50
4.4	Version adaptée au contexte de l'hydrologie des régions méditerranéennes	51
5	Description du couplage	53
5.1	Adaptation de la redistribution latérale TOPMODEL	54
5.2	Génération des écoulements	54
5.3	Fonction de transfert	55
5.4	Domaine ISBA et bassins versants	55
5.5	Calibration d'ISBA-TOPMODEL	58
5.5.1	De la nécessité de calibrer ISBA-TOPMODEL	59
5.5.2	Méthode utilisée pour l'étalonnage	59
5.6	Principales conclusions de l'évaluation	60
6	Apport du couplage	61
III	Couplage à la prévision atmosphérique à l'échelle convective	75
7	Les modèles météorologiques Meso-NH et AROME	79
7.1	Le modèle Meso-NH	79
7.2	Le modèle AROME	80
8	Evaluation de simulations atmosphériques à haute résolution (projet PRE-VIEW)	83
9	Evaluation d'un système de prévision numérique du temps à l'échelle convective	97
9.1	Description des cas de crues survenues à l'automne 2008 dans les Cévennes	97
9.2	Configuration de l'expérimentation	99
9.3	Evaluation pour le cas d'octobre 2008	99
9.3.1	Simulations à partir des pluies observées	100
9.3.2	Simulations à partir des prévisions AROME	101
9.3.3	Utilisation d'autres réseaux AROME	102
9.4	Evaluation pour le cas de novembre 2008	103
9.4.1	Simulations à partir des pluies observées	104
9.4.2	Simulations à partir des prévisions AROME	104
9.4.3	Utilisations d'autres réseaux AROME	106

9.5 Conclusions	106
IV Vers une prévision d'ensemble des crues rapides	111
10 Utilisation d'une prévision météorologique d'ensemble à l'échelle convective	115
10.1 La Prévision d'Ensemble ARPEGE	115
10.2 Les ensembles de prévision atmosphérique à l'échelle convective	116
10.3 Evaluation des lames d'eau sur les bassins cévenols	117
10.4 Réponses hydrologiques	126
10.4.1 Evaluation qualitative	126
10.4.2 Evaluation objective	128
10.4.3 Conclusion	132
11 Une climatologie des erreurs de prévision des pluies par AROME	133
11.1 Méthode d'évaluation	133
11.2 Résultats de l'évaluation	138
11.3 Conclusions	144
12 Introduction de perturbations dans les champs de pluie prévus pour générer une prévision d'ensemble des débits	145
12.1 Résumé de l'article à soumettre à NHESS	145
12.2 Résultats complémentaires et sensibilité	163
12.2.1 Evaluation des champs de pluie PERT-RAIN	163
12.2.2 Evaluation objective des débits	163
Conclusions et perspectives	171
Références	173
A Vérification des prévisions	191
A.1 Comment comparer observations et prévisions ?	191
A.2 Vérification de prévisions déterministes	192
A.2.1 Statistiques continus	192
A.2.2 Scores catégoriels	194
A.3 Vérification de prévisions d'ensemble	196
A.3.1 Moyenne et dispersion	196
A.3.2 Statistiques probabilistes	197
A.3.3 Représentations graphiques	199
B Couplage du schéma de surface ISBA et du modèle hydrologique TOPMODEL pour la prévision des crues-éclairs méditerranéennes : description, étalonnage et validation.	201
C Champs de pluies issus des prévisions d'ensemble à l'échelle convective	221
D Liste des variables	229

Introduction générale

Si les contrées méditerranéennes sont si prisées par les touristes, c'est en grande partie pour leur climat ensoleillé, chaud, leurs hivers doux, leurs étés secs,... Malgré tout, les villes et villages de ces régions font parfois la une des journaux à cause d'inondations dévastatrices et parfois meurtrières provoquées par de fortes précipitations. Les inondations d'Alger (Hamadache *et al.*, 2002) en novembre 2001 ont causé plus de 800 victimes. En novembre 1994, le Piémont Italien a déploré plus de 60 morts (Buzzi *et al.*, 1998) à la suite d'inondations. En France, les évènements les plus récents sont les inondations de Nîmes en 1988, Vaison la Romaine en 1992, l'Aude en 1999, ou encore le département du Gard en septembre 2002 où les dégâts ont été estimés à plus d'un milliard d'euros et où plus de 20 personnes ont perdu la vie (Delrieu *et al.*, 2005 ; Huet *et al.*, 2003). Tout dernièrement, le 15 juin 2010, les inondations dans le Var ont fait 25 victimes dans la région de Draguignan. La prévention de ces catastrophes passe par l'alerte et donc par la prévision météorologique en premier lieu mais aussi par la modélisation hydrologique.

Les pluies intenses, caractéristique du climat méditerranéen

Une des caractéristiques du climat méditerranéen est le faible nombre annuel de jours de pluie (moins de 80). En France par exemple, selon les normales 1970-2000, on observe en moyenne : 60 jours par an de pluie à Montpellier, 68 à Nîmes, 80 à Aubenas, 56 à Marseille. Mais derrière cette faible pluviosité se cachent des épisodes courts mais intenses conduisant à de forts cumuls de précipitations. La figure 1a montre le grand nombre d'épisodes qui ont conduit à des cumuls quotidiens de pluie dépassant les 150 mm sur une station au moins du réseau pluviométrique du grand sud de la France au cours d'une période de 40 ans.

Ces épisodes pluvieux naissent de la conjonction entre la configuration géographique de la zone et la situation météorologique. D'abord, la mer Méditerranée a une influence non négligeable sur l'occurrence de ces évènements : la température de surface de la mer joue un rôle important sur le développement des systèmes fortement précipitants (Lebeaupin *et al.*, 2006). En effet, une mer chaude va humidifier et réchauffer les basses couches atmosphériques. Un flux d'altitude provenant généralement du nord ou nord-ouest, advection de l'air froid, va donc facilement déstabiliser la masse d'air. Ainsi en Méditerranée Occidentale, le maximum de fréquence d'occurrence des évènements fortement précipitants (Fig. 1b) a lieu de septembre à décembre au moment où la mer est encore chaude (Boudevillain *et al.*, 2009 ; Sicardi, 1996). En Méditerranée Orientale, cette période est décalée vers les mois d'hiver (décembre à février).

L'orographie joue aussi un rôle essentiel sur le déclenchement et l'évolution des systèmes précipitants. Ainsi plusieurs perturbations successives bloquées par le relief peuvent affecter une même zone pendant plusieurs jours. Les cumuls de pluie atteints sont alors importants

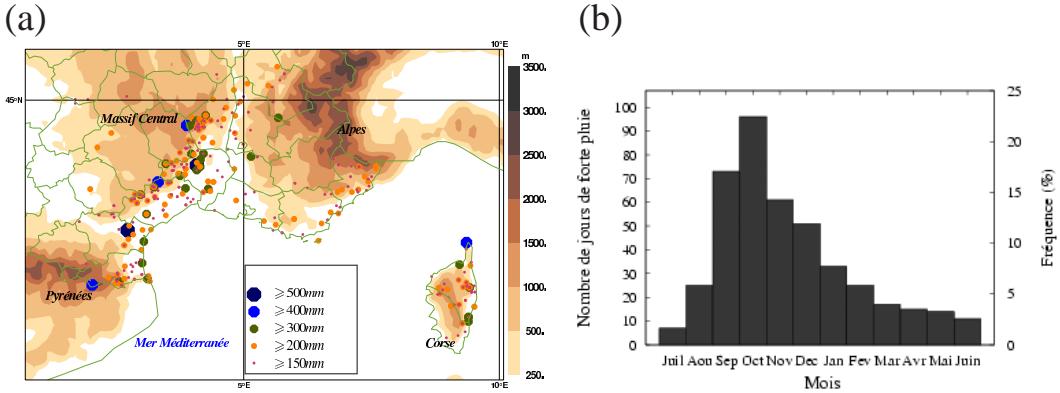


FIG. 1: Localisation des maxima de pluies quotidiennes (a) et nombre de jours par mois (b) avec des pluies quotidiennes au dessus de 150 mm sur le sud-est de la France sur la période 1967-2006 (d'après Boudevillain *et al.*, 2009).

d'autant que le relief a aussi un effet d'accentuation des précipitations. Dans d'autres situations, un système convectif de méso-échelle (ou MCS) stationne durant plusieurs heures sur la même région (Rivrain, 1997). Souvent, ces MCS quasi-stationnaires sont formés d'une succession de cellules orageuses qui naissent toujours au même endroit, puis se déplacent vers l'arrière du système advecté par le vent en altitude : on parle de régénération rétrograde (Ducrocq *et al.*, 2003). Ces systèmes peuvent prendre une forme en V sur les images satellites infrarouges (Riosalido, 1990) ou celles de réflectivités radar, la pointe du V (au sens large) correspondant à la zone de génération des nouvelles cellules.

Pour que de tels phénomènes se développent et restent stationnaires, des interactions complexes ont lieu entre l'environnement synoptique, les conditions de méso-échelle et la configuration orographique locale. Les ingrédients météorologiques nécessaires ont été identifiés par plusieurs auteurs (Doswell, 1998 ; Lin *et al.*, 2001 ; Nuissier *et al.*, 2008 ; Nuissier *et al.*, 2010 ; Ducrocq *et al.*, 2008). Ils sont schématisés sur la figure 2 pour des épisodes survenus sur le pourtour méditerranéen français. Les ingrédients à l'échelle synoptique favorables au développement de systèmes conduisant à des pluies intenses sont les suivants :

- en altitude, une descente d'air froid est associée à un courant d'ouest à sud-ouest cyclonique et rapide, associé en général à un jet.
- dans les basses couches de l'atmosphère, un flux humide et chaud provenant de Méditerranée vient buter sur le relief des Cévennes, des Alpes du sud ou des Corbières. On peut observer, dans certaines situations, une convergence des vents en amont du relief qui accentue le soulèvement de la masse d'air humide et instable.

Ces conditions favorables au déclenchement des précipitations persistent si l'environnement synoptique évolue lentement. À ces facteurs principaux peuvent s'ajouter d'autres facteurs propices. Fehlmann *et al.* (2000), Massacand *et al.* (1998) ont mis en évidence des structures du tourbillon potentiel en altitude, signes de divergence de haute atmosphère qui réduit la stabilité de la masse d'air.

A une échelle plus fine, Ducrocq *et al.* (2008) et Bresson *et al.* (2009) ont mis en évidence l'influence cruciale du relief de la région et de la convection profonde elle-même pour maintenir la stationnarité :

- le relief, non seulement constitue un forçage orographique stationnaire qui permet le

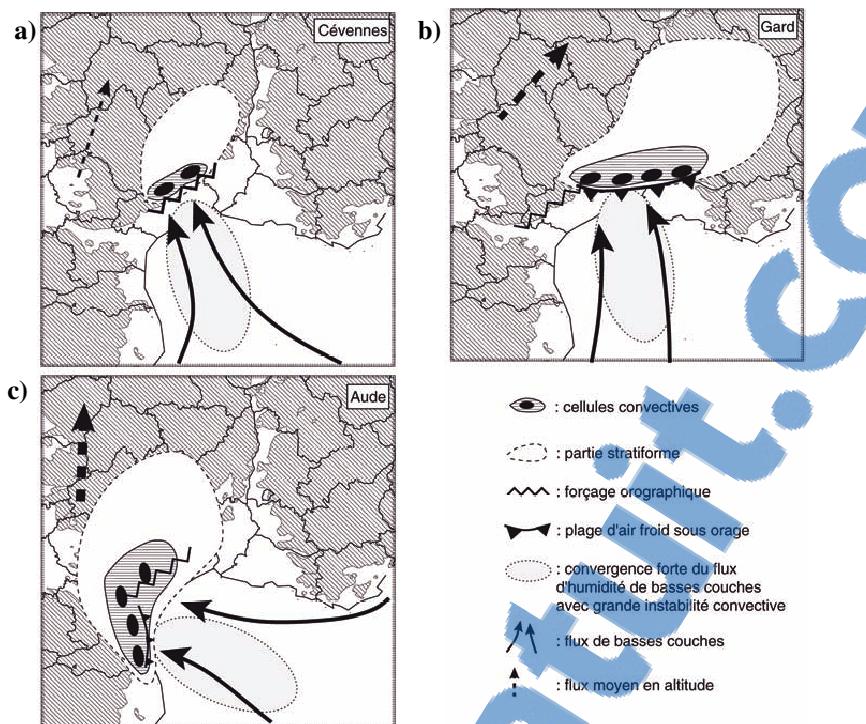


FIG. 2: Schémas conceptuels des différents mécanismes et ingrédients météorologiques expliquant la formation et le caractère stationnaire : (a) d'un épisode de pluie intense sur les Cévennes (13-14 octobre 1995), (b) de la catastrophe du Gard (8-9 septembre 2002) et (c) de celle de l'Aude (12-13 novembre 1999). (Source : Ducrocq *et al.*, 2008).

soulèvement de la masse d'air et le déclenchement de la convection profonde (Fig. 2a), mais il peut aussi, par les effets de contournement et de canalisation, renforcer la convergence de basses couches et par conséquent le soulèvement de basses couches de la masse d'air (Fig. 2c).

- dans certaines conditions, une plage froide sous orage peut se créer par évaporation des précipitations. Le relief de la région peut bloquer la propagation de cette plage froide. Ce dôme d'air froid stationnaire peut alors agir comme un relief en forçant l'air à se soulever sur son bord d'attaque (Fig. 2b).

La réponse hydrologique aux événements fortement pluvieux

Ces événements de précipitations intenses, d'échelles de temps et d'espace variées, peuvent conduire à la crue des rivières les plus grandes ou à celle de cours d'eau plus intermittents. Les inondations peuvent être très localisées ou au contraire très étendues. Aux échelles météorologiques des systèmes précipitants sont associées des échelles hydrologiques (Fig. 3) : un orage isolé mais se régénérant sur place pourra provoquer une crue-éclair sur un bassin urbain de quelques dizaines de km² en moins d'une heure alors qu'il faudra un système convectif de méso-échelle pour inonder un bassin versant de superficie de plusieurs milliers de km² avec des temps de réponse de quelques heures. Plus de la moitié de la superficie du pourtour méditerranéen est constituée de ces bassins de petite et moyenne taille. Les pertur-

bations frontales quasi-stationnaires ou évoluant lentement sur la région engendrent, quant à elles, des crues de réponse plus lente des grands cours d'eau comme le Rhône.

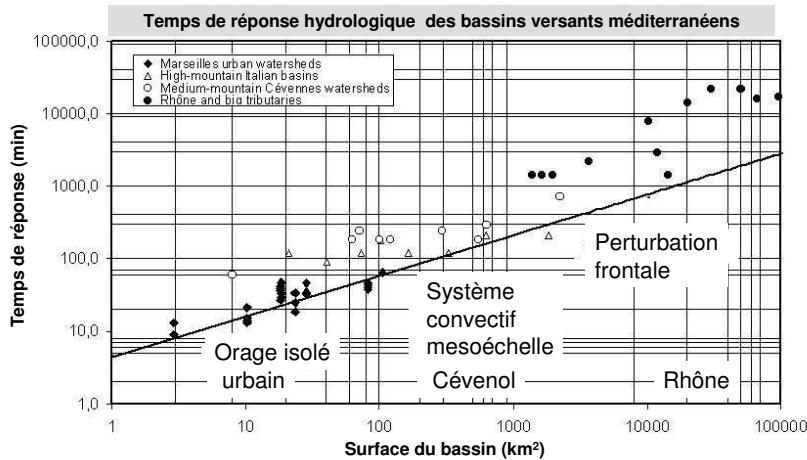


FIG. 3: Temps de réponse hydrologique des bassins versants méditerranéens (plan scientifique international HYMEX (Ducrocq et al., 2010); synthèse réalisée par G. Delrieu).

Sur un bassin versant, divers processus physiques peuvent contribuer au débit des rivières et conduire à des crues d'ampleur et de vitesse différentes :

- le drainage profond qui correspond à l'eau qui s'est infiltrée en profondeur et qui s'écoule lentement dans le sol jusqu'au réseau hydrographique,
- le ruissellement de sub-surface qui correspond à une infiltration dans une couche superficielle du sol et qui parvient donc plus rapidement au cours d'eau que la composante précédente,
- le ruissellement par excès de saturation et le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration qui surviennent en surface et donc transitent rapidement vers les cours d'eau,
- d'autres contributions souterraines. En effet, le bassin versant souterrain hydrogéologique ne correspond pas forcément au bassin de surface topographique. Dans le cas des zones karstiques par exemple, un substratum imperméable est surplombé par une couche de sol perméable. La ligne de partage des eaux en profondeur est alors différente de celle de surface.

En fonction du bassin versant, le processus majoritaire contribuant à la formation des crues peut être différent. Dunne (1978) a montré que les caractéristiques pédologiques et topographiques des terrains conditionnaient le type de ruissellement (Fig. 4). Mais cette idée d'un processus majoritaire induisant le ruissellement de l'eau précipitée est controversée pour les bassins versants méditerranéens : le ruissellement sur surface saturée ou ruissellement de Dunne (Dunne, 1978) et le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration ou ruissellement hortonien (Horton, 1933) peuvent, en effet, se combiner (Ambroise, 2000). Une cause est sans aucun doute la très forte hétérogénéité des bassins versants méditerranéens et ce à plusieurs points de vue :

- la morphologie des bassins versants avec des vallées encaissées et des pentes conséquentes, qui conditionnent le transfert latéral de l'eau dans le sol,
- l'occupation des sols mais aussi leur profondeur,

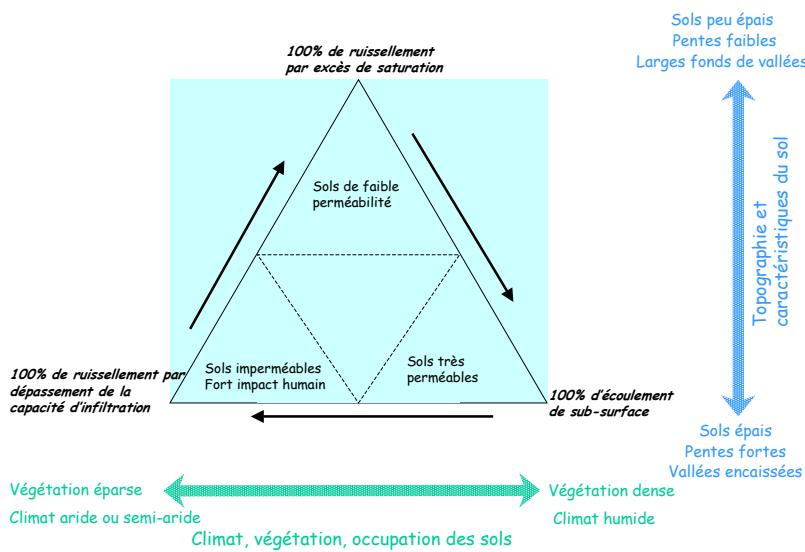


FIG. 4: Processus entrant en jeu dans la génération du ruissellement en fonction du milieu naturel (d'après Dunne, 1983)

- les conditions antérieures d'humidification du sol qui modifient la "mise en eau" du bassin.

Un bassin dont le fonctionnement est basé sur le ruissellement hortonien aura une réponse en général rapide et presque directement liée à l'intensité pluvieuse. Alors que dans le cas du ruissellement de Dunne, c'est le contenu en eau de sub-surface du bassin qui va déterminer sa réponse. Pourtant même avec ce fonctionnement, la réponse hydrologique peut être rapide. En effet, d'une part les transferts latéraux de l'eau dans le sol peuvent être eux-mêmes rapides si la texture des couches de sol le permet (présence de macropores ou chemins préférentiels de l'eau). D'autre part, les zones saturées des sols (et où va se générer le ruissellement de surface) sont proches des réseaux hydrographiques en Cévennes. La connaissance des caractéristiques du sous sol est alors importante (Freer *et al.*, 2002).

Quel que soit le type de ruissellement en jeu dans les crues méditerranéennes, ces dernières ont des hydrogrammes caractéristiques avec des temps de montée très courts (Fig. 3) et des pics de crue d'amplitude très forte, à relier aux échelles des bassins versants de la région et aux types d'événements précipitants affectant les régions méditerranéennes.

La zone d'étude : la région cévenole

Les Cévennes sont une chaîne de basse et moyenne montagne constituant la façade sud-ouest du Massif Central (Fig. 5). Orientées sud-ouest/nord-est, elles matérialisent la ligne de partage des eaux entre Atlantique et Méditerranée. Leur point culminant est le mont Lozère au pic de Finiels (1700 m). Elles sont formées de nombreuses vallées encaissées. La région Cévennes-Vivarais est la zone s'étendant de cette chaîne montagneuse jusqu'à la plaine Rhodanienne.

Cette région est donc particulièrement propice aux événements fortement précipitants (Fig. 1) que l'on appelle d'ailleurs (par abus de langage) "épisodes cévenols". En effet, à la fois la situation par rapport à la Méditerranée et la configuration topographique de la région font que les ingrédients décrits ci-dessus peuvent s'associer pour conduire à des événements

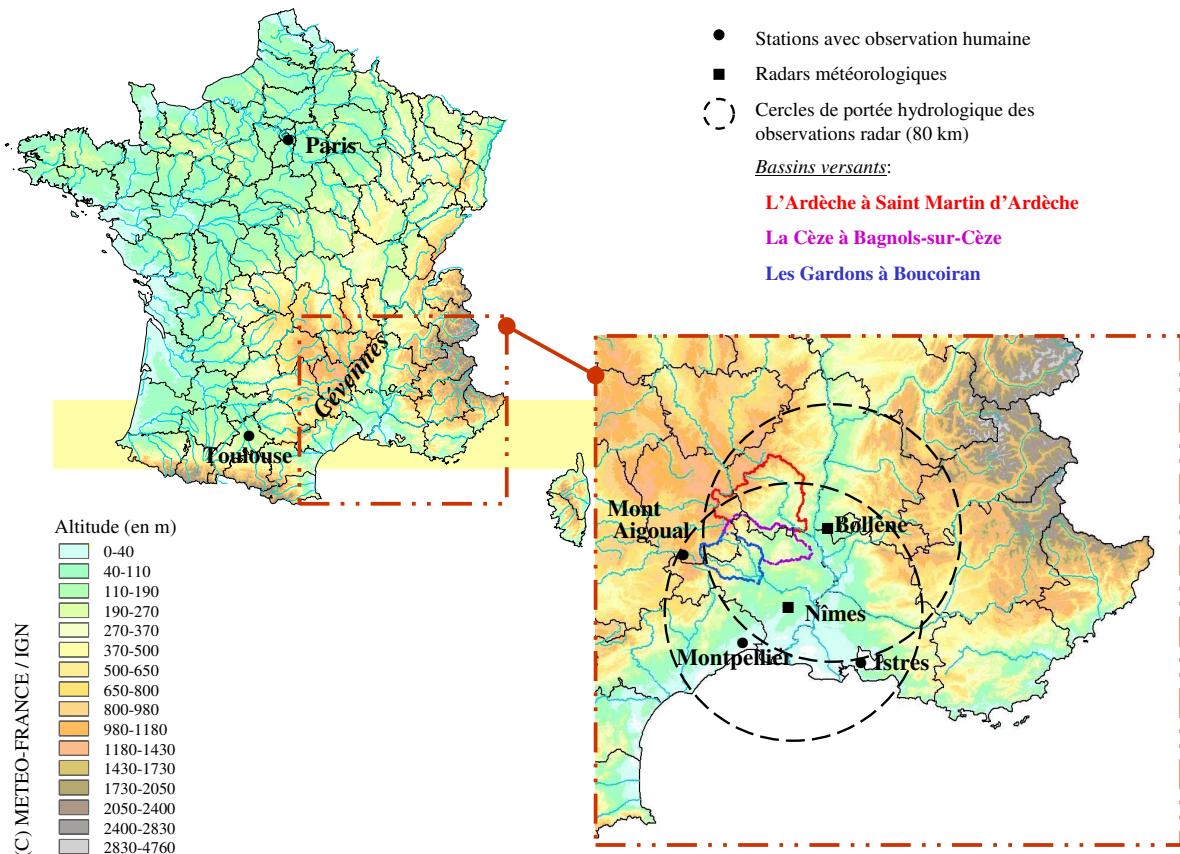


FIG. 5: Localisation des Cévennes sur la carte du relief de la France métropolitaine et zoom sur la région Cévennes-Vivarais. Certaines stations d'observation de Météo-France et les radars météorologiques de Nîmes et de Bollène utilisés dans cette thèse sont également représentés. Les cercles correspondent à la couverture radar à 80 km (*Source : Météo-France/DCLIM et IGN*). Les trois bassins versants d'étude sont également représentés en couleur (*Source : SEVNOL*).

de pluie intense.

Les vallées encaissées et les pentes raides expliquent la présence de nombreux cours d'eau éphémères mais qui peuvent grossir subitement. Les roches qui constituent les massifs cévenols sont principalement des schistes et des granites. Ces caractéristiques topographiques et géologiques font que lorsque de fortes pluies surviennent sur les versants cévenols, l'eau s'infiltra mais les sols sont rapidement saturés car ils ont une profondeur réduite.

Les bassins versants auxquels nous allons nous intéresser au cours de cette thèse sont localisés au sein de la région Cévennes-Vivarais. Il s'agit des bassins des Gardons, de la Cèze et de l'Ardèche (Fig. 5). Ils présentent des secteurs à forte vulnérabilité. Bien sûr, les zones habitées sont particulièrement sensibles (secteurs d'Ucel/Ruoms/Vallon dans l'Ardèche ; pour la Cèze, Bessèges et Bagnols sur Cèze ; Anduze et Alès pour les Gardons et toutes la zone de Remoulins au Rhône). En plus, les activités saisonnières touristiques sont bien développées dans ces départements (campings, canoës, rafting,...). Cette vulnérabilité rend d'autant plus important l'enjeu de la prévision des crues sur ces régions.

Objectifs de la thèse et organisation du mémoire

Pour prévoir le débit d'un cours d'eau en un point, on peut "propager" les débits mesurés sur des stations en amont ou modéliser la transformation hydrologique en débit des précipitations déjà tombées. Les temps de réponse courts qui caractérisent nos bassins d'étude induisent alors un délai d'anticipation des crues très court, lui aussi. La seule manière d'augmenter ce délai est d'utiliser des prévisions de précipitations.

Un des objectifs de la thèse était d'évaluer le potentiel pour la prévision des crues rapides de la nouvelle génération de modèles atmosphériques de résolutions horizontales de l'ordre de quelques kilomètres, i.e. des modèles capables de représenter des échelles spatiales et temporelles compatibles avec les échelles hydrologiques des crues rapides des bassins cévenols. Les résultats de cette évaluation nous ont conduits à développer une méthode de prévision d'ensemble pour quantifier l'incertitude associée à la prévision des débits résultant des erreurs de prévision de ces modèles météorologiques. Le second objectif de la thèse est donc la prise en compte de l'incertitude de la prévision météorologique à haute résolution pour la prévision des débits.

Enfin, si les précipitations sont la première source d'incertitude dans la prévision hydrologique des crues rapides, la transformation de la pluie en eau ruisselée, contribuant à la crue, dépend aussi grandement de l'état antécédent d'humidité des sols (en particulier dans le cas du processus de Dune). La simulation de contenus en eau des sols réalistes est une alternative à l'utilisation d'humidités des sols observées, ces humidités étant souvent difficilement accessibles. Pour ces différentes raisons, le modèle hydrologique utilisé pour propager les incertitudes des prévisions météorologiques est un système couplant un modèle hydrologique adapté aux crues rapides à un schéma de surface. La validation et l'évaluation des performances de ce système a constitué un objectif préalable à son utilisation pour la propagation des incertitudes météorologiques.

Le mémoire est organisé en quatre parties :

- la première partie présente un état de l'art en terme de modélisation hydrométéorologique et recense les différentes sources d'incertitude dans la prévision hydrométéorologique,
- la seconde partie décrit le couplage entre le schéma de surface et le modèle hydrologique, sa calibration et l'évaluation de ses performances et bénéfices,
- la troisième partie est consacrée à l'évaluation du potentiel des modèles météorologiques à haute résolution à l'aide du système couplé,
- la quatrième partie propose une méthode de génération d'ensemble de précipitations basée sur la connaissance des erreurs du modèle de prévision à haute résolution.

Puis suivent des conclusions et perspectives à ce travail de thèse.

Première partie

La prévision des crues éclair méditerranéennes

Chapitre 1

Modélisation météorologique et hydrologique

Pour parvenir à prévoir les phénomènes de crue, il faut pouvoir estimer les différents éléments du bilan hydrique (Fig. 1.1). Si les modèles météorologiques peuvent nous fournir la valeur des pluies, les modèles hydrologiques se chargent de la prévision des débits (et donc du ruissellement), mais doivent également être considérés l'évapotranspiration, le stockage de l'eau dans le sol,... Dans ce chapitre, on se propose de passer en revue les types d'outils utilisés pour représenter ces divers termes dans le cadre d'applications hydrologiques uniquement.

1.1 Les précipitations : modèles météorologiques

Longtemps les hydrologues n'ont travaillé qu'avec des précipitations observées. Le premier instrument permettant de mesurer la pluie étant le pluviomètre, les hydrologues n'avaient accès qu'à des mesures ponctuelles et ont donc dû développer des méthodes de spatialisation des précipitations allant de la simple moyenne sur un bassin versant à des méthodes plus sophistiquées comme le krigage par exemple (Delhomme, 1978 ; Creutin *et al.*, 1980 ; Lebel et Laborde, 2006 ; etc.).

L'arrivée des radars météorologiques a permis d'améliorer considérablement la connaissance de la répartition spatiale des précipitations. La problématique pour les hydrologues étaient alors de corriger les données radar qui, ne fournissant qu'une mesure de réflectivité des pluies dans l'atmosphère, imposent des traitements particuliers pour accéder à la précipitation à la surface. La partie 2.1.2 détaille les incertitudes qui peuvent être liées à ces observations.

Concernant l'aspect prévision, les premiers pas ont été faits via des méthodes d'extrapolation permettant de couvrir quelques heures d'échéance. (Extrapolation de lames d'eau radar pour la prévision immédiate, Du Vachat *et al.*, 1995 ; Golding, 1998 ; Pierce *et al.*, 2000) Mais l'anticipation des crues au delà du temps de concentration du bassin versant considéré implique l'utilisation de modèles météorologiques (Melone *et al.*, 2005 ; Claudet et Bouvier, 2005).

Les précipitations en surface font partie des variables dites diagnostiques des modèles météorologiques : elles sont déduites des variables dont le modèle décrit explicitement l'évo-

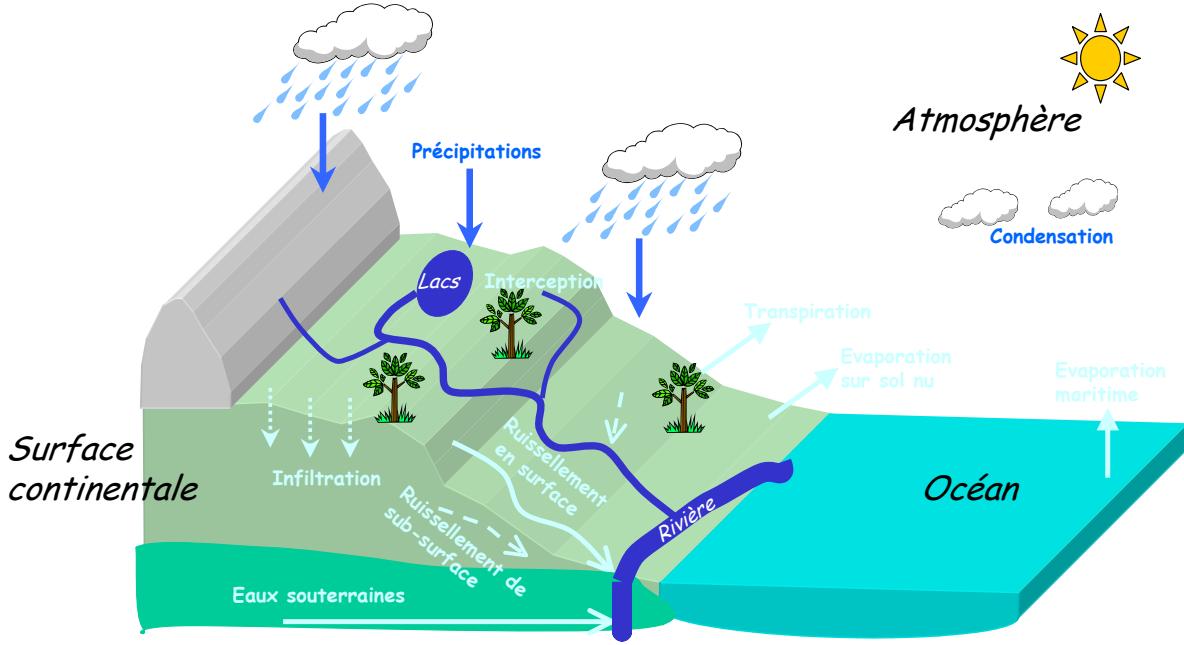


FIG. 1.1: Bilan hydrologique sur une surface continentale

lution, appelées variables pronostiques. Ces dernières, pour les modèles de grande échelle, sont la pression P , la température T , la densité de l'air ρ , le contenu en vapeur d'eau de l'air q et les composantes du vent horizontal u, v . Les équations utilisées pour simuler l'évolution temporelle de ces variables sont :

- les équations de Navier-Stockes reliant la quantité de mouvement, les forces de pression et de Coriolis selon les trois dimensions,
- la loi des gaz parfaits reliant pression et température,
- l'approximation hydrostatique qui fait l'hypothèse que sur la verticale, la force de gravité est en équilibre avec le bilan des forces de pression,
- l'équation de continuité de masse qui relie la variation de la masse dans un volume d'air et sa forme dans le temps,
- l'équation de composition qui relie le contenu vapeur d'en eau de l'air et sa variation dans l'espace.

L'approximation hydrostatique, implique que la vitesse verticale n'est plus une variable du modèle mais peut être déduite des mouvements horizontaux en tenant compte de la conservation de la masse. Si cette approximation est valable dans une large gamme d'échelle, elle devient bancale à des résolutions de quelques kilomètres.

Au traitement numérique des équations primitives (partie dynamique du modèle), vient se greffer la partie dite physique, c'est-à-dire la gestion des bilans en eau, en énergie et en quantité de mouvement à l'intérieur de la maille du modèle. Ces processus physiques entrant en jeu dans l'évolution de l'atmosphère de manière prépondérante sont traités différemment selon la résolution du modèle. Dans un modèle global où la dimension horizontale de la grille est d'une vingtaine de kilomètres, on ne pourra pas représenter explicitement les cellules orageuses. Au contraire dans un modèle à quelques kilomètres de résolution, ce même nuage sera résolu par les équations pronostiques du modèle. Les processus physiques ne pouvant être explicités dans un modèle sont dits "sous maille". On utilise une paramétrisation,

c'est-à-dire un schéma empirique ou une équation descriptive, pour les décrire. En outre, la complexité des interactions dans l'atmosphère est telle que des approximations sont indispensables.

On peut classifier ces modèles de prévision météorologique par le domaine qu'ils couvrent et leur résolution spatio-temporelle. Les modèles globaux, couvrant l'intégralité du globe, comme ARPEGE (Courtier et Geleyn, 1988) de Météo-France, IFS (Integrated Forecasting system) du CEPMMT (Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme), le GFS (Global Forecast System) du NCEP (National Center of Environmental Prediction) de la NOAA, atteignent actuellement des résolutions de l'ordre de la quinzaine de kilomètres. D'autres modèles sont dits à aire limitée (ALADIN (Bubnova *et al.*, 1993), COSMO, <http://www.cosmo-model.org/>) et peuvent atteindre des résolutions d'un peu moins de 10 km. Les modèles de résolution encore plus forte étaient jusqu'à peu dédiés à la recherche uniquement car les temps de calcul étaient trop longs pour les besoins opérationnels. Depuis quelques années avec l'augmentation de la puissance de calcul, sont apparus en opérationnel des modèles non-hydrostatiques, de résolution horizontale de quelques kilomètres : MM5 (Dudhia, 1993), AROME (Seity *et al.*, 2010), WRF (Weather Research and Forecasting issu d'un partenariat entre le National Center for Atmospheric Research (NCAR) et le NCEP) entre autres.

Ces modèles ont aussi une meilleure représentation du cycle de l'eau et des précipitations en particulier. Différentes variables pronostiques microphysiques sont utilisées : la vapeur, les hydrométéores de petite taille dit « nuageux » (quasi non précipitants), les hydrométéores plus gros et précipitants. Le modèle décrit les différentes transformations de l'eau dans le nuage telles que la condensation (resp. liquéfaction) ou l'évaporation (resp. sublimation) entre vapeur et hydrométéores nuageux liquides (resp. solides), ainsi que les processus d'évolution d'une classe d'hydrométéores à une autre (autoconversion, agrégation, givrage, ...).

1.2 L'évapotranspiration et le stockage : schémas de surface

Les composantes évapotranspiration et stockage d'eau dans le sol sont à l'interface entre l'atmosphère et la surface du sol ou la végétation. Dans les modèles atmosphériques, ces éléments sont essentiels car ils font partie des conditions aux limites. Ils sont traités par une composante appelée schéma de surface, en anglais LSM (Land Surface Model). Historiquement, ils ont été développés pour des modèles météorologiques de circulation générale donc à des résolutions spatio-temporelles lâches, souvent adaptés à des simulations climatiques (Decharme *et al.*, 2006). Dans les premiers LSM, les paramètres de surface comme la rugosité, l'albédo,... étaient prescrits et uniformes et l'évaporation traitée via une résistance aérodynamique. La végétation a ensuite été introduite et on parle alors de SVAT (Soil Végétation Atmosphere Transfer). L'objectif de ces schémas est de résoudre les bilans énergétique et hydrologique sur des colonnes de sol. Ce dernier est en général discréte en couches plus ou moins nombreuses. Certains processus sont traités par des paramétrisations sous maille. On peut citer par exemple BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme ; Dickinson *et al.*, 1986), SiB (Simple Biopshere ; Sellers *et al.*, 1986), SiSPAT (Simple Spoil Plant Atmosphere Transfer ; Braud *et al.*, 1995), CLASS (Canadian Land Surface Scheme ; Verseghy, 2000) ou

DHSVM (Distributed Hydrology Soil Vegetation Model ; Wigmosta *et al.*, 2000). Le schéma de surface ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère ; Noilhan et Planton, 1989), décrit dans le chapitre 3, fait partie de cette catégorie.

Actuellement, ces schémas de surface sont intégrés à des modèles à résolution spatio-temporelle plus fine. Suivant les modèles, de nouveaux processus sont pris en compte : le cycle du carbone (pour la végétation) comme dans ISBA-A-GS (Calvet *et al.*, 1998) ou encore le changement de phase de l'eau (Boone *et al.*, 2000) et le transport de l'eau dans le sol (pour le cycle hydrologique).

1.3 Les écoulements : modèles hydrologiques

On ne traite ici que des modèles servant à la simulation des débits des rivières à partir de précipitations, également appelés modèles "pluie-débit" (en anglais modèles RR pour rainfall-runoff). Il existe également des modèles hydrauliques qui déduisent le débit à l'exutoire d'un bassin à partir des débits observés plus en amont, ainsi que des modèles dédiés à la prévision des inondations des terres par les rivières.

On peut classer les modèles hydrologiques selon différents critères. Un premier critère est la prise en compte ou non de la physique des phénomènes (Marchandise, 2007).

- Les modèles dits empiriques, basés sur l'analyse statistique, ne prennent pas en compte les processus physiques. Ils se basent sur de longues séries de données pour obtenir une relation pluie-débit à l'échelle d'un bassin versant. On peut y classer les modèles GR (Génie Rural ; Edijatno et Michel, 1989 ; Makhlof, 1994), les modèles régressifs, les réseaux de neurones (Hsu *et al.*, 1995) ou encore le modèle SCS (Soil Conservation Service) de l'USDA (US Department of Agriculture).
- Les modèles conceptuels reposent sur une certaine conception du cycle hydrologique (comme leur nom l'indique). Les paramètres utilisés y ont un sens physique représentant les variations propres à un phénomène. Généralement, ils décomposent le cycle hydrologique en réservoirs, telles que précipitation, fusion de la neige, infiltration, évaporation, écoulement superficiel, stockage, etc. (Nash, 1959 ; Michel, 1983)
- Les modèles à base physique modélisent les lois régissant la mécanique des fluides ou les écoulements de l'eau dans le sol.

Ces modèles à base physique sont en général construits en deux parties : une fonction de production du ruissellement qui prévoit la part de la pluie qui va contribuer au débit de la rivière et une fonction de transfert (ou routage) qui conduit l'eau ruisselée jusqu'à la rivière. Selon le bassin versant étudié, les modèles hydrologiques ne représentent qu'un type de phénomène de ruissellement.

- Le ruissellement de type Dunne est majoritaire pour les modèles représentant une nappe contributive (famille TOPMODEL).
- Le processus hortonien est privilégié par d'autres modèles comme MARINE (Modélisation de l'Anticipation du Ruissellement et des Inondations pour des événements Extrêmes ; Estupina-Borrell *et al.*, 2006) ou comme la fonction de production du système ALHTAIR (ALarme Hydrologique Territoriale Automatisée par Indicateur de Risque ; Ayral *et al.*, 2005).

Ces différentes fonctions de productions peuvent coexister comme dans le modèle hydrologique MERCEDES (Maillage Elémentaire Régulier Carré pour l'Etude Des Ecoulements Superficiels) (Bouvier *et al.*, 1994) implémenté sur la plateforme ATHYS (ATELIER Hydrologique Spatialisé, <http://www.athys-soft.org>).

Un autre critère de classement concerne la description spatiale des bassins versants considérés (Beven, 2001).

- Les modèles globaux cherchent à reproduire le comportement du bassin versant dans son ensemble et donc manipulent des valeurs moyennées sur le bassin versant (pluie, ruissellement,...). Ils ont l'avantage de leur simplicité et donc de leur généralité d'application.
- Par opposition, d'autres modèles sont distribués : le bassin versant est discréte en plusieurs éléments. Ces éléments peuvent être de type sous-bassins versants, de type mailles d'une grille régulière (à l'image de la maille des modèles météorologiques) ou de type mailles irrégulières quand elles respectent, par exemple, les contours topographiques. Ces modèles distribués sont souvent basés sur des Systèmes d'Informations Géographiques (SIG) qui leur fournissent les informations topographiques, pédologiques, d'occupation du sol, etc. Les intensités pluvieuses et les autres forçages météorologiques sont également prescrits sur ces éléments. En ce qui concerne l'échelle de prescription des états initiaux des sols, l'échelle de résolution des équations et celle de spécifications de leurs paramètres, on distingue deux types de modèles distribués :
 - les modèles distribués maillés où la maille est l'échelle où sont résolues les équations de conservation des bilans. Un ensemble d'équations supplémentaire est nécessaire pour permettre de relier numériquement les mailles les unes aux autres pour la résolution des bilans. Ces modèles sont les plus proches de l'approche réductionniste. Ils sont en général couteux en temps de calcul.
 - les modèles distribués non maillés où certaines mailles sont regroupées selon différentes approches. La famille des TOPMODELS utilisée dans cette thèse fait partie de ces modèles. Certaines mailles dont le contenu en eau de sub-surface sera le même à tout moment (selon les hypothèses du modèle) sont regroupées d'un point de vue numérique : une seule résolution des équations est alors suffisante pour l'ensemble de ces mailles regroupées. Les indices permettant de décider du regroupement d'une maille avec une autre sont nommés "indices de similarité hydrologique". Leur définition est plus ou moins complexe selon les simplifications effectuées par le modèle. Ces modèles sont en général très efficaces en temps de calcul.

1.4 Les couplages hydrométéorologiques

Les différents outils de modélisation abordés dans ce chapitre traitent une partie du cycle hydrologique. Les progrès dont chaque type de modèle a bénéficié ont été possibles à la fois grâce à une compréhension accrue des processus en jeu et à des puissances de calcul toujours augmentées. Mais qu'en est-il des interfaces entre ces différents outils ?

Entre modèle météorologique et schéma de surface, le couplage est assez naturel (Avissar, 1995 ; Entekhabi *et al.*, 1996) vu qu'un LSM modélise les interactions atmosphère/sol/végétation qui sont déterminantes pour la connaissance des flux d'eau et d'énergie dans la couche limite atmosphérique. En revanche, le couplage direct entre modèle météoro-

logique et modèle hydrologique est plus problématique dans le cas des crues rapides méditerranéennes.

1.4.1 Couplages entre modèles météorologiques et hydrologiques

Un des premiers problèmes dans ce domaine est celui des échelles spatio-temporelles traitées par les différents modèles. La taille des bassins versants que l'on souhaite étudier en plus de conditionner le choix du modèle hydrologique, constraint les caractéristiques du modèle météorologique. Les rapports d'échelle hydrologique vs météorologique (Fig. 3) sont à prendre en considération. Pour la simulation de crues rapides, la majorité des modèles hydrologiques sont des modèles spatialisés qui donnent des résultats d'autant meilleurs que la connaissance de la répartition spatiale de la pluie est connue finement. C'est pour cela que l'utilisation de modèles météorologiques a été longtemps freinée par la résolution spatiale de ces derniers, beaucoup trop lâche pour des modèles hydrologiques dédiés à la prévision de crues rapides (Dance et Zou, 2010). En effet longtemps, les modèles opérationnels de prévision du temps étaient soit des modèles globaux de résolution horizontale entre 20 et 50 km soit des modèles à aire limitée de mailles de l'ordre de 10 km. En outre, l'horizon de prévision des modèles météorologiques (surtout ceux opérationnels) étaient trop tardif pour une application dédiée aux crues rapides nécessitant une prévision à 2 ou 3 heures d'échéance au minimum. Ces modèles de grande échelle sous-estiment également les cumuls de précipitation extrêmes. Des techniques de désagrégation ou de descente en échelle statistiques, ont été ainsi mises en œuvre pour obtenir des champs de pluie exploitables par les modèles hydrologiques (voir le paragraphe 2.2). Les premiers essais d'utilisation plus directe de pluies prévues par des modèles météorologiques n'ont pu se faire qu'avec des modèles atmosphériques de recherche à maille fine (Benoit *et al.*, 2003 ; Jasper et Kaufmann, 2003 ; Ludwig *et al.*, 2003 ; Chancibault *et al.*, 2006a). La nouvelle génération de modèles atmosphériques, devenus opérationnels dans le temps de cette thèse, propose une résolution horizontale de 1 à 3 km (COSMO-2km à MeteoSwiss (Doms et Schättler, 1999), AROME à Météo-France (Seity *et al.*, 2010), Unified Model du Met Office à 1km). Les prévisions de précipitation ont des caractéristiques, tant en intensité qu'en structure, comparables aux lames d'eau radar et leur utilisation en entrée directe d'un modèle hydrologique devient donc possible.

La notion de couplage peut être différente selon les auteurs. Une première approche est ce que l'on appelle couplage " 1W " pour " one-way ". Il s'agit en réalité d'utiliser les sorties directes d'un modèle météorologique en entrée d'un modèle hydrologique comme cela a été fait par Benoit *et al.* (2003), Jasper et Kaufmann (2003), Ludwig *et al.* (2003), Chancibault *et al.* (2006a) entre autres. On est donc plutôt en mode " forçage " et il n'y a pas de rétroaction sur le modèle atmosphérique. Pour réaliser des couplages " 2W " ou " two-ways ", l'intermédiaire naturel est la composante SVAT du modèle météorologique. Aussi trouve-t-on de nombreux couplages entre schémas de surface et modèle hydrologique, nous nous y attarderons plus loin. Mais peu d'études (Walko *et al.*, 2000 ; Seuffert *et al.*, 2002) parviennent à l'étape de la rétroaction sur l'atmosphère et donc à un couplage complet.

1.4.2 Couplages SVAT/modèles hydrologiques

Un premier mode de couplage consiste simplement à utiliser le ruissellement produit par le schéma de surface et à le transférer à l'exutoire d'un bassin versant : c'est alors unique-

ment la fonction de transfert hydrologique qui est utilisée. C'est le cas dans des applications comme :

- SIM (SAFRAN-ISBA-MODCOU, Habets *et al.*, 2008) où le schéma de surface ISBA produit des flux de ruissellement de surface et de drainage du sol profond qui sont transférés vers le modèle hydrogéologique MODCOU qui calcule le transfert de l'eau vers la rivière et dans la rivière.
- VIC (Variable Infiltration Capacity) de l'université de Washington où les flux produits par le schéma de surface de Liang (1994) sont routés via un module de transfert de Lohmann *et al.* (1996).
- LISFLOOD du Joint Research Center est distribué sur l'Europe à une résolution horizontale de 5 km. Il comprend un schéma de surface simulant le cycle de l'eau, ainsi qu'un modèle hydrologique utilisant les équations de l'onde cinématique. Il est notamment utilisé dans le cadre du système européen d'alerte des crues EFAS (European Flood Alert System, Thielen *et al.* (2007), <http://natural-hazards.jrc.it/>).
- MESH (Modélisation Environnementale Communautaire - Surface et Hydrologie) d'Environnement Canada (Pietroniro *et al.*, 2007) permet de coupler un LSM de type force-restore, ISBA ou CLASS (Verseghy, 2000) avec un modèle hydrologique WATFLOOD (Kouwen *et al.*, 1993).

Il existe aussi des plateformes de modélisation qui permettent de coupler des modules représentant des processus relevant des SVATs à des modules hydrologiques. Dans le cas des crues méditerranéennes, la plateforme LIQUID (Viallet *et al.*, 2006) permet, entre autres, de prendre en compte l'hétérogénéité des hydrosystèmes pour la prévision des débits et des différents termes du bilan hydrique (Dehotin et Braud, 2008).

Une autre méthode est d'introduire dans le schéma de surface une production de ruissellement basée sur une modélisation hydrologique (Warrach *et al.*, 2002, Stieglitz *et al.*, 2005, Koster *et al.*, 2000, Ducharme *et al.*, 2000). De nombreuses études tentent de prendre en compte la variabilité du ruissellement en fonction de la topographie par des approches type TOPMODEL (Famiglietti et Wood, 1994a avec TOPLATS ; Beven et Quinn, 1997 avec TOPUP ; Chen et Kumar, 2001 ; Niu et Yang, 2003 ; etc). Plusieurs études ont concerné le schéma de surface ISBA et TOPMODEL (Habets et Saulnier, 2001 ; Decharme et Douville, 2006) pour des études sur la composante lente du cycle hydrologique. L'apport d'une paramétrisation de type TOPMODEL pour le ruissellement sous maille a été ainsi évalué.

Une problématique pour ces couplages est la différence entre la grille régulière des schémas de surface (héritée des modèles atmosphériques) et l'approche en bassin versant des modèles hydrologiques. De ces structures différentes découle une variable "eau" différente : les SVAT fonctionnent en général à partir de contenus volumiques en eau des sols alors qu'un modèle hydrologique comme TOPMODEL utilise des déficits par rapport à l'état saturé.

Les différents couplages développés par le passé ne concernent pas forcément des échelles spatio-temporelles fines appropriées aux crues rapides. Une première étude exploratoire a été menée par Pellenq (2002) et Pellenq *et al.* (2003) couplant le schéma ISBA à TOPMODEL à ces échelles. Les limites identifiées dans cette étude ont permis de concevoir une nouvelle version du couplage entre ISBA et TOPMODEL pour la prévi-

sion des crues rapides méditerranéennes au sein d'une collaboration entre le CNRM et le LTHE. La version la plus aboutie de ce système est présentée plus amplement dans la partie II.

Finalement, il est possible d'enchaîner les différents modèles pour réaliser une prévision hydrométéorologique. Mais aussi performants soient-ils, les modèles seront toujours entachés d'erreurs. Qu'en est-il de l'incertitude aux différents niveaux de cette chaîne ?

Chapitre 2

Les incertitudes dans la prévision des crues rapides.

La figure 2.1 présente de manière schématique les différents éléments d'une chaîne hydrométéorologique. Des erreurs affectent les différents maillons de cette chaîne si bien que la prévision des débits est affectée par une cascade d'incertitudes qui se cumulent au fur et à mesure de leur propagation dans la chaîne.

Dans ce chapitre, on se propose de détailler ces différentes sources d'incertitude.

2.1 Incertitudes sur les pluies observées

D'abord les champs de précipitations utilisés pour forcer tout modèle hydrologique sont entachés d'erreurs et ce, qu'ils proviennent d'un modèle atmosphérique ou d'un moyen d'observation.

2.1.1 Les données de pluies mesurées par pluviomètre

Les pluies relevées par les pluviomètres sont souvent considérées comme étant la référence en matière de données pluviométriques. Leur acquisition peut se faire en temps réel (en général pour les réseaux de mesures opérationnels) ou différé. Mais la mesure issue d'un pluviomètre n'est pas parfaite (pluviomètre bouché, vent fort au moment de la mesure,...). Ces problèmes peuvent être fortement réduits d'abord par une bonne maintenance du réseau d'observation (à la fois préventive et curative) et par des processus de contrôles de qualité élaborés. Aussi, le "Guide des instruments et des observations météorologiques" de l'OMM recommande de traiter les données brutes *a posteriori* via des procédures de contrôle tels des filtres sur les données aberrantes, des contrôles de cohérence spatio-temporelle, une estimation humaine en cas de perte de la donnée ou de doute sur sa qualité. Les données de pluviomètres peuvent également être vérifiées par comparaison avec d'autres sources de données (sorties de modèles à courte échéance, données radar,...). Ces techniques peuvent s'avérer utiles compte tenu de la forte variabilité spatiale des précipitations.

A l'issue de ces différents contrôles, on obtient des estimations quantitatives généralement fiables mais ponctuelles. Pour des applications hydrologiques, la simple estimation de la quantité moyenne de précipitations sur un bassin versant peut déjà être un problème compte tenu de la densité de ces réseaux pluviométriques (Sevruk, 1996). En outre, de

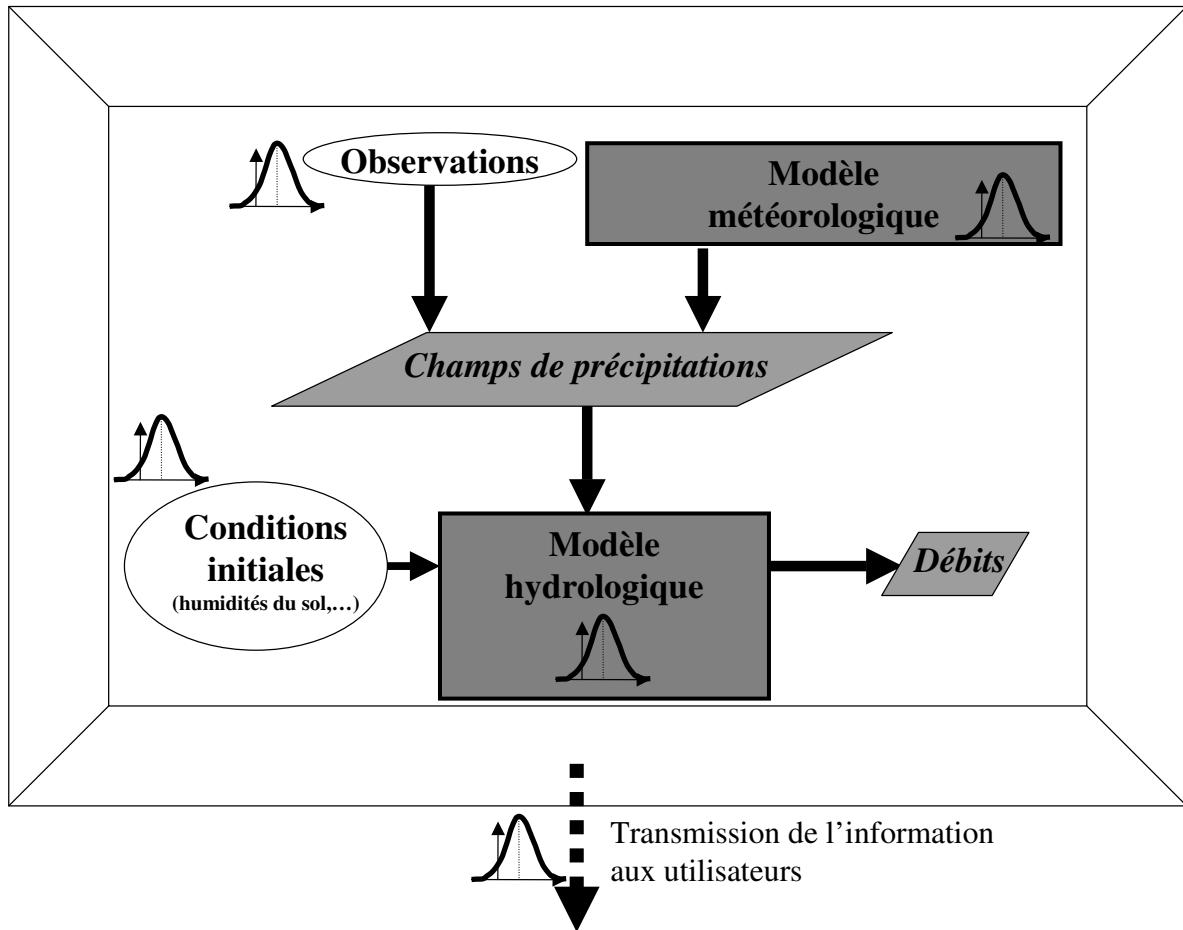


FIG. 2.1: Schéma d'une chaîne hydrométéorologique. Les champs observés sont figurés par des ellipses, les systèmes de modélisation par des rectangles, les champs de sortie par des trapèzes. Les courbes de gauss situent les diverses sources d'incertitude.

nombreuses applications nécessitent des champs de précipitation spatialisés sur le bassin. Une condition nécessaire est alors de disposer d'un réseau de mesures suffisamment dense pour traduire la variabilité spatiale de la pluie. Il est souvent difficile d'accéder à une densité adéquate surtout en zone montagneuse. Des méthodes mathématiques de spatialisation doivent ensuite être appliquées. Il en existe de nombreuses, plus ou moins évoluées (krigeage, AURELHY(Analyse Utilisant le RELief pour l'HYdrométéorologie) (Benichou et Le Breton, 1986), etc.). Mais elles permettent rarement d'obtenir des champs capables de représenter les forts gradients de précipitation caractéristiques des systèmes convectifs. De plus, elles introduisent une nouvelle source d'incertitude. Aussi, des travaux de génération d'ensembles basés sur des données de pluviomètres krigées font leur apparition pour tenir compte de l'incertitude (Moulin *et al.*, 2009).

2.1.2 Les données radar

On peut pallier ce problème de spatialisation en utilisant des données télédéetectées comme celles issues d'un radar météorologique. Mais l'instrument et la technique de mesure radar in-

duisent aussi des erreurs sur l'estimation quantitative de la pluie (Collier et al., 2001 ; Tabary, 2007) :

- les erreurs propres au système de mesure radar (calibration, élévation du faisceau),
- les erreurs liées à l'interaction entre le faisceau radar et l'environnement (échos fixes dus aux bâtiments, au relief avoisinant, échos parasites lorsque le faisceau radar est dévié en cas d'inversion de température, bande brillante, atténuation par les précipitations),
- les erreurs liées à la conversion de la mesure de réflectivité en estimation quantitative de la précipitation au sol (loi Z-R, profils verticaux de réflectivité, etc.)

Différentes méthodes sont utilisées pour corriger ces problèmes : la détermination de cartes de masques, l'exploration multi-sites, la polarimétrie, la calibration par rapport aux mesures de pluviomètres (Dinku *et al.*, 2002 ; Tabary, 2007 ; Delrieu *et al.*, 2009). Aussi, des indices de qualité de la lame d'eau radar à destination des hydrologues se répandent (Friedrich *et al.*, 2006 ; Szturc *et al.*, 2008 ; Tabary *et al.*, 2007). Des fusions de données "radar" et de données issues des pluviomètres, comme le produit ANTILOPE (ANalyse par spaTIALisation hOraire des PrEcipitations) (Laurantin, 2008) de Météo-France, peuvent aussi être utilisées par des applications hydrologiques.

Collier (2009) commente la propagation de ces erreurs dans les modèles hydrologiques. Des méthodes de génération d'ensemble ont été récemment développées pour échantillonner les incertitudes dans la lame d'eau radar (Germann *et al.*, 2009 ; Szturc *et al.*, 2008 ; Llort *et al.*, 2008). Elles sont en général basées sur l'auto-corrélation des erreurs entre estimations quantitatives radar et mesures de pluviomètres.

2.1.3 Les données satellitaires

Des estimations de pluie peuvent être obtenues à partir de données de satellites. La couverture spatiale est bien sûr très vaste et ces données sont particulièrement utiles là où ni pluviomètres ni radar météorologiques au sol ne sont disponibles (sur les océans par exemple). Les radiomètres ou les radars embarqués fournissent des mesures de radiances micro-ondes ou infrarouges. Mais ces dernières ne sont liées qu'indirectement à la quantité de pluie tombée en surface, d'où des estimations moins précises que celles issues des mesures "au sol". Ces données informent d'abord sur l'occurrence de pluie en un lieu (Ebert et Weymouth, 1999) ou sur la chronologie d'une averse. Pour obtenir une information quantitative, des techniques de fusion de données sont mises en œuvre, en particulier avec les mesures de pluviomètres (Chiang *et al.*, 2007 ; Gabriele et Chiavaralloti, 2006 ; Van de Vyver et Roulin, 2009).

2.2 Incertitudes sur les pluies prévues

Pour augmenter l'anticipation des crues rapides, il est nécessaire d'utiliser des pluies prévues par des modèles météorologiques et là l'incertitude devient d'un ordre de grandeur bien supérieur. En effet, l'atmosphère étant un système complexe et non linéaire sa prévisibilité est limitée d'autant plus que l'échéance est lointaine (Palmer, 2000). Les incertitudes proviennent de la représentation incomplète des processus physiques dans les modèles et de leur résolution numérique, de la paramétrisation des processus sous maille, de la connaissance imparfaite des conditions initiales (Buizza *et al.*, 1999), etc.

La communauté des météorologues a depuis longtemps tenté de documenter les incertitudes dans la modélisation atmosphérique (Molteni *et al.*, 1996 ; Buizza *et al.*, 1999 ; Toth et Kalnay, 1997) en mettant en place des approches probabilistes comme la prévision d'ensembles (EPS, Ensemble Prediction System).

La prévision d'ensemble est l'outil classiquement utilisé pour quantifier l'incertitude de la prévision météorologique et pour élaborer un ensemble de prévisions alternatives plus ou moins probables, i.e. prévision probabiliste (Atger, 2003).

Le CEPMMT et le NCEP disposent d'un système de prévision d'ensemble opérationnel depuis 1992. Plus récemment le MSC (Meteorological Service of Canada) mais aussi Météo-France avec la PEARP (Prévision d'Ensemble ARPege, décrite au chapitre 10.1) disposent d'EPS opérationnels. L'objectif est d'échantillonner la fonction de densité de probabilité (PDF) de l'évolution de l'atmosphère. Une première source d'erreur majeure est la connaissance de l'état initial de l'atmosphère. De petites modifications apportées à l'état initial peuvent parfois engendrer de grosses différences dans l'évolution prévue de l'atmosphère par les modèles numériques (Poincaré, 1914 ; Lorentz, 1963). Pour échantillonner cette incertitude, les conditions initiales du modèle sont perturbées pour obtenir des jeux d'états initiaux. Les perturbations qui représentent les ingrédients importants pour l'évolution de l'incertitude sur l'état de l'écoulement sont identifiées via un échantillonnage sélectif. Différentes méthodes peuvent être utilisées (Descamps et Tallagrand, 2007) : vecteurs singuliers (Molteni *et al.*, 1996), "breeding modes" (Toth et Kalnay, 1997), assimilation d'ensemble, etc. Une comparaison de différentes méthodes a été réalisée dans le projet CYPRIM (CYclogénèse et PRécipitations Intenses en région Méditerranéenne) (Doerenbecher *et al.*, 2010). A cette incertitude sur l'état initial s'ajoutent les erreurs de modélisation. Un échantillonnage de ces erreurs peut être réalisé via les paramétrisations physiques du modèle. Une possibilité est de perturber les tendances des processus paramétrés (physique stochastique), mais on peut aussi jouer, plus en amont, sur les paramètres des schémas utilisés ou tout simplement changer de schéma (Palmer *et al.*, 2005).

Une limitation forte de ces méthodes est bien sûr leur coût de calcul. Une alternative est d'utiliser plusieurs modèles de prévision. C'est l'approche dite "multi-modèle" ou prévision d'ensemble du pauvre ("Poor man's ensemble" en anglais) (Ebert, 2001 ; Ebert, 2002 ; Arribas *et al.*, 2005). L'intérêt est de disposer ainsi de modèles différents de part les observations utilisées en entrée, les méthodes d'assimilation, les caractéristiques du modèle, etc. L'inconvénient est que le nombre de modèles utilisés est en général trop faible pour permettre d'échantillonner toute la loi de probabilité d'erreur. En revanche, la combinaison de cette approche avec un système de prévision d'ensemble tel que ceux décrits ci dessus, fournit de meilleurs résultats. En particulier, Hagedorn *et al.* (2010) et Johnson et Swinbank (2009) montrent de très bonnes performances pour les systèmes "multi-ensembles". La combinaison des différentes méthodes permet d'augmenter la taille des ensembles.

Ces techniques de prévision d'ensemble sont appliquées à des modèles météorologiques régionaux ou globaux. Les premiers produits probabilistes de pluie prévue qui ont été disponibles pour des applications hydrologiques étaient ainsi à des échelles de quelques dizaines de kilomètres ce qui est beaucoup trop important pour la modélisation hydrologique des crues rapides méditerranéennes. Des méthodes de descente en échelle ont donc été développées pour obtenir des prévisions d'ensemble à des résolutions spatio-temporelles plus fines.

A la fois des approches dynamique et statistique sont utilisées. Une première "famille" de méthodes statistiques est basée sur la climatologie du modèle. Applequist *et al.* (2002) et Bremmes (2004) appliquent aux prévisions déterministes des schémas automatiques basés sur l'erreur statistique historique de leur modèle. Dans la technique dites "des analogues" (Obled *et al.*, 2002, Diomede *et al.*, 2006), des situations similaires à celle prévue par le modèle sont recherchées dans l'archive des simulations passées. Les critères de "similarité" sont donc à définir. Les pluies quotidiennes observées aux dates de ces situations passées fournissent alors une estimation de la quantité de pluie pour le jour à venir. Pour ce type d'approche, une base de donnée homogène et assez profonde (de simulations et d'indicateurs des performances du modèle) est obligatoire, mais obtenir un échantillon représentatif est difficile lorsque l'on s'intéresse à des évènements extrêmes.

De nombreux travaux visent à reconstruire un champ de pluie de petite échelle en considérant la pluie comme un processus aléatoire obéissant à des caractéristiques statistiques. Les champs de grande échelle fournissent les caractéristiques statistiques de départ. L'hypothèse est alors que la distribution de la pluie à échelle plus fine suit une loi statistique qui varie selon les auteurs : Mackay *et al.* (2001) utilisent une loi beta, Seo *et al.* (2005) considèrent une loi de Weibull à 2 paramètres dans le système EPP (Ensemble Precipitation Processor) qui génère un ensemble à partir de champs probabilistes, etc. Dans RainFARM (Rebora *et al.*, 2005), le spectre de puissance du champ de pluie de grande échelle est décomposé en transformées non linéaires de champ gaussien. Ces techniques de descente en échelle peuvent également être associées à d'autres techniques pour considérer l'incertitude à différentes échelles. Par exemple dans STEPS, Short Term Ensemble Prediction System (Bowler *et al.*, 2006), une descente d'échelle du modèle du Met Office est associée à une prévision immédiate par extrapolation et à bruit blanc.

Pour la descente d'échelle dynamique, les sorties de la prévision d'ensemble atmosphérique sont utilisées en conditions de forçage de modèles de méso-échelle. De nombreux travaux sont basés sur une descente en échelle des membres de l'EPS du CEPMMT en utilisant un modèle météorologique à la résolution de la dizaine de kilomètres : LAM-TEPS (Ferraris *et al.*, 2002), COSMO-LEPS (Diomede *et al.*, 2006), HIRLAM-LAMEPS (Frogner et Iversen, 2002 ; Sattler et Feddersen, 2005) ou encore le système SREF du NCEP (Hamill et Colucci, 1998). Cependant, la représentation des processus de petite échelle est souvent encore incomplète dans ces modèles. La prévision d'ensemble utilisant des modèles à haute résolution (quelques kilomètres) n'est qu'à son début. Les questions de définition de la méthode de perturbations la plus pertinente pour échantillonner les incertitudes sur toute la gamme d'échelle sont encore ouvertes (Clark *et al.*, 2009 ; Vié *et al.*, 2010).

Un inconvénient de toutes ces méthodes de descente en échelle dynamique est leur coût numérique important conduisant à un ensemble avec un nombre réduit de membres. Or, il a été montré un impact significatif de la taille de l'ensemble sur les performances de tels systèmes (Marsigli *et al.*, 2005). Pour permettre d'augmenter le nombre de membres d'un ensemble issu de descente d'échelle dynamique à peu de frais, mais surtout pour introduire une variabilité plus forte entre les membres (particulièrement justifiée dans le cas de pluies intenses méditerranéennes), il est possible d'associer méthodes dynamiques et statistiques. Von Hardenberg *et al.* (2007) par exemple, appliquent la méthode RainFARM à des membres de COSMO-LEPS.

2.3 Incertitudes sur les conditions initiales d'humidité des sols

Le degré d'humidité des sols avant la survenue d'un épisode pluvieux conditionne en grande partie la réponse hydrologique du bassin versant (Le Lay et Saulnier, 2007 ; Borga *et al.*, 2007 ; Norbiato *et al.*, 2008 ; Manus *et al.*, 2009 ; Brocca *et al.*, 2009). De nombreux travaux ont tenté de réduire l'incertitude inhérente à la connaissance de l'état d'humidité des sols avant l'évènement (Meyles *et al.*, 2003 ; Zehe *et al.*, 2005 ; Pellarin *et al.*, 2006 ; Brocca *et al.*, 2008).

2.3.1 Mesures d'humidité des sols

La connaissance de ces conditions antécédentes est souvent difficilement accessible ou incomplète, qu'elle provienne de mesures ponctuelles ou de données télédéetectées (Calvet *et al.*, 2010). Les mesures *in situ* de contenu en eau du sol sont rares. Les stations des réseaux d'observation météorologique opérationnels peuvent être équipées de sondes automatiques disposées à différentes profondeurs dans le sol (Robock *et al.*, 2000). Des mesures plus précises des propriétés hydriques des sols peuvent également être obtenues sur des bassins versants expérimentaux ou temporaires (Tramblay *et al.*, 2010 ; Rüdiger *et al.*, 2007 ; Calvet *et al.*, 2007 ; de Rosnay *et al.*, 2006). Une difficulté est que la teneur en eau mesurée est souvent une mesure capillaire qui n'est pas toujours représentative du contenu en eau tel qu'il est représenté dans les modèles hydrologiques. En outre, un désavantage de ces mesures est qu'êtant ponctuelles, il est difficile de définir quelle est l'étendue spatiale de leur représentativité.

A l'inverse, des produits spatialisés sont fournis par des instruments embarqués sur des satellites (ASCAT sur METOP, SMOS). Pour obtenir un champ d'humidité du sol avec ces instruments, les mesures doivent être calibrées, en général après des comparaisons avec des données mesurées *in-situ*. Ces calibrations ne permettent pas toujours de représenter la variabilité des types de sol ou de topographie (Pellenq, 2002). Albergel *et al.* (2008) montrent par exemple que les corrélations entre mesures satellitaires et données *in-situ* sont faibles pour des points situés sur le pourtour méditerranéen français. Les zones de relief présentent également des défauts de données. Enfin, ces mesures ne concernent que la surface du sol, les premiers centimètres seulement. Des techniques sont développées pour déduire de ces mesures d'humidité superficielle du sol, les contenus en eau sur toute la profondeur (Albergel *et al.*, 2008). Ces désavantages rendent difficile l'utilisation de ces données dans le cadre de nos travaux.

2.3.2 Humidité des sols simulée et analyse d'humidité du sol

Une alternative à l'utilisation de ces observations est l'utilisation de données simulées par des LSM tels que ceux présentés aux paragraphes 1.2 et 1.4.2. La question de la validation des données d'humidité des sol simulées est délicate. Elle passe par des comparaisons avec des données télédéTECTées ou *in situ* ou bien par des inter-comparaison de modèles. Les études sont réalisées en général sur une zone géographique précise, pour une application et une échelle spatio-temporelle données. Les campagnes de mesure comme AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine) sont souvent le lieu de ce type de comparai-

son (ALMIP, AMMA Land Surface Model intercomparison Project) (Boone et coauteurs., 2009). Dans le cadre de la zone méditerranéenne, la campagne de mesure d'HYMEX pourra apporter des éléments de réponse.

Une approche couramment utilisée en météorologie ou océanographie pour réduire (ou au moins mesurer) l'incertitude sur les conditions initiales est l'assimilation de données. Ce type de technique se met peu à peu en place pour des modèles hydrologiques. Mettre en place une assimilation de données dans un modèle c'est tenter d'obtenir comme état initial le meilleur compromis entre toutes les sources d'observations disponibles et une ébauche fournie par la modélisation. En hydrologie, les observations assimilées sont des variables traduisant l'état hydrique du sol ou les débits mesurés (Young, 2002). Ainsi, les contenus en eau dans le sol (Reichle *et al.*, 2002), associées à des débits observés (Rüdiger, 2006 ; Aubert *et al.*, 2003) sont assimilés pour produire des états analysés de contenu en eau des sols. Thirel (2009) a mis en place une assimilation des débits observés dans le système SIM. Les données satellitaires peuvent également être assimilées (Pellenq, 2002 ; Zaitchik *et al.*, 2008 ; Crow et Ryu, 2009). Si ces méthodes permettent de fournir des humidités des sols spatialisées, elles sont aussi entachées d'incertitudes, en particuliers celles liées au schéma de surface utilisé.

2.4 Incertitudes de la modélisation hydrologique

Les modèles pluie-débit ne prennent en général en compte qu'un seul processus physique pour représenter le ruissellement. Or même si ce processus est effectivement majoritaire sur un bassin, il est possible que d'autres entrent en jeu et ne soient pas modélisés. Les incertitudes propres aux modèles hydrologiques trouvent leur origine en premier lieu dans la non linéarité des processus en jeux mais aussi dans le fait que plusieurs paramètres régissent le comportement du modèle. En général peu de données sont disponibles pour estimer ces paramètres *a priori* et des problématiques d'étalement entrent rapidement en jeu. Pour les modèles distribués, ces deux problématiques ont un poids encore plus grand.

2.4.1 Etalonnage des modèles hydrologiques

Les techniques d'étalement cherchent à trouver le jeux de paramètres qui permet d'obtenir les meilleures simulations possibles des débits dans le plus de cas possible. Elles sont donc basées sur l'évaluation de différents jeux de paramètres en cherchant à minimiser l'écart entre simulation et observation. Ces techniques sont variées mais elles ont toutes à résoudre les problèmes suivants :

- quelles observations vont servir de référence ?
- comment choisir les évènements sur lesquels l'étalement sera effectué ?
- quelle fonction objective doit-on utiliser pour évaluer l'écart aux observations ?
- quel est l'espace des paramètres à explorer ?

La première question est celle de la référence. Cette dernière dépend du modèle hydrologique mais c'est en général le débit à l'exutoire d'un bassin versant qui est choisi. Ainsi l'étalement sera-t-il très lié à la disponibilité des débits mesurés et à la qualité de ces mesures (Zin, 2002). Une autre limitation est le fait que l'étalement doit être fait bassin par bassin ce qui réduit beaucoup la portabilité du modèle calibré. Cette question de disponibilité

et qualité des mesures influe sur la seconde question qui concerne la sélection des événements utilisés. L'échantillon de données disponibles devra être partagé en deux échantillons indépendants : l'un pour l'étalonnage proprement dit, l'autre pour la validation du jeu de paramètres choisi. De fait, le nombre d'événements peut être relativement réduit d'autant plus que l'on s'intéresse à des événements peu fréquents comme les crues rapides. La procédure d'étalonnage peut ainsi se retrouver altérée par ce choix (Sorooshian et Gupta, 1995).

Une fois les échantillons de travail déterminés, il faut choisir le critère de comparaison aux observations, i.e. une mesure de l'adéquation entre simulations et observations. Diverses fonctions objectives peuvent être utilisées, comme l'efficience de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970), l'erreur quadratique moyenne, la somme des erreurs, le coefficient de corrélation. Dans les méthodes dites multi objectives (Quintana-Seguí *et al.*, 2008 ; Li *et al.*, 2010), plusieurs scores statistiques sont combinés. La problématique de la minimisation de la fonction objective est traitée différemment selon les auteurs. Si beaucoup utilisent la valeur de la fonction, d'autres cherchent à minimiser son gradient (Levenberg, 1944). Elle peut aussi être faite de manière visuelle (graphique). Ces différents critères de comparaison dépendent évidemment du nombre de paramètres à calibrer mais aussi de la finalité du modèle, du phénomène que l'on souhaite simuler et de l'échelle spatio-temporelle visée. En effet, on ne choisira pas forcément le même critère si l'on veut simuler des pics de crues dans le cas de crues éclairantes ou des débits quotidiens de grands fleuves.

Il reste encore à savoir quelles sont les valeurs possibles pour les paramètres à étalonner et comment balayer cet espace. On distingue, là encore, plusieurs approches. Dans les approches globales, aucune hypothèse n'est faite *a priori* sur la localisation du minimum de la fonction objective et tout l'espace des paramètres est exploré. Bien sûr ce type de méthode, coûteuse en temps de calcul si elle était faite de manière exhaustive, est souvent réalisée via des approches statistiques (McKay *et al.*, 1979) ou combinatoires (Duan *et al.*, 1992). D'autres méthodes sont dites locales car des hypothèses sont faites pour réduire l'espace des paramètres à explorer. Ces hypothèses reposent soit sur la littérature soit sur des observations de nature physique (Michel, 1989 ; Nacimento, 1995). La manière la plus classique pour balayer l'espace des paramètres défini est de travailler par itérations successives. Cette méthode est d'autant plus précise mais aussi coûteuse que le pas des itérations est lui-même fin. Cette méthode peut être ou non automatisée via des algorithmes plus ou moins complexes (Duan *et al.*, 1992 ; Fenicia *et al.*, 2007). Plus récemment, des méthodes de descente de gradient sous contraintes utilisant l'adjoint des modèles hydrologiques ont fait également leur apparition (Seo *et al.*, 2003 ; Castaings *et al.*, 2009). Ces techniques variationnelles, répandues en météorologie ou océanographie, sont prometteuses en hydrologie, non seulement pour estimer les paramètres des modèles (White *et al.*, 2003) mais également pour évaluer la sensibilité des sorties de modèles aux différents facteurs d'incertitude (pluies en entrée, paramètres et conditions initiales) (Zappa *et al.*, 2009).

2.4.2 Equifinalité et estimation des incertitudes en prévision hydrologique

De nombreuses études (Freer *et al.*, 1996 ; Lamb *et al.*, 1998 ; Beven et Freer, 2001 ; Muleta et Nicklow, 2005 ; Montanari, 2005 ; McMichael *et al.*, 2006) traitent la prise en compte de l'incertitude via le concept d'équifinalité des paramètres qui régissent le modèle

(Beven et Binley, 1992). L'hypothèse de départ est que plusieurs jeux de paramètres peuvent conduire à des performances similaires du modèle (Duan *et al.*, 1992).

Le procédé le plus répandu est la méthode GLUE (Generalized Likelihood Uncertainty Estimation) (Beven et Binley, 1992). Des jeux de paramètres générés par une méthode de Monte Carlo sont appliqués à un modèle, la qualité des simulations ainsi réalisées est estimée en mesurant la vraisemblance entre les résultats et des observations. Ces mesures de vraisemblance sont utilisées comme poids pour mesurer l'incertitude.

La popularité de GLUE est sans doute liée à sa simplicité conceptuelle et la relative facilité d'implémentation qui ne demande pas de modifications du code source des modèles. Toutefois, cette méthode est de plus en plus controversée au sein de la communauté hydrologique (Vrugt *et al.*, 2009). En effet, la méthode GLUE repose sur l'hypothèse que les erreurs de modélisation proviennent du choix des paramètres mais pas explicitement de la modélisation (Christensen, 2004 ; Montanari, 2005). La méthode ne permet donc pas de discerner les sources d'erreur (Mantovan et Todini, 2000 ; Vogel *et al.*, 2008). Une idée est donc d'utiliser des approches bayesiennes plus formelles, c'est-à-dire de travailler sur la densité de probabilité des paramètres *a posteriori* (Robbins et Collier, 2005). Il est ainsi possible de dissocier les erreurs liées au choix de paramètres ou au modèle lui-même.

2.5 Prévisions d'ensemble hydrologiques

L'approche ensembliste en hydrologie est étudiée dans la communauté scientifique depuis moins longtemps que la prévision d'ensemble météorologique. Mais les travaux sur ce sujet émergent de plus en plus comme le témoignent les initiatives ou projets internationaux comme HEPEX (Hydrological Ensemble Prediction EXperiment) (Schaake *et al.*, 2007 ; Thielen *et al.*, 2008), COST731 (Propagation of Uncertainty in Advanced Meteo-Hydrological Forecast Systems, COoperation in Science an Technology, <http://www.cost.esf.org/>) ou MAP-DPHASE (Demonstration of Probabilistic Hydrological and Atmospheric Simulation of flood Events in the Alpine region, <http://www.map.meteoswiss.ch/d-phase>). S'il fallait hiérarchiser les différentes sources d'incertitudes dans la prévision hydrologique, celle inhérente aux précipitations serait de premier ordre (Cloke et Pappenberger, 2009 ; Xuan *et al.*, 2009). Aussi divers travaux tentent d'utiliser en entrée de modèles hydrologiques des ensembles de pluie générés à partir d'observations, mesures de pluviomètres (Moulin *et al.*, 2009) ou données radar (Viviroli *et al.*, 2009 ; Schroter *et al.*, 2010).

En outre, les avancées en prévision d'ensemble météorologique permettent de disposer de scénarios de pluies prévues à différentes échelles. C'est donc assez naturellement que les systèmes de prévision d'ensemble hydrologiques prennent appui sur les EPS météorologiques. Le choix de prévision atmosphérique utilisée, mais aussi la manière de traiter les ensembles de précipitations dépendent de la taille des bassins versants et du type de crues auxquelles on s'intéresse (Cloke et Pappenberger, 2009). Toutefois, une désagrégation spatiale des sorties des EPS est nécessaire même pour la prévision des crues lentes sur des bassins versants de grande taille. Les sorties de l'EPS du CEP désagrégées sont utilisées par exemple dans le système EFAS (Thielen *et al.*, 2007) ou pour forcer des systèmes hydrométéorologiques opérationnels (Rousset-Regimbeau *et al.*, 2006 ; Komma *et al.*, 2007).

D'autres applications basées sur les techniques d'analogues permettent également d'obtenir des ensembles de débits soit pour les crues lentes (Ben Daoud, 2010) soit pour les crues

rapides (Marty, 2010). Pour des bassins versants plus petits, l'utilisation de systèmes ayant une résolution plus fine améliore les ensembles obtenus : Thirel *et al.* (2008) ont montré que les membres de la PEARP désagrégés et fournis en entrée de SIM donnent de meilleurs résultats que les membres de l'EPS du CEPMMT sur les bassins les plus petits.

La variabilité des réponses hydrologiques des bassins soumis à des crues rapides rend l'incertitude encore plus forte pour ces échelles (Balint *et al.*, 2006). Aussi, les travaux sur la prévision d'ensemble des crues rapides sont moins avancés. Alfieri et Thielen (2010) se basent sur les membres de COSMO-LEPS pour produire des ensembles de débits permettant de prévoir des dépassements de seuils. L'incertitude sur les conditions initiales en humidité des sols commence également à être prise en compte, principalement en les perturbant statistiquement (Philipp *et al.*, 2008). Ces expériences sont toutefois toujours limitées à peu de cas d'étude.

Transmettre la prévision et l'incertitude aux usagers

En météorologie, pour les prévisions dites à moyenne échéance (J+4 à J+10), l'incertitude peut être communiquée soit sous forme d'indice de confiance (c'est le système adopté à Météo-France pour transmettre l'information au grand public ou aux médias) soit sous forme de pourcentage de chance d'occurrence d'un phénomène (système en cours dans les pays anglo-saxons). La diffusion de l'information est bien sûr également source d'incertitude d'autant plus si la prévision est probabiliste. En fonction du type d'incertitude, mais également du type d'usager, la transmission de l'information sera plus ou moins complexe ou spécifique. Nous ne traiterons pas ici de l'intégralité de cette problématique qui relève plus des sciences sociales que de la météorologie ou de l'hydrologie. Des éléments sur ces aspects sont disponibles par exemple dans les travaux de Creton-Cazenave (2010), sur la transmission de l'information lors de l'alerte, Llasat-Botija et López (2007) sur les relations avec la presse, etc. Cependant, il est intéressant ici d'évoquer comment les prévisions probabilistes hydrologiques sont transmises aux utilisateurs.

Pour la prévision hydrologique, les sites de MAP-DPhase ou EFAS sont des exemples intéressants de ce que l'on peut présenter à des usagers dits "en bout de chaîne". L'action COST731 fait également des propositions en la matière (Bruen *et al.*, 2010). La manière la plus classique de représenter une simulation d'ensemble de débits est bien sûr un graphe communément appelé "spaghetti plot", où les chroniques de débits prévus par chacun des membres de l'ensemble sont représentées. Si le nombre de membres est important ce type de diagramme peut devenir difficile à lire aussi il est fréquent de représenter l'enveloppe des quantiles. Des seuils de débits caractéristiques peuvent également figurer sur le diagramme. Ces seuils sont souvent les valeurs des durées de retour à 2, 5, 10 ans ou plus. Ces informations mettent en avant la sévérité de l'évènement prévu. Un exemple de ce type de diagramme est montré par la figure 2.2a.

Dans un cadre opérationnel, ces prévisions sont réalisées à intervalle de temps régulier (par exemple plusieurs fois par jour) et concernent plusieurs échéances (par exemple plusieurs jours de prévisions). Une manière synthétique de visualiser le risque de crue sur une journée est de représenter dans un tableau des niveaux d'alerte comme l'exemple de la figure 2.2b.

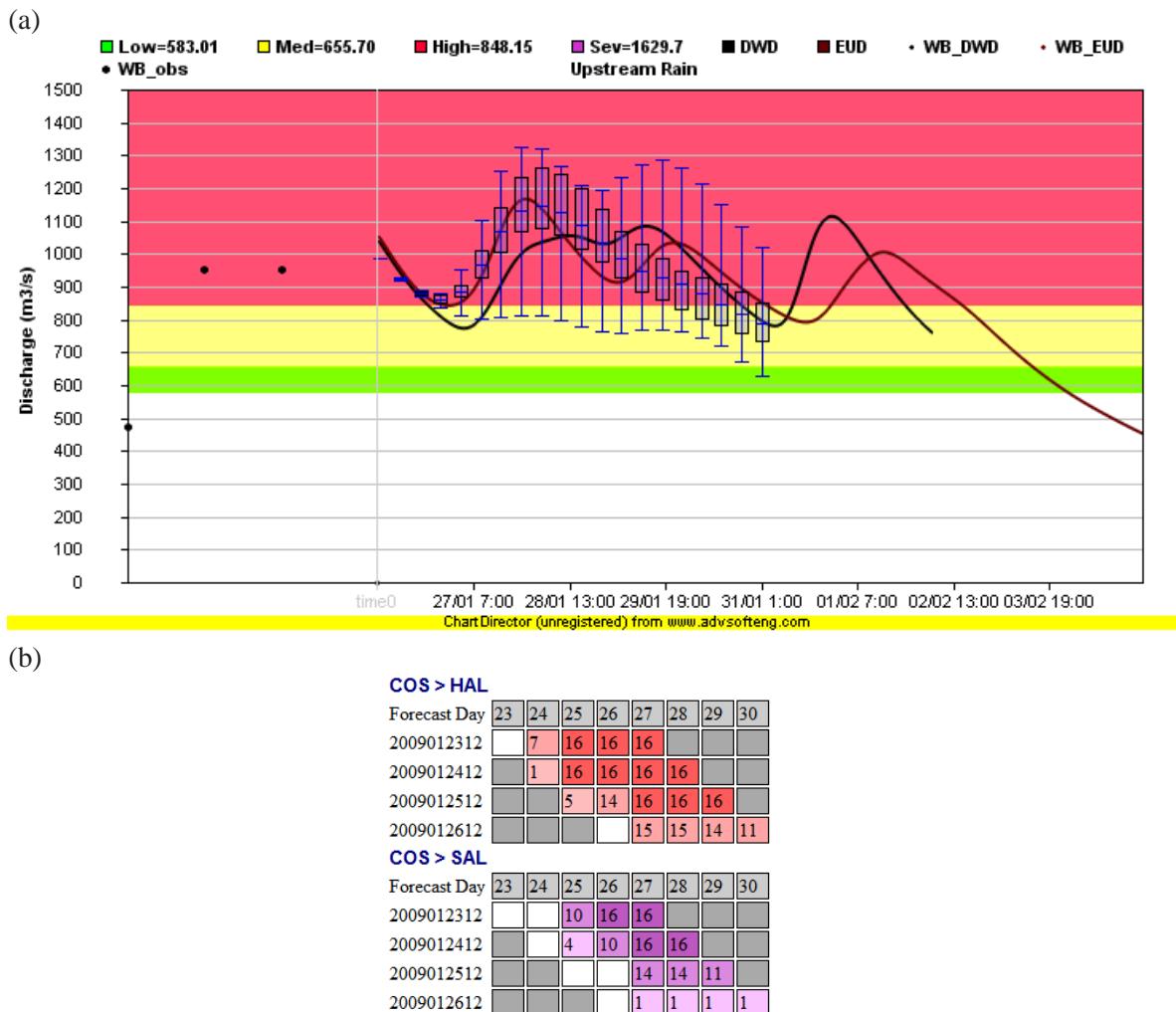


FIG. 2.2: Exemples de représentation de l'incertitude (Source : site EFAS). (a) Chroniques de débits simulés à partir de deux modèles météorologiques déterministes (traits pleins) et à partir d'une prévision d'ensemble : les boîtes à moustache représentent l'enveloppe de l'ensemble de débits. Les couleurs de fond correspondent aux niveaux d'alerte : Low = crue d'amplitude faible, Med = crue d'amplitude modérée, High= crue de forte amplitude, Sev = crue d'amplitude très forte. (b) Tableaux de niveaux d'alerte pour deux seuils (HAL = High Alert Level et SAL = Severe Alert Level)

Conclusions sur la partie I

La prévision des crues méditerranéennes passe par la modélisation des différents termes du bilan hydrique à l'échelle des bassins versants. Les modèles météorologiques, les schémas de surface et les modèles hydrologiques font l'objet d'améliorations constantes. Leurs résolutions s'affinent, les processus physiques sont de mieux en mieux représentés le tout en relation avec l'augmentation des capacités de calcul. Toutefois, les progrès des différentes disciplines ne sont pas toujours en phase. Les travaux de couplage entre les différents types de modèles sont donc primordiaux afin de bénéficier des avancées scientifiques du début à la fin de la chaîne de prévision hydrométéorologique pour produire de meilleures prévisions.

Mais la nature même du continuum atmosphère/surface continentale/rivière engendre des incertitudes qui se propagent tout le long de la chaîne de modélisation. Cela est vrai aussi, on l'a vu, pour les moyens d'observations et par conséquent même la connaissance de l'état du milieu à un moment donné est incertaine. La prévision d'ensemble est un outil en pleine expansion pour échantillonner ces incertitudes. Mais, sa mise en œuvre dans le cadre particulier de la prévision des crues méditerranéennes n'en est qu'à son début.

C'est là l'objectif de ce travail de thèse. Pour cela, il est d'abord nécessaire de choisir et évaluer un système hydrométéorologique adapté à la simulation des crues méditerranéennes. Il faut ensuite le coupler aux sorties d'un modèle atmosphérique capable de simuler la forte variabilité des précipitations, caractéristique des systèmes convectifs méditerranéens. On aura alors les différents éléments en main pour aller vers une prévision d'ensemble des crues méditerranéennes.

Deuxième partie

Le système couplé ISBA/TOPMODEL

Introduction de la partie II

Un préalable au développement d'une prévision des crues rapides est de disposer d'un modèle hydrologique adapté aux crues rapides cévenoles. C'est le cas de la version du modèle hydrologique TOPMODEL que nous avons retenue. TOPMODEL assure la représentation des transferts latéraux. En revanche, la gestion du bilan en eau sur la colonne de sol et les échanges avec l'atmosphère y sont représentés de manière grossière. Pour ces raisons, il a été décidé de coupler le modèle ISBA au modèle hydrologique TOPMODEL. ISBA, inclus dans le modèle de surface externalisée SURFEX, permet la représentation des échanges entre l'atmosphère, les surfaces naturelles et le sol. En particulier, la modélisation de l'évapotranspiration, la gestion des surfaces gelées et de la neige sont autant de points forts pour la modélisation des écoulements dans le sol.

Dans cette partie, les modèles SURFEX/ISBA puis TOPMODEL sont d'abord décrits aux chapitres 3 et 4 avant de présenter les principes du couplage réalisé entre les deux modèles (chapitre 5). Il est à noter que ce développement avait été engagé dans le cadre des projets AMPHORE et GMES/PREVIEW. Hormis la consolidation de ces développements déjà engagés, ce travail de thèse a contribué à la calibration et à la validation du système couplé (paragraphe 5.5.1) et à étudier l'apport du couplage par rapport à une utilisation seule du modèle de surface ou du modèle hydrologique (chapitre 6).

Chapitre 3

Le modèle de surface ISBA

Le couplage avec ISBA a été réalisé via la plateforme SURFEX qui fournit de nombreuses facilités en terme d'options pour le schéma de surface mais aussi de forçage avec différents types de champs observés, ou bien issus de simulations météorologiques. Nous commençons par présenter brièvement cette plateforme avant de décrire plus amplement le modèle ISBA¹.

3.1 La plateforme SURFEX

Un gros effort a toujours été réalisé au CNRM pour développer et améliorer la représentation des interactions entre la surface et l'atmosphère. Si de nombreux travaux ont été menés pour traiter le continuum sol-végétation-neige pour les surfaces naturelles avec ISBA, les autres types de surface ont aussi donné lieu à des traitements spécifiques. TEB (Town Energy Balance, Masson, 2000) vise à représenter les échanges entre la ville et l'atmosphère. Des paramétrisation spécifiques des flux air-mer sont disponibles pour traiter les surfaces maritimes. Les surfaces de type "lacs" peuvent, quant à elles, être gérées via le modèle FLake (Mironov, 2008). Pour rendre disponible à un maximum d'applications ces diverses avancées, ces modèles ont été externalisés des modèles météorologiques proprement dits et mutualisés dans une plateforme appelée SURFEX (pour SURFace Externalisée). SURFEX peut être couplée à un modèle météorologique (AROME, ARPEGE-CLIMAT, Méso-NH,...) mais aussi être utilisée en mode dit "off-line" forcé par des observations ou des prévisions. C'est ce deuxième mode qui a été utilisé dans notre couplage avec le modèle hydrologique TOPMODEL. En entrée de SURFEX, pour chaque pas de temps du modèle et chaque maille, sont fournis la température et l'humidité spécifique de l'air à 2 m, les composantes horizontales du vent à 10 m, la pression, la quantité totale de précipitation, les rayonnements incidents. SURFEX calcule alors les flux moyennés de chaleur sensible et latente et de quantité de mouvement qui fournissent les conditions aux limites inférieures au modèle atmosphérique éventuel. Chaque maille SURFEX est composée de quatre fractions : surfaces naturelles, surfaces urbanisées, mers, eaux continentales. Les flux sur une maille SURFEX sont donc des moyennes pondérées des flux de ces quatre fractions de surface. La répartition entre ces fractions est déterminée grâce à la base de données globale Ecoclimap (Masson *et al.*, 2003), ou sa version améliorée Ecoclimap2, qui combine des informations satellites et des cartes d'occupation des sols.

¹Les unités des différentes variables utilisées dans cette partie sont données dans l'annexe D.

3.2 Principe général d'ISBA

Pour la prévision numérique du temps, la gestion de l'interface entre atmosphère et surface continentale est cruciale et ce depuis la méso-échelle jusqu'à l'échelle globale des modèles de climat. ISBA, Interaction Sol Biosphère Atmosphère (Noilhan et Planton, 1989), a été développé pour simuler les interactions entre le sol, la biosphère et l'atmosphère dans les modèles atmosphériques. Ainsi les modèles de Météo-France, de recherche comme opérationnels, à méso-échelle ou climatiques utilisent ISBA : les modèles de la famille ARPEGE (Courtier et Geleyn, 1988), ALADIN (Bubnova *et al.*, 1993), Méso-NH (Lafore *et al.*, 1998) et AROME (Seity *et al.*, 2010). ISBA est aussi utilisé dans le modèle du service météorologique canadien, MESH (Pietroniro *et al.*, 2007), et dans le modèle HIRLAM (<http://hirlam.org>).

ISBA est un modèle de surface à bases physiques qui gère les bilans en eau et en énergie sur des colonnes de sol. Initialement, ISBA disposait de 2 couches de sol : une couche superficielle pour le calcul des flux échangés avec l'atmosphère et une couche racinaire. L'évolution temporelle des variables principales dans un modèle de surface (températures de surface et du sol, du réservoir de stockage de l'eau interceptée, du contenu en eau et en glace des différentes couches de sol) est basée, dans ISBA, sur la méthode force-restore (Deardorff, 1977). Le principe est que ces grandeurs évoluent à la suite d'un forçage mais sont rappelées vers une situation d'équilibre (d'où les termes "force" puis "restore").

La version originale d'ISBA a beaucoup évolué prenant en compte de plus en plus de processus physiques. Le tableau 3.1 résume ces évolutions. Dans la suite de ce chapitre c'est la version utilisée dans cette thèse qui sera décrite à savoir ISBA-3L avec profil exponentiel de conductivité hydraulique à saturation.

Evolutions	Auteurs
Introduction du drainage gravitationnel	Mahfouf et Noilhan (1996)
Schéma de neige simplifié	Douville <i>et al.</i> (1995)
Description du ruissellement sous maille	Habets <i>et al.</i> (1999b)
Introduction d'une troisième couche dans le sol (ISBA-3L) à vocation hydrologique	Boone <i>et al.</i> (1999)
Introduction d'un drainage sous maille	Habets <i>et al.</i> (1999a) Etchevers <i>et al.</i> (2001)
Prise en compte des effets de la glace et description du sol en multicouche (ISBA-DF)	Boone <i>et al.</i> (2000)
Schéma explicite de neige	Boone et Etchevers (2001)
Introduction d'une végétation interactive avec l'environnement	Calvet <i>et al.</i> (1998)
Introduction d'un profil exponentiel de conductivité hydraulique à saturation.	Decharme <i>et al.</i> (2006) Quintana-Seguí <i>et al.</i> (2008)

TAB. 3.1: Principales évolutions apportées au modèle de surface ISBA depuis sa création.

La figure 3.1 résume les principaux processus physiques représentés dans ISBA-3L. Dans cette version, le sol est discréteisé en 3 couches :

- une première couche de profondeur d_1 de 1 cm au plus est utilisée pour contrôler la quantité d'eau de surface pouvant s'évaporer sur sol nu. Elle est incluse dans la

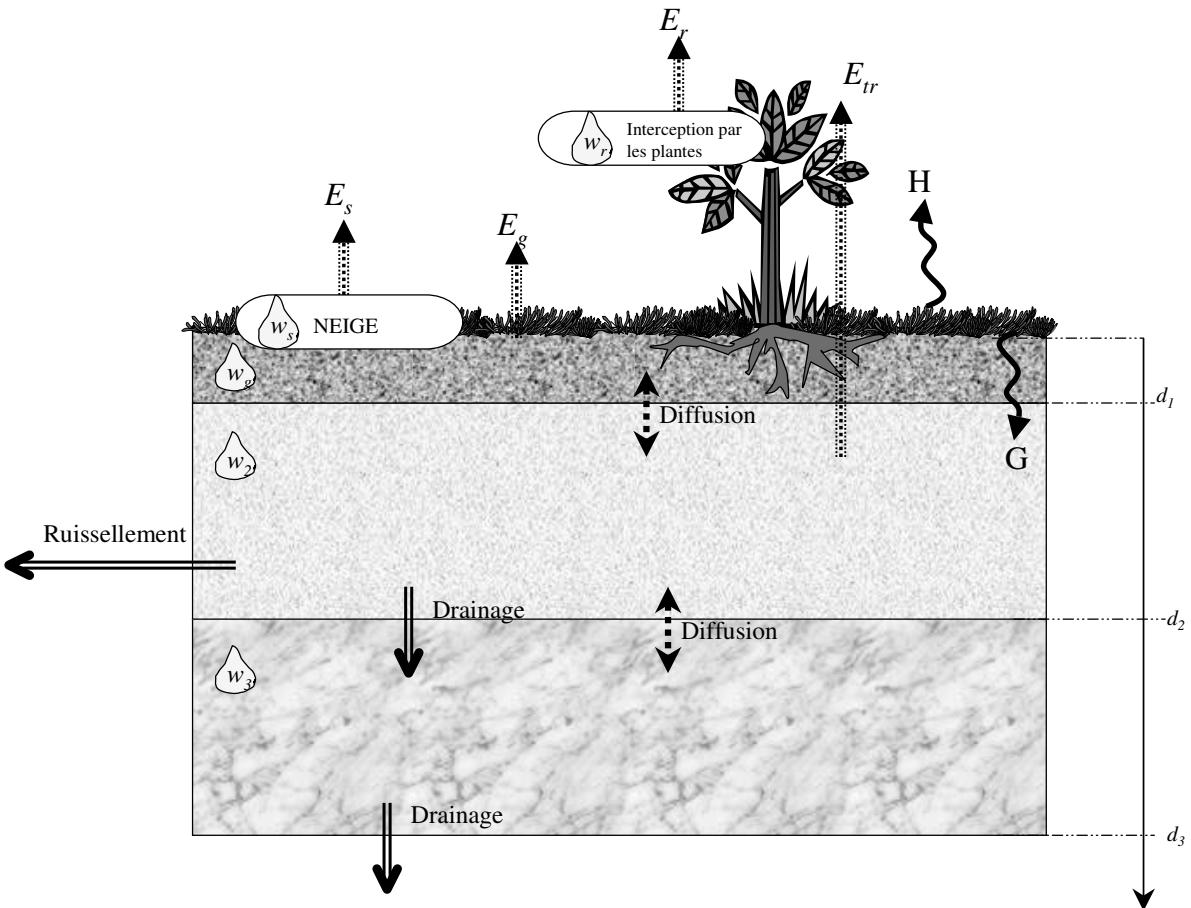


FIG. 3.1: Principe du modèle de surface ISBA d'après Boone *et al.* (1999)

deuxième couche,

- la zone racinaire de profondeur d_2 dépend du type de végétation. Elle permet de gérer l'eau disponible pour la transpiration,
- une troisième couche a été introduite pour mieux prendre en compte les composantes hydrologiques et en particulier la partition évapotranspiration/ruissellement. La profondeur totale du sol est alors d_3 .

ISBA réalise à la fois le bilan hydrique et le bilan énergétique. Concernant le bilan en eau (Fig. 3.1), ISBA répartit la quantité de précipitations (solides et liquides) arrivant en surface en différents termes :

- la quantité d'eau interceptée par la végétation,
- la quantité d'eau évaporée par le sol nu ou la végétation,
- la quantité d'eau issue de la transpiration des plantes,
- la variation de la quantité d'eau stockée par le sol,
- le flux d'eau ruisselée dans les couches peu profondes du sol,
- le flux d'eau drainée vers les couches les plus profondes.

Le bilan d'énergie est traité comme l'équilibre entre le rayonnement net, le flux de chaleur sensible, le flux de conduction dans le sol et celui de chaleur latente qui dépend des termes d'évaporation présents dans le bilan hydrique.

Pour traiter ces bilans, ISBA va devoir gérer la surface comme un système composite d'éléments hétérogènes : on retrouvera donc systématiquement des termes relatifs au sol, à la végétation et au manteau neigeux.

3.2.1 Variables nécessaires au forçage et variables pronostiques

En dehors des cas où ISBA est complètement couplé à un modèle atmosphérique, il est utilisé en mode forcé. Il est alors nécessaire de fournir au modèle les variables atmosphériques de forçage suivantes :

- \mathcal{R}_g , rayonnement solaire global
- \mathcal{R}_a , rayonnement atmosphérique descendant
- P_r , quantité de précipitations liquides
- S_r , quantité de précipitations solides
- T_a , température de l'air à 2 m
- q_a , humidité spécifique de l'air à 2 m
- V_a , vitesse du vent à 10 m
- P_s , pression atmosphérique à la surface.

A partir de ces variables de forçage atmosphérique, ISBA prévoit l'évolution temporelle de 11 variables, certaines relatives au sol :

- T_s , température de la surface du sol,
- T_2 , température moyenne de la couche racinaire,
- w_g , w_2 et w_3 , les contenus volumiques en eau de la couche superficielle, de la zone racinaire et du sol profond respectivement,
- w_{gi1} et w_{gi2} , les contenus volumiques équivalents en eau liquide de la glace dans les zones superficielle et racinaire.

Une variable relative à la végétation :

- w_r le contenu en eau du réservoir d'interception.

Enfin pour celles relatives à la neige, le manteau neigeux est discrétisé en trois couches (chacune est notée j , $j = 1..3$) pour lesquelles sont définis :

- w_{sj} , le contenu équivalent en eau du manteau neigeux,
- d_{sj} , l'épaisseur du manteau neigeux,
- h_{sj} , la quantité de chaleur stockée par la neige.

3.2.2 Caractéristiques physiographiques

La description du système sol-végétation-neige est réalisée via plusieurs paramètres. Des paramètres dits « primaires » découlent de nombreux autres paramètres dits « secondaires ». Les paramètres primaires sont :

- les types de sol, en terme de texture, qui sont qualifiés par des pourcentages d'argile X_{clay} et de sable X_{sand} ,
- les types de végétation (prairies, feuillus, conifères, cultures d'été ou d'hiver,...),
- des paramètres dépendant des deux types précédents comme la profondeur des couches de sol (d_1 , d_2 , d_3 citées plus haut), l'albédo α_t , l'émissivité de la surface ε .

Les paramètres «secondaires» liés au sol sont :

- w_{sat} , contenu en eau à saturation (porosité),
- w_{fc} , contenu en eau à la capacité au champ,
- w_{wilt} , contenu en eau au point de flétrissement,
- $k_{sat,c}$, constante de conductivité hydraulique à saturation,
- ψ_{sat} , potentiel hydrique à saturation,
- b , pente de la courbe de rétention d'eau,
- $C1_{sat}$, valeur de $C1$ (coefficients de force-restore) à saturation,
- $C2_{ref}$, valeur de $C2$ (coefficients de force-restore) pour $w_2=0,5.w_{sat}$,
- $C3$, coefficient de drainage des couches profondes,
- $C4$, coefficient de diffusion entre les couches profondes,
- w_{geq} , contenu en eau en surface à l'équilibre entre forces de gravité et de capillarité,
- Cg_{sat} , coefficient thermique du sol nu à saturation.

Ils sont estimés à partir des textures suivant les régressions établies par Noilhan et Lacarrère (1995).

Les paramètres liés à la végétation sont :

- R_{smin} , résistance stomatique minimale,
- LAI (*Leaf Area Index*), indice foliaire,
- z_0 , hauteur de rugosité,
- veg , fraction de végétation dans une maille.

Ils sont déterminés en fonction des différents types de végétation, à partir d'étalonnages disponibles et de données expérimentales. L'albédo, l'indice foliaire, la hauteur de rugosité et la fraction de végétation sont généralement prescrits en entrée du modèle au pas de temps mensuel. On peut ainsi dans une certaine mesure représenter l'évolution saisonnière moyenne de l'état de surface, comme par exemple l'apparition du feuillage des caduques au printemps et la chute de leurs feuilles à l'automne.

3.3 Bilan d'énergie

Le bilan radiatif en surface se décompose comme suit :

$$G = \mathcal{R}_n - H - LE \quad (3.1)$$

où G représente le flux de chaleur dans le sol, \mathcal{R}_n le rayonnement net, H le flux de chaleur sensible et LE le flux de chaleur latente.

Pour le calcul du rayonnement net interviennent :

- le rayonnement solaire descendant absorbé : $\mathcal{R}_g(1-\alpha_t)$,
- le rayonnement atmosphérique absorbé : $\varepsilon\mathcal{R}_a$,
- le rayonnement infrarouge émis par la surface : $\varepsilon\sigma T_s^4$ où σ est la constante de Stephan-Boltzmann.

Le rayonnement net est alors calculé en fonction des variables de forçage atmosphérique :

$$\mathcal{R}_n = \mathcal{R}_g(1 - \alpha_t) + \varepsilon(\mathcal{R}_a - \sigma T_s^4) \quad (3.2)$$

Le flux de chaleur sensible s'écrit selon les lois aérodynamiques :

$$H = \rho_a C_p C_H V_a (T_s - T_a) \quad (3.3)$$

où C_p est la chaleur spécifique de l'air, ρ_a est la densité de l'air et C_H coefficient d'échange (dépendant de la stabilité de l'atmosphère et de la rugosité).

Enfin, le flux de chaleur latente correspond à l'énergie de changement d'état de l'eau :

$$LE = \mathcal{L}_v (E_g + E_{veg}) + \mathcal{L}_s (S_{ice} + S_{snow}) \quad (3.4)$$

où E_g est l'évaporation du sol nu, E_{veg} celle de la végétation, S_{ice} la sublimation de la glace lors de sa fonte, S_{snow} celle de la neige, \mathcal{L}_v et \mathcal{L}_s les chaleurs latentes de vaporisation et sublimation. Ces différents termes relèvent du bilan hydrique et sont explicités dans la section suivante.

L'évolution temporelle de la température du sol utilise la méthode force-restore :

$$\left| \begin{array}{l} \frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T G - \frac{2\pi}{\tau} (T_s - T_2) \\ \frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau} (T_s - T_2) \end{array} \right. \quad (3.5)$$

où C_T est la capacité thermique du composite sol-végétation-neige (Douville *et al.*, 1995), et τ est une constante de temps de valeur 1jour.

3.4 Bilan en eau

Le bilan hydrique en surface du composite sol-végétation-neige pendant une durée Δt s'écrit :

$$P_g = \Delta w + E_{tr} + D_r + Q_t \quad (3.6)$$

où P_g est le taux de précipitation atteignant la surface, E_{tr} représente l'évapotranpiration totale, Q_t est le ruissellement de surface, D_r le drainage gravitationnel, enfin Δw représente la variation du stock d'eau dans le sol. Ces différents termes sont explicités dans les paragraphes suivants.

3.4.1 Précipitations efficaces et interception

Une partie des précipitations (P) est interceptée par la végétation (réservoir w_r). L'eau en excès sur les plantes va ruisseler vers la surface (Q_r). Ce ruissellement apparaît lorsque le réservoir d'interception w_r dépasse un seuil (w_{rmax}) qui dépend de la densité de la canopée ($w_{rmax}=0.2LAI.veg$).

Le réservoir d'interception dépend bien sûr de ce taux de précipitation mais également de l'évaporation directe de l'eau interceptée par la végétation (E_r). L'évolution de ce réservoir s'écrit :

$$\frac{\partial w_r}{\partial t} = vegP - E_r - Q_r \quad (3.7)$$

Il est également possible qu'une partie de l'eau atteignant le sol nu ruisselle directement (Q_s). Finalement, les précipitations efficaces, prêtes à s'infiltrer dans le sol, correspondent à :

$$P_g = (1 - veg)P + Q_r - Q_s \quad (3.8)$$

3.4.2 Evolution du contenu en eau liquide du sol

Dans ISBA-3L, les équations qui gouvernent l'évolution temporelle de l'humidité des trois couches de sol s'écrivent :

$$\left| \begin{array}{l} \frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1} (P_g - E_g - F_{gw}) - \frac{C_2}{\tau} (w_g - w_{geq}) \\ \frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (P_g - E_g - E_{veg} - F_{2w}) - D_{r1} - D_{f1} \\ \frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{d_2}{d_3 - d_2} (D_{r1} + D_{f1}) - D_{r2} \end{array} \right. \quad (3.9)$$

où

D_{r1} et D_{r2} sont les termes de drainage gravitationnel,

D_{f1} est le terme de diffusion verticale de l'humidité de la zone racinaire vers la zone profonde,

C_1 est le coefficient d'échange d'humidité entre la surface et l'atmosphère,

ρ_w est la masse volumique de l'eau liquide,

F_{gw} et F_{2w} sont les flux de changement de phase de l'eau dans la première et deuxième couche respectivement.

Les contenus en eau de chaque réservoir ne peuvent excéder la teneur en eau à saturation w_{sat} , corrigée de l'effet du gel du sol.

$$w_{sat,i} = w_{sat} - w_{gj,i}, j = 1..3 \quad (3.10)$$

Le terme de diffusion de l'eau entre la zone racinaire et le réservoir profond s'écrit :

$$D_{f1} = \frac{C_4}{\tau} (w_2 - w_3) \quad (3.11)$$

Les coefficients de "force-restore" C_1 , C_2 , C_3 , C_4 et w_{geq} ont été calibrés pour différentes humidités et textures de sol (Noilhan et Laccarrère, 1995).

3.4.3 Evapotranspiration

L'évapotranspiration totale comprend plusieurs termes puisqu'elle concerne le composite sol-neige-végétation :

$$E_{tr} = E_g + E_{veg} + S_{ice} + S_{snow} \quad (3.12)$$

L'évaporation sur sol nu s'écrit :

$$\left| \begin{array}{l} E_g = (1 - veg)(1 - snow)(1 - ice)\rho_a C_H V_a (h_u q_{sat}(T_s) - q_a) \text{ si } q_{sat}(T_s) \geq q_a \\ E_g = (1 - veg)(1 - snow)(1 - ice)\rho_a C_H V_a (q_{sat}(T_s) - q_a) \text{ si } q_{sat}(T_s) < q_a \text{ et } T_s < T_a \end{array} \right. \quad (3.13)$$

où ice et $snow$ sont les fractions de surface recouvertes par la glace (en réalité le sol glacé) et la neige respectivement, $q_{sat}(T_s)$ représente l'humidité spécifique à saturation à la température T_s , et h_u l'humidité relative de la surface du sol (dépendant du contenu en eau du sol et de la capacité au champ). Si $E_g < 0$, l'équation 3.13 décrit un flux de rosée.

L'évapotranspiration de la végétation comprend l'évaporation directe de l'eau présente sur la canopée et de la transpiration des plantes.

$$E_{veg} = \mathcal{T}_r + E_r \quad (3.14)$$

La transpiration de la végétation se produit tant que le contenu en eau de la zone racinaire est supérieur au point de flétrissement (qui représente un contenu en eau volumique w_{wilt}). Le flux de transpiration s'écrit :

$$\mathcal{T}_r = veg\rho_a \frac{1 - \delta}{R_a + R_s} (q_{sat}(T_s) - q_a) \text{ avec } R_a = \frac{1}{C_h V_a} \quad (3.15)$$

où δ est la fraction du feuillage recouverte d'eau. D'après Deardorff (1978),

$$\delta = \left(\frac{w_r}{w_{rmax}} \right)^{2/3} \quad (3.16)$$

R_s représente la résistance de la surface à la diffusion de l'eau modélisée comme suit :

$$R_s = \frac{R_{smin}}{LAI} \frac{F_1}{F_2 F_3 F_4} \quad (3.17)$$

La manière dont l'environnement conditionne le flux de transpiration (via la température et l'humidité de l'air mais aussi le rayonnement solaire) est modélisée par les fonctions F_1 , F_3 et F_4 . La fonction F_2 , quant à elle, dépend plus de l'état hydrique du sol : du contenu en eau de la zone racinaire, de la capacité au champ et du point de flétrissement.

Le flux d'évaporation de l'eau interceptée par la végétation s'écrit, quant à lui :

$$E_r = veg\rho_a \frac{\delta}{R_a} (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (3.18)$$

Le même formalisme que l'équation 3.13 est appliqué pour la sublimation de la glace et de la neige, modulo la fraction de surface concernée :

$$\begin{cases} S_{ice} = ice\rho_a C_H V_a (q_{sat}(T_s) - q_a) \\ S_{snow} = snow\rho_a C_H V_a (q_{sat}(T_s) - q_a) \end{cases} \quad (3.19)$$

Le traitement du sol gelé et de la neige sont plus amplement décrits dans Boone *et al.* (2000).

3.4.4 Drainage

Les termes de drainage gravitationnel (qui a lieu à la base de la zone racinaire pour D_{r1} et de la couche profonde pour D_{r2}) sont également calculés via la méthode force-restore : le contenu en eau tend à revenir vers la capacité au champ.

$$\begin{cases} D_{r1} = \frac{C_3}{\tau d_2} \max[w_{drain}, (w_2 - w_{fc})] \\ D_{r2} = \frac{C_3}{\tau(d_3 - d_2)} \max[w_{drain}, (w_3 - w_{fc})] \end{cases} \quad (3.20)$$

où w_{drain} représente un écoulement de base qui se produit même si $w < w_{fc}$. Ce terme appelé également drainage sous maille a été introduit par Habets *et al.* (1999a) pour soutenir les débits d'étiages, niveaux les plus bas des rivières.

3.4.5 Ruisseaulement de surface

Quand une maille est totalement saturée, l'eau ruisselle selon le principe de Dunne.²

$$\begin{cases} R_{2,sat} = \frac{\rho_w d_2}{\Delta t} \max[0, (w_2 - w_{sat})] \\ R_{3,sat} = \frac{\rho_w (d_3 - d_2)}{\Delta t} \max[0, (w_3 - w_{sat})] \end{cases} \quad (3.21)$$

A ce ruissellement explicite, Habets *et al.* (1999a) ont introduit un ruissellement sous-maille basé sur le principe VIC (Variable Infiltration Capacity) décrit dans Wood *et al.* (1992) et Dumenil et Todini (1992). Dans cette approche, une maille est découpée en une infinité de réservoirs élémentaires dont la capacité d'infiltration varie de manière continue entre 0 et une valeur i_m . La somme des contenus en eau de ces réservoirs donne le contenu en eau moyen de la maille. Soit i le contenu en eau des réservoirs non saturés et $A(i)$ la part saturée de la maille. Tout réservoir dont la capacité d'infiltration est inférieure à i est saturé. On a alors :

$$i = i_m [1 - (1 - A(i))^{\frac{1}{b}}] \Leftrightarrow A(i) = 1 \left(1 - \frac{i}{i_m}\right)^b \quad (3.22)$$

où b est le paramètre de courbure de la fonction de distribution (plus b est grand, plus le ruissellement est fort).

En faisant l'hypothèse que, lors d'un événement pluvieux, les pluies se répartissent uniformément sur la maille, chaque réservoir élémentaire reçoit la même quantité de précipitations P . Sur la fraction $A(i)$ de la maille, déjà saturée, du ruissellement va être généré. Les réservoirs dont la capacité d'infiltration est supérieure à $i+P$ vont pouvoir stocker l'eau reçue alors que les autres vont se remplir d'abord puis ruisseler une fois pleins.

Le ruissellement Q_s est donc généré d'une part par la contribution des réservoirs élémentaires déjà saturés mais aussi par celle des réservoirs qui se saturent au cours de l'événement précipitant :

$$Q_s = \int_i^{i+P} A(i) di = P + \frac{i_m}{b+1} \left[\left(1 - \frac{i+P}{i_m}\right)^{b+1} - \left(1 - \frac{i}{i_m}\right)^{b+1} \right] \quad (3.23)$$

Donc si le contenu en eau d'une maille est w_2 , la fraction saturée de la maille s'écrit :

$$A_{w_2} = 1 - \left(1 - \frac{w_2}{w_{sat}}\right)^{\frac{b}{b+1}} \quad (3.24)$$

Ce formalisme implique que du ruissellement est généré dans tous les cas sauf si le contenu en eau de la maille est nul. Pour pallier cette incohérence, Q_s est mis à zéro si $w_2 < w_{wilt}$ (Habets *et al.*, 1999a) .

3.5 Version avec profil exponentiel de conductivité hydraulique à saturation

L'écoulement de l'eau verticalement dans le sol est décrit par la loi de *Darcy* qui considère que le flux d'eau $q(z)$ est le produit de la conductivité hydraulique, k (m.s^{-1}) et du gradient

²Il est à noter qu'un ruissellement hortonien est aujourd'hui modélisé dans ISBA (Decharme et Douville, 2006), mais cette formulation n'était pas disponible dans SURFEX au début de cette thèse.

du potentiel hydrique, ψ (m) en fonction de la profondeur :

$$q(z) = k \frac{\partial}{\partial z} [\psi + z] \Leftrightarrow q(z) = k \left[\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right] \quad (3.25)$$

Le potentiel hydrique, également appelé pression ou charge hydraulique, et la conductivité hydraulique sont tous deux fonctions du contenu en eau du sol (w). Brooks et Corey (1966) et Clapp et Hornberger (1978) ont déterminé empiriquement :

$$\begin{cases} \psi(w) = \psi_{sat} \left(\frac{w}{w_{sat}} \right)^\beta \\ k(w) = k_{sat} \left(\frac{w}{w_{sat}} \right)^{-2\beta+3} \end{cases} \quad (3.26)$$

où ψ_{sat} est le potentiel hydrique à saturation. Les grandeurs ψ_{sat} , k_{sat} et w_{sat} dépendent de la texture des sols. Ces relations servent dans le calcul des paramètres secondaires liés aux propriétés du sol (w_{fc} , w_{wilt} , $C1_{sat}$, $C2_{ref}$, $C3$, $C4$). Dans la version originale de ISBA-3L, la conductivité hydraulique à saturation est constante sur toute la profondeur du sol et uniforme sur chaque maille. Puis pour modéliser le fait que le sol est plus poreux et aéré vers la surface qu'en profondeur (et donc laisse plus l'eau transiter verticalement près de la surface), Decharme *et al.* (2006) et Quintana-Seguí *et al.* (2008) ont introduit un profil de conductivité hydraulique à saturation variable avec la profondeur selon le formalisme :

$$k_{sat} = k_{sat,c} \cdot e^{-f(z-d_c)} \quad (3.27)$$

où f est le facteur de décroissance du profil exponentiel et d_c est la profondeur de compaction. Ce dernier paramètre correspond à la profondeur à partir de laquelle la conductivité hydraulique atteint la valeur $k_{sat,c}$. Les coefficients de Force-Restore doivent être reformulés avec ce changement de profil de k_{sat} . Quintana-Seguí *et al.* (2008) ont proposé des valeurs pour les paramètres f et d_c sur la plupart des bassins versants français. Cette calibration a été réalisée pour des débits quotidiens. On verra dans le chapitre 5 que les paramètres pour le couplage d'ISBA avec TOPMODEL ont été calibrés différemment.

3.6 La chaîne SIM

Une version du schéma ISBA est intégrée dans la chaîne hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU (Habets *et al.*, 2008) ou SIM. Les parties SAFRAN et ISBA sont opérationnelles à Météo-France depuis 2003 et tournent quotidiennement en temps réel. Les produits de cette chaîne ont été utilisés dans le cadre de cette thèse. SIM fournit un suivi quotidien en temps réel des composantes des bilans d'eau et d'énergie, en particulier du contenu en eau des sols.

Le forçage météorologique nécessaire à ISBA est fourni par l'analyse météorologique SAFRAN³. Ce système a été initialement développé au Centre d'Etude de la Neige (CEN) du CNRM dans le cadre de la prévision du risque d'avalanches sur les Alpes (Durand *et al.*, 1993 ; Durand, 1995). Puis il a été étendu à la France entière (Etchevers, 2000 ; Lemoigne,

³L'acronyme SAFRAN signifie Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige.

2002). L'objectif de SAFRAN est d'analyser des observations météorologiques de surface : température et humidité de l'air à 2 m, vent à 10 m, précipitations solides et liquides, nébulosité totale, rayonnements solaire et infrarouge. Cette analyse est réalisée sur des zones géographiquement et climatiquement homogènes. La France est décomposée en 615 zones de formes irrégulières, de surface inférieure à 100 km², sur lesquelles les gradients horizontaux climatologiques sont faibles. Pour les paramètres hors précipitations, l'analyse SAFRAN utilise comme ébauche les analyses des modèles météorologiques ARPEGE ou CEPMMT. Pour chaque zone, ces deux sources de données sont comparées d'abord pour éliminer les observations douteuses. Pour les précipitations, l'ébauche utilise un gradient climatologique moyen.

Puis une interpolation optimale des observations est effectuée au pas de temps de 24 h pour les précipitations quotidiennes et au pas de temps de 6h pour les autres variables. Une interpolation temporelle de tous les paramètres au pas de temps horaire est ensuite effectuée. Cette interpolation est linéaire pour tous les paramètres excepté pour la température près du sol et les précipitations. Pour la température, les variations diurnes sont prises en compte grâce à un modèle de transfert radiatif et à un rappel à l'équilibre (Martin, 1988). La température à 12 UTC est corrigée en fonction de la température maximale observée. Pour les précipitations, la répartition sur la journée se fait en fonction de l'humidité spécifique. La limite pluie/neige dépend de l'isotherme 0,5°C.

Ces données sont ensuite interpolées sur la grille ISBA de résolution 8 km x 8 km, en tenant compte de l'altitude de chaque maille. ISBA tourne au pas de temps de 5 minutes et va fournir à cette résolution temporelle les valeurs de ruissellement et drainage gravitationnel. Ces derniers sont cumulés et fournis en entrée du modèle hydrologique MODCOU (Ledoux *et al.*, 1984). Ce modèle assure le transfert des écoulements issus d'ISBA vers et dans la rivière pour produire des débits quotidiens. Cette dernière composante de la chaîne n'est pas opérationnelle.

La chaîne SIM a d'abord été calibrée sur les grands bassins versants français : le Rhône (Etchevers, 2000), l'Adour-Garonne (Morel, 2002), la Seine (Rousset-Regimbeau, 2007 ; Rousset *et al.*, 2004), puis sur la France entière (Habets *et al.*, 2008).

Chapitre 4

Le modèle hydrologique TOPMODEL

TOPMODEL, TOPOgraphy based hydrological MODEL, (Beven et Kirkby, 1979) est un modèle pluie-débit distribué qui s'applique quand la composante prépondérante dans la génération des crues est le ruissellement par excès de saturation. TOPMODEL tient compte de l'influence de la topographie sur la répartition de l'humidité dans le sol et donc sur la production de ruissellement superficiel. Il s'agit d'une des premières tentatives de modélisation de réponses hydrologiques distribuées, basée sur le concept de surfaces contributives variables. Depuis les débuts de TOPMODEL, de nombreuses versions ont été développées, toutes correspondant à la même philosophie mais répondant de manière plus spécifique à des problématiques particulières et à des niveaux de complexité variable. Ceci a été possible car TOPMODEL propose un cadre relativement simple pour l'utilisation d'un modèle numérique de terrain (ou MNT) et n'est pas trop coûteux en temps de calcul.

Un des principes généraux de TOPMODEL est l'utilisation d'un indice topographique de similarité hydrologique. En effet, l'hypothèse de base consiste à considérer que la répartition spatiale des humidités de sub-surface présente des régularités : certains points ont "systématiquement" le même contenu en eau de sub-surface. Des valeurs d'indice attribués à ces points similaires permettent de les regrouper numériquement sans perdre la connaissance de leur emplacement dans le bassin versant. Dans sa version la plus simple cet indice est un simple indice topographique combinant la surface drainée et la pente.

TOPMODEL modélise l'existence ou l'apparition d'une nappe de versant se développant dans la couche superficielle du sol (Beven et Kirkby, 1979 ; Sivapalan *et al.*, 1987). Cette "nappe de versant" est une nappe superficielle qui varie rapidement dans le temps. Elle n'est alimentée qu'en cas de pluie et disparaît en période sèche. Elle est donc à distinguer de la notion de nappe pérenne qui alimente les cours d'eau en période sèche. Aussi on parlera plutôt pour cette "nappe de versant" de front de saturation des écoulements superficiels (on peut ainsi parler de saturation sans que la matrice poreuse du sol le soit entièrement).

Lorsque ce front affleure à la surface, l'infiltration de la pluie devient très diminuée et considérablement ralentie puisque seule la matrice poreuse peut infiltrer les précipitations. Ceci provoque un ruissellement qui va contribuer au débit à l'exutoire du bassin versant. Cette contribution à l'écoulement est rapide. Mais, une composante plus lente est également modélisée en fonction d'un état moyen du bassin versant. Il s'agit du débit de base appelé aussi débit d'exfiltration de cette nappe de versant.

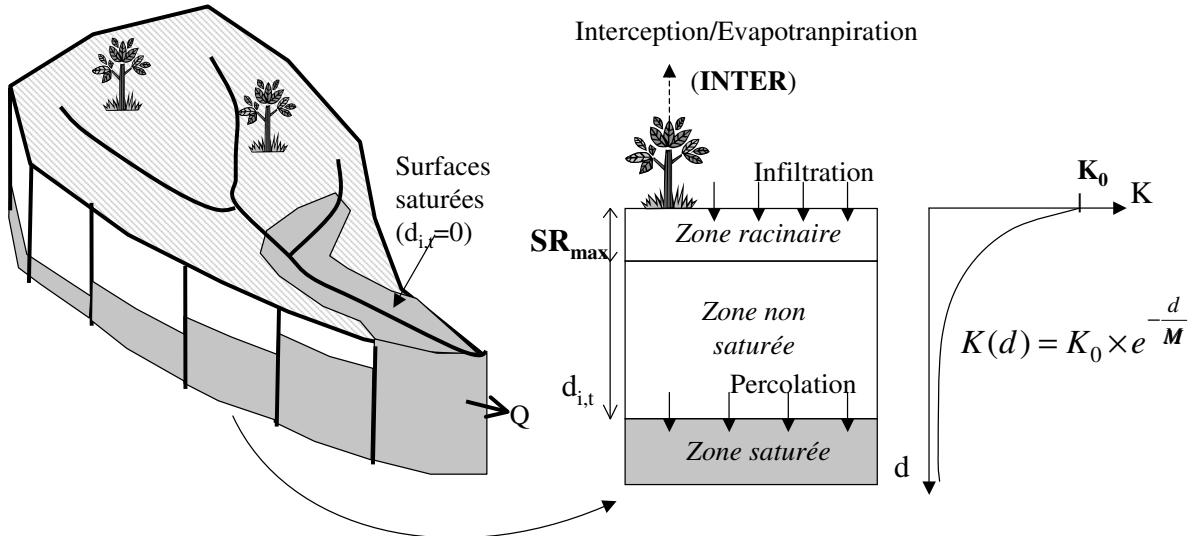


FIG. 4.1: Principe du modèle TOPMODEL (d'après Beven, 2001)

4.1 Principe général

La figure 4.1 présente le principe de fonctionnement de TOPMODEL. A l'aide d'un MNT, chaque bassin versant est délimité et discréteisé en pixels à la résolution de ce MNT. Le modèle TOPMODEL présenté ici se base essentiellement sur les simplifications de sa déclinaison TOPSIMPL (Saulnier *et al.*, 1997).

Il est de coutume de présenter l'approche TOPMODEL sous forme de différentes hypothèses. Tout d'abord, pour chacun des pixels, on suppose que la colonne de sol est composée d'une partie non saturée à l'équilibre avec une zone saturée en eau qui correspond au front de saturation. La profondeur de ce front pour un pixel est assimilée à un déficit en eau (pour atteindre la saturation). Cet état supposé est la conséquence d'un équilibre entre les flux d'eau entrant et sortant .

Soient $R_{i,t}$ le taux de recharge du front de saturation pour un pixel i et a_i l'aire drainée par unité de contour de ce pixel. Le flux entrant (en $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) pour le pixel i s'écrit alors : $a_i R_{i,t}$

On suppose également que le gradient hydraulique local est parallèle à la pente topographique et invariant dans le temps. β_i représente alors ce gradient hydraulique. Soit $T_{i,t}$ la transmissivité qui peut s'écrire comme l'intégrale de la conductivité hydraulique à saturation sur la verticale. Pour le pixel i , le flux en sortie peut s'exprimer comme : $T_{i,t} \tan(\beta_i)$. D'où :

$$a_i R_{i,t} = T_{i,t} \tan(\beta_i) \quad (4.1)$$

On fait une troisième hypothèse : la conductivité hydraulique à saturation décroît exponentiellement de la surface vers le sol profond. La transmissivité peut alors être exprimée en fonction du déficit local noté $d_{i,t}$.

$$\begin{aligned} T_{i,t} &= T_0 e^{-d_{i,t}/M} \\ T_0 &= M \cdot K_0 \end{aligned} \quad (4.2)$$

T_0 et K_0 sont respectivement la transmissivité et conductivité hydrauliques en surface à saturation : elles sont supposées uniformes et constantes sur le bassin versant (ces simplifications

peuvent être relaxées si besoin, Saulnier *et al.*, 1997). M est un coefficient de décroissance qui détermine la profondeur sur laquelle les écoulements latéraux peuvent se produire.

On suppose que les recharges de versants (recharge moyenne sur un pixel, de son amont jusqu'à la crête) sont faiblement variables au sein du bassin versant : ($R_{i,t} = R_t$). Si l'on définit maintenant, pour le pixel i , un indice tel que :

$$\lambda_i = \ln\left(\frac{a_i}{\tan(\beta_i)}\right) \quad (4.3)$$

on peut alors écrire :

$$d_{i,t} = -M(\lambda_i + \ln\left(\frac{R_t}{T_0}\right)) \quad (4.4)$$

A travers l'indice λ_i , l'aire drainée caractérise la capacité du pixel à recueillir l'eau amont, la pente caractérise sa capacité à évacuer l'eau accumulée. Ainsi, un pixel proche de la rivière ayant une surface drainée grande mais une pente faible aura un indice fort : il se sature facilement car il a du mal à évacuer l'eau qu'il reçoit. À l'inverse, un pixel situé sur une crête aura une forte pente et une faible aire drainée donc un indice faible car il sera difficile à saturer.

Si l'on intègre sur tout le bassin le déficit local, on peut calculer un déficit moyen \bar{D}_t (en m) tel que :

$$\bar{D}_t = -M(\bar{\lambda} + \ln\left(\frac{R_t}{T_0}\right)) \quad (4.5)$$

où $\bar{\lambda}$ est l'indice topographique moyen sur le bassin.

D'où

$$\bar{D}_t - d_{i,t} = -M(\bar{\lambda} - \lambda_i) \quad (4.6)$$

On voit bien ici que la variation du déficit local par rapport au déficit moyen sur tout le bassin est inversement proportionnelle à la variation de l'indice topographique local par rapport à l'indice topographique moyen. Ceci est d'autant plus intéressant que l'indice topographique ne dépend que de la topographie du terrain et peut être calculé une fois pour toutes. La connaissance du déficit moyen sur le bassin versant est alors suffisante pour accéder aux déficits locaux en tous points du bassin : c'est une relation d'échelles explicite. À saturation, un pixel a un déficit nul et donc un indice égal à :

$$\lambda_{sat} = \bar{\lambda} - \frac{\bar{D}_t}{M} \quad (4.7)$$

L'indice à saturation représente le seuil minimal à partir duquel le bassin est partiellement saturé. Les pixels pour lesquels $\lambda_i > \lambda_{sat}$ constituent la surface du domaine qui contribue au ruissellement et est notée A_{sat} .

4.2 Fonction de production

Le déficit local représente la profondeur du front de saturation et la couche de sol située au dessus de ce niveau correspond à la zone non saturée. C'est la gestion de cette zone qui conduit à la production de ruissellement (Fig. 4.1). Dans TOPSIMPL, cette zone non saturée est représentée surplombée d'une zone racinaire de profondeur $SRmax$. La pluie arrivant sur un pixel peut s'infilttrer dans le sol à condition que l'intensité de précipitation soit inférieure

à la conductivité hydraulique à saturation en surface K_0 . Cette condition est toujours remplie dans TOPSIMPL vu les valeurs choisies pour K_0 . L'eau infiltrée va donc remplir dans un premier temps le réservoir constitué par la zone racinaire. L'idée est de modéliser le fait que la partie superficielle du sol stocke de l'eau en début d'épisode pluvieux. Une partie de l'eau de ce réservoir peut être "perdue" par évaporation. Cette perte est incluse dans une composante notée $INTER$ dans laquelle sont également intégrées l'interception par la végétation ou sa transpiration. Lorsque la valeur $SRmax$ est dépassée, l'eau pénètre dans la zone non saturée proprement dite par drainage gravitaire rapide et alimente le front de saturation. Ce taux d'alimentation constitue la recharge de versant. M , K_0 , $SRmax$ et $INTER$ sont des paramètres à déterminer par une méthode de calage par exemple.

A chaque pas de temps, la connaissance de la recharge de versant permet d'accéder au déficit moyen et donc à la surface contributive comme on l'a montré dans le paragraphe 4.1. La pluie effective au temps t ($P(t)$) sur cette surface saturée va ruisseler et ce ruissellement va contribuer au débit de la rivière à l'exutoire considéré. Il s'agit là de la modélisation d'un ruissellement de type Dunne, de sub-surface.

$$Q_{r,t} = P(t)A_{sat} \quad (4.8)$$

Une contribution plus lente au débit est également modélisée. Elle correspond à un drainage capillaire de l'eau dans le sol et conduit à un débit d'exfiltration de la "nappe" aussi appelé débit de base. Ce débit est donné en moyenne pour le bassin versant par l'équation :

$$Q_{b,t} = AK_0M\exp\left(-\frac{\bar{Dt}}{M}\right)\exp(-\bar{\lambda}) \quad (4.9)$$

4.3 Fonction de transfert

Le débit de base et le ruissellement contribuent au débit à l'exutoire du bassin versant à des moments différents, leurs vitesses de transfert sont différentes. Aussi, le routage de ces composantes jusqu'à l'exutoire se fait avec deux fonctions différentes.

Pour calculer la part d'eau ruisselée qui contribue au débit à un certain moment, on utilise à nouveau le MNT. A partir de celui-ci, on peut calculer la distance d'un pixel i à la rivière le long du versant puis la distance le long de la rivière. En fixant des vitesses de l'eau sur versant et le long de la rivière, on déduit à quel moment l'eau ruisselée au pixel i parvient à l'exutoire. On considère qu'en général la vitesse de propagation de l'eau sur le versant est d'un ordre de grandeur inférieur à celle en rivière. Cette méthode est dite géomorphologique (Le Lay et Saulnier, 2007).

Le routage du débit d'exfiltration est géré différemment car on dispose ici d'une valeur produite pour tout le bassin versant. On utilise des isochrones, elles-aussi définies préalablement grâce au MNT. Ces isochrones donnent la quantité d'eau exfiltrée au total sur le bassin au temps t_0 qui est parvenue à l'exutoire au temps $t_0+\Delta t$.

4.4 Version adaptée au contexte de l'hydrologie des régions méditerranéennes

Une version de TOPMODEL, baptisée TOPODYN, a été spécifiquement développée au LTHE pour répondre aux caractéristiques des crues rapides méditerranéennes. Cette version prend en compte explicitement la variabilité spatiale de la pluie, qui peut être importante pour les précipitations convectives en région méditerranéenne, en remplaçant l'indice topographique statistique de la pluie par un indice hydrodynamique (Pellarin *et al.*, 2002) :

$$\lambda_i = \ln\left(\frac{a_{i,t} R_{i,t}}{\tan(\beta_i)}\right) \quad (4.10)$$

Dans cette formulation, la recharge du front de saturation peut varier dans l'espace en fonction de la pluie, ce qui conduit également à considérer des aires drainées variables (entre 0 et la surface drainée "topographique") pour chaque pixel.

Une autre modification par rapport à la version classique vise à améliorer la conservation de la masse (Saulnier et Datin, 2004 ; Habets et Saulnier, 2001). En effet, dans la version décrite ci-dessus, pour un pixel saturé, on peut aboutir à un déficit local négatif. Donc si la fraction saturée du bassin versant est grande, le déficit moyen peut être négatif. Pour pallier ce problème et pour mieux prendre en compte les cas de sols peu profonds (pour lesquels peu d'eau est disponible pour les écoulements latéraux), Saulnier et Datin (2004) ont introduit la possibilité d'une contrainte de bornes pour le déficit local tel que $0 < d_{i,t} < d_{max}$.

TOPODYN est utilisé en mode "événementiel" et peut éventuellement prendre en compte la variabilité des caractéristiques des sols sur le bassin versant. Il requiert le calage des quatre mêmes paramètres que TOPSIMPL.

Chapitre 5

Description du couplage

Suite aux travaux exploratoires de Habets et Saulnier (2001) sur le couplage entre ISBA et TOPMODEL, les principes d'un couplage pour la simulation des crues rapides ont été discutés au sein d'une collaboration CNRM-LTHE entre spécialistes de la modélisation des échanges sol-végétation et de la modélisation des crues rapides pour répondre aux recommandations d'un atelier PATOM-PNRH en 2001. Les développements du système couplé ont été entrepris par Chancibault *et al.* (2006b) dans le cadre du projet INTERREG/AMPHORE, puis poursuivis dans le projet GMES/PREVIEW. La difficulté de la spécification du couplage résidait dans le choix de la géométrie et du domaine pour les couplages et la distribution des représentations des processus communs aux deux modèles. Les principes ont été dictés par la volonté de tirer parti des points forts de chacun des modèles à coupler, à savoir la formulation de la redistribution des transferts latéraux et la fonction de transfert de TOPMODEL, la gestion du bilan en eau par ISBA :

- La redistribution latérale et le calcul des aires contributives se font à l'échelle du bassin versant, à la résolution du Modèle Numérique de Terrain (MNT) utilisé par TOPMODEL et à la fréquence horaire (comme dans les applications de TOPMODEL pour les crues rapides).
- L'indice de similarité hydrodynamique de TOPODYN est utilisé pour cette redistribution.
- Les écoulements sont gérés sur la colonne de sol sous les mailles ISBA de 1 km^2 , au pas de temps du quart d'heure.
- La version d'ISBA utilisée est ISBA-3L avec profil exponentiel de conductivité hydraulique à saturation (comme dans TOPMODEL).
- La fonction de transfert s'applique au bassin versant et réseau hydrographique discrétez à l'échelle du MNT.

Une autre volonté qui a guidé la spécification du couplage était de réduire le nombre de paramètres de calage du modèle hydrologique au minimum. Seuls deux paramètres sont ainsi à calibrer et correspondent aux deux paramètres qui nécessitaient déjà un calage dans ISBA.

Le couplage est décrit plus en détail dans la section 2 de l'article présenté au chapitre 6 ainsi que dans l'article Bouilloud *et al.* (2009) fourni en annexe B. Nous ne décrivons ci-dessous que les principales caractéristiques du couplage et de sa calibration.

5.1 Adaptation de la redistribution latérale TOPMODEL

On fait l'hypothèse que l'eau ne peut se déplacer latéralement que sur une certaine profondeur notée ΔZ_{eff} . Toutes les heures, le contenu en eau liquide dans le sol pour chaque maille ISBA sur la profondeur ΔZ_{eff} est calculé. Notons la $W_{eff,t}$ pour le temps t :

$$\begin{cases} W_{eff,t} = \frac{w_2 \cdot d_2 + w_3 \cdot d_3}{\Delta Z_{eff}} \text{ si } \Delta Z_{eff} > d_2 \\ W_{eff,t} = \frac{w_2 \cdot d_2}{\Delta Z_{eff}} \text{ sinon.} \end{cases} \quad (5.1)$$

Ce contenu est désagrégé sur les pixels TOPMODEL correspondant à la maille ISBA. Le contenu en eau liquide d'un pixel est obtenu en appliquant la tendance sur le pas de temps de TOPMODEL du contenu en eau du sol sur la maille ISBA correspondante. Pour un pixel i au pas de temps t , on le notera $w_{i,t}$:

$$w_{i,t} = w_{i,t-\delta t} + (W_{eff,t} - W_{eff,t-\delta t}) \quad (5.2)$$

Le taux de recharge du front de saturation pour ce pixel est donné par :

$$R_{i,t} = \max(0, (\min(w_{i,t}, w_{sat}) - w_{fc})) \Delta Z_{eff} \quad (5.3)$$

Le déficit moyen sur le bassin versant est évalué en fonction du déficit maximal et de la recharge de bassin :

$$\begin{aligned} \overline{D}_t &= \overline{d_{max} - R_{i,t}} \\ d_{max} &= (w_{sat} - \min(w_{i,t}, w_{fc})).\Delta Z_{eff} \end{aligned} \quad (5.4)$$

Dans le cas où le pixel est déjà saturé, l'eau excédentaire est répartie sur les autres pixels non saturés de la maille. Si le contenu en eau du pixel est au dessus de la capacité au champ, seule l'eau au dessus de cette capacité au champ est disponible pour la redistribution latérale. Dans le cas contraire, à l'issue de la redistribution latérale, le déficit en eau d'un pixel ne peut pas augmenter puisqu'il est limité par d_{max} . Le déficit maximal est, ici, variable dans l'espace. Ce caractère local de d_{max} et sa relation avec w_{fc} distinguent ce couplage entre ISBA et TOPMODEL des autres couplages où le déficit maximal est en général une constante.

La redistribution latérale est alors effectuée en supposant la conservation du déficit moyen selon l'équation 4.6. On obtient donc pour chaque pixel un nouveau déficit $d'_{i,t}$ et un nouveau contenu en eau volumique .

$$w'_{i,t} = w_{sat} - \frac{d'_{i,t}}{\Delta Z_{eff}} \quad (5.5)$$

Ces contenus sont moyennés sur la maille ISBA correspondante ce qui fournit un nouvel état d'humidité du sol sur le domaine ISBA.

5.2 Génération des écoulements

Il s'agit ensuite d'estimer les écoulements dans le sol. Soit R la quantité d'eau ruisselée sur une maille ISBA. Elle est fonction de la surface de maille saturée (a_{sat}) calculée à partir des

pixels de cette maille ayant un déficit nul.

$$R = P \cdot \frac{a_{sat}}{a_{ISBA}} \quad (5.6)$$

où a_{ISBA} est la surface totale d'une maille ISBA.

De plus, dans le cas où une maille est totalement saturée, le ruissellement par dépassement de saturation décrit dans les équations 3.21 peut être ajouté. A l'échelle de 1 km², ce cas de figure est rarissime.

Concernant les écoulements moins rapides, la formulation du débit de base (Equation 4.9) n'est pas utilisée dans ce système couplé. C'est le drainage profond d'ISBA (Equation 3.20) qui est assimilé à un drainage latéral. Cette contribution au débit est minoritaire par rapport au ruissellement.

Il faut noter ici que comme les contours d'ISBA et de TOPMODEL ne sont pas directement superposables (maille irrégulière des bassins / maille régulière dans ISBA), les conditions de flux nuls lors des échanges entre les deux grilles peuvent ne pas être respectées. Nous négligeons ici ces "erreurs" éventuelles. En effet, le calcul des bilans en eau sur le domaine ISBA et sur les bassins versants montre qu'ils sont fermés à quelques pourcents près.

5.3 Fonction de transfert

Ces flux d'eau ruisselée et drainée peuvent alors être routés jusqu'à l'exutoire du bassin versant considéré. Le drainage sur une maille ISBA est distribué uniformément sur les pixels correspondants alors que le ruissellement n'est distribué que sur les pixels saturés. On utilise la méthode géomorphologique (chapitre 4.3).

Diverses vitesses d'écoulement sont alors nécessaires. Tout d'abord, les vitesses de l'eau qui transite le long du versant et jusqu'au cours d'eau : V_h est celle de l'eau qui ruisselle en sub-surface (dans les premiers centimètres de sol) et V_g celle qui transite via le sol plus profond. Puis pour finir, la vitesse de l'eau dans la rivière est notée V_r .

Ces vitesses ont été déterminées par Bouilloud *et al.* (2009) (cf. annexe B). La valeur $V_g = 0,3 \text{ m.s}^{-1}$ utilisée classiquement dans TOPMODEL sur les bassins cévenols a été conservée. Cette dernière a une influence quasi-négligeable sur les débits simulés par le système dans le cas des crues rapides méditerranéennes car le drainage profond est minoritaire par rapport au ruissellement. Les deux autres, beaucoup plus sensibles, ont été déterminées afin que les débits simulés et ceux observés aient une chronologie d'évolution comparable. On a $V_h = 0,1 \text{ m.s}^{-1}$ et $V_r = 1 \text{ m.s}^{-1}$.

5.4 Domaine ISBA et bassins versants

Le système couplé utilisé dans cette thèse couvre les bassins de la région Cévennes-Vivarais : Ardèche, Cèze, Gardons (Fig. 5.1). Il a été récemment étendu au Vidourle. Le domaine couvert par ISBA dans le système couplé est montré Figure 5.1.

Les données physiographiques utilisées par ISBA proviennent de différentes bases de données disponibles pour les utilisateurs de SURFEX. Pour la topographie, la base GTOPO30 est une base de données globale à la résolution de 1 km² réalisée via des données satellites.

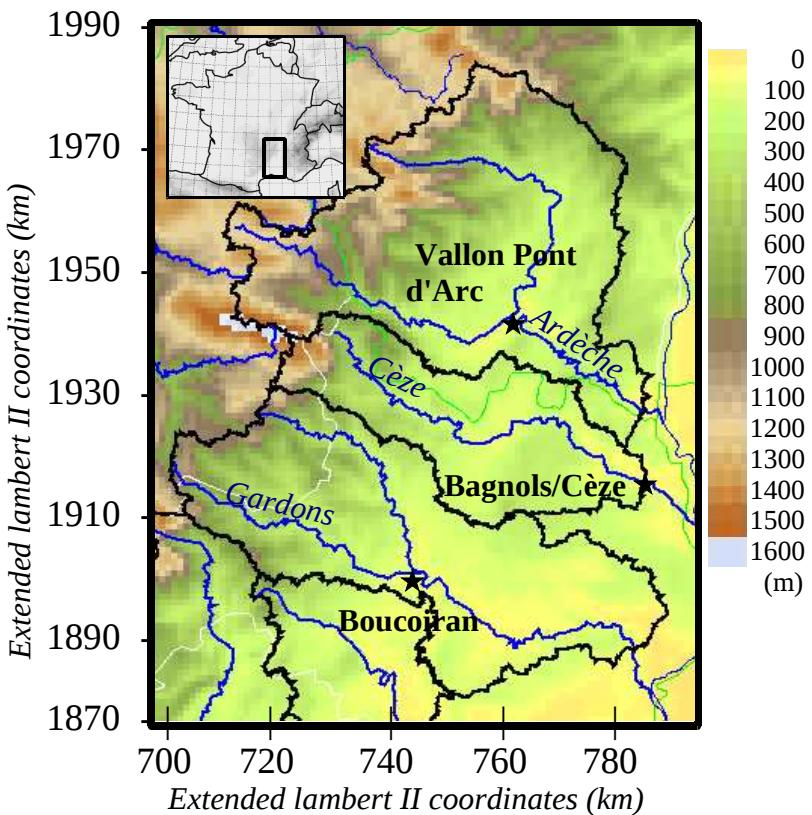


FIG. 5.1: Domaine ISBA incluant les 3 bassins versants sur lesquels TOPMODEL est appliqué.

Les textures de sol proviennent de la classification globale FAO (10 km). Les types de couverture végétale issus d'Ecoclimap sont disponibles à la résolution horizontale de 1 km².

Les exutoires des cours d'eau étudiés sont :

- Ners ou Boucoiran pour les Gardons (ces deux villages se situent de part et d'autre de la riv  re),
- Bagnols sur Cèze pour la Cèze,
- Saint Martin d'Ardèche (station utilisée pour la calibration par Bouilloud *et al.*, 2009) ou Vallon Pont d'Arc (station où l'on dispose de mesures dont l'acquisition se fait en temps réel) pour l'Ardèche.

Les exutoires ont été choisis car ils sont équipés d'échelles de mesures des hauteurs d'eau. Les débits sont restitués via une courbe de tarage disponible pour chacune des stations. Les mesures limnimétriques nous ont été fournies par l'Observatoire HydroMétéorologique Cévennes-Vivarais (OHM-CV, <http://www.1the.hmg.inpg.fr/OHM-CV/index.php>). La mission de cet observatoire est d'améliorer les connaissances et les capacités de prévision du risque hydrométéorologique associé aux pluies intenses et aux crues éclairs. Pour ce faire, l'observatoire collecte les données hydrométéorologiques sur la région Cévennes-Vivarais afin de disposer d'une base détaillée de données brutes et élaborées.

Les caractéristiques morphologiques de ces bassins¹ sont :

¹Extrait du "Règlement de surveillance, de prévision et de transmission de l'information sur les crues" (RIC) du SPC Grand Delta, approuvé le 16 août 2006

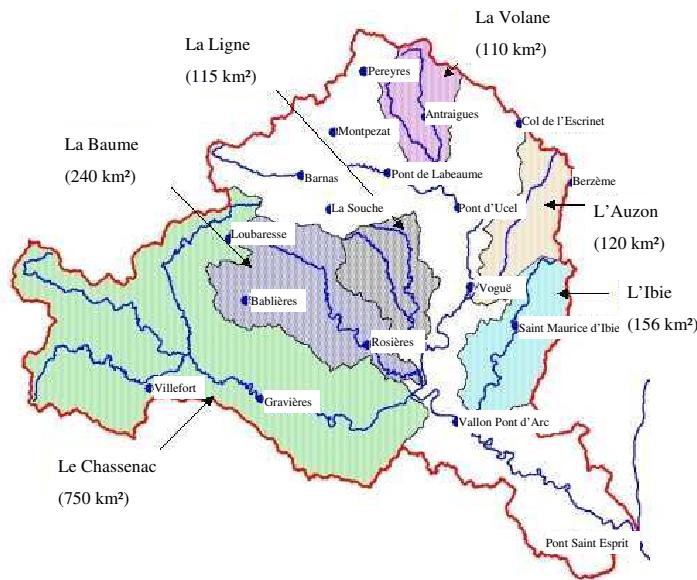


FIG. 5.2: Carte des sous bassins versant de l'Ardèche (*Source : RIC du SPC Grand Delta, approuvé le 16/08/2006*).



FIG. 5.3: Carte des sous bassins versant de la Cèze (*Source : RIC du SPC Grand Delta, approuvé le 16/08/2006*).

- pour l’Ardèche (Fig. 5.2), les bassins amont présentent essentiellement une configuration de moyenne montagne, avec des profils de vallées assez encaissés. Le secteur de confluence de ces trois sous bassins amont (entre Vogué et Vallon Pont d’Arc) présente quant à lui une configuration de plaine, avec des secteurs d’inondations qui s’élargissent sensiblement. En aval de Vallon, les gorges de l’Ardèche s’étendent sur 25 km, sans secteur de débordement notable.
- Pour la Cèze (Fig. 5.3), on peut distinguer plusieurs faciès différents : un bassin amont cévenol (jusqu’à Bessèges) caractérisé par un profil de moyennes montagnes formé de vallées étroites où s’écoulent des rivières à réaction rapide ; une zone de plaine élargie entre Bessèges et Tharaux où les premiers secteurs de débordement majeur sont notables, un secteur de gorges entre Tharaux et l’amont de Bagnols sur Cèze où les zones de débordement sont beaucoup plus limitées, une partie aval (de Bagnols au

Rhône) qui présente à nouveau un élargissement notable du lit majeur.

- Pour les Gardons (Fig. 5.4), on peut distinguer quatre faciès différents sur ce bassin : un bassin amont cévenol (jusqu'à Ners) formé des 2 sous-bassins du Gardon d'Anduze et du Gardon d'Alès, et caractérisé par un profil de moyenne montagne formé de vallées étroites où s'écoulent des rivières à réaction rapide ; une zone de plaine d'inondation entre Ners et Russan où les secteurs de débordement en lit majeur sont importants (plaine de la Gardonnenque) ; un secteur de gorges (entre Russan et Remoulins) où les zones de débordement sont beaucoup plus limitées ; une partie aval (de Remoulins au Rhône) qui présente à nouveau un élargissement notable du lit majeur.

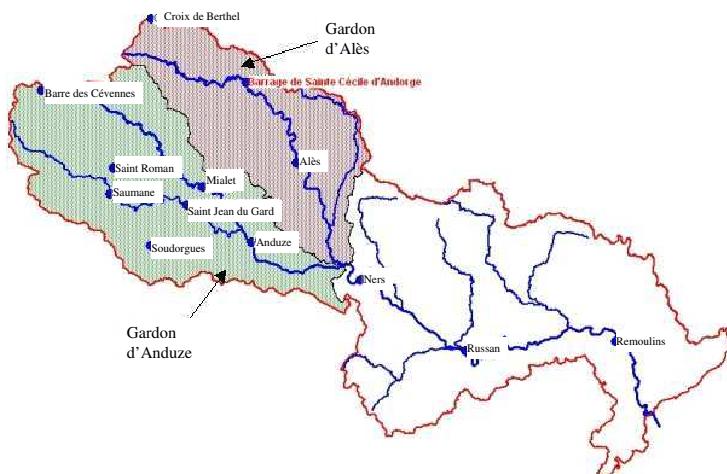


FIG. 5.4: Carte des sous bassins versant du Gardon (*Source : RIC du SPC Grand Delta, approuvé le 16/08/2006*).

Il est difficile d'obtenir des statistiques uniformes sur les crues historiques ou sur les durées de retour des débits observés sur ces exutoires. Toutefois des valeurs de références sont données dans le tableau 5.1.

	Vallon Pont d'Arc	Bagnols sur Cèze	Boucoiran(Ners)
Surficie	1930 km ²	1120 km ²	1100 km ²
Altitude	77 m	47m	100 m
Département	Ardèche (07)	Gard (30)	Gard (30)
Crue significative récente	1660 m ³ .s ⁻¹ en août 2004	900 m ³ .s ⁻¹ en décembre 2003	1800 m ³ .s ⁻¹ en octobre 1995
Crue historique	8000 m ³ .s ⁻¹ le 22 sept. 1890	3100 m ³ .s ⁻¹ le 9 sept. 2002	7000 m ³ .s ⁻¹ le 9 sept. 2002

TAB. 5.1: Métadonnées des bassins versants (*Source : Banque Hydro*) et crues de référence (*Source : site VigiCrues ou RIC SPC Grand Delta*) aux différents exutoires.

5.5 Calibration d'ISBA-TOPMODEL

L'article par Bouilloud et al. (2009) publié au Journal of Hydrometeorology décrit la calibration/validation d'ISBA-TOPMODEL sur les Gardons, la Cèze et l'Ardèche pour des

pas de temps horaires. Cet article est disponible en intégralité dans l'annexe B.

5.5.1 De la nécessité de calibrer ISBA-TOPMODEL

Le couplage entre ISBA et TOPMODEL permet de réduire le nombre de paramètres à déterminer pour le fonctionnement de TOPMODEL. Dans la version non couplée de TOPMODEL, plusieurs paramètres sont à déterminer (cf paragraphe 4.2) : M , K_0 , $SRmax$ et $INTER$. Les deux derniers paramètres modélisent le fait que toute la pluie n'est pas disponible pour le ruissellement ce qui est géré explicitement par ISBA (cf. 3.3) dans le système couplé. K_0 est également déterminé dans ISBA via la texture des sols (cf. 3.5). Il ne reste donc que le paramètre M qui gère la manière dont la conductivité hydraulique décroît avec la profondeur. Le système couplé est basé sur une version d'ISBA mise au point par Decharme *et al.* (2006) et Quintana-Seguí *et al.* (2008) où la conductivité hydraulique à saturation décroît exponentiellement de la surface vers le sol profond (cf. 3.5). Le paramètre M est donc directement lié au paramètre f d'ISBA via la relation :

$$M = \frac{w_{sat} - w_{fc}}{f} \quad (5.7)$$

Il ne demeure donc que les deux paramètres de l'équation 3.27 : f , facteur de décroissance exponentielle et d_c , profondeur de compaction. Ces derniers n'ont pas pu être déterminés jusqu'à présent en fonction de paramètres physiologiques. Quintana-Seguí *et al.* (2008) les a déterminés mais uniquement pour le modèle SIM, c'est-à-dire pour la simulation de débits quotidiens sur des grands bassins versants. Pour appliquer cette formulation pour la prévision de débits horaires, il est nécessaire d'étalonner ces paramètres spécifiquement pour le système couplé ISBA-TOPMODEL. Ce travail a été réalisé pour les trois bassins versants des Gardons à Boucoiran, de la Cèze à Bagnols sur Cèze et de l'Ardèche à St Martin d'Ardèche par Bouilloud *et al.* (2009).

5.5.2 Méthode utilisée pour l'étalonnage

On fait l'hypothèse que la valeur des paramètres est homogène sur un bassin versant. L'objectif de l'étalonnage est alors de trouver un jeu de valeurs pour ce couple de paramètres (f ; d_c) qui permette d'obtenir des débits simulés à l'exutoire du bassin versant au plus près des débits mesurés. A partir de l'état de l'art dans ce domaine, Bouilloud *et al.* (2009) ont mis en œuvre une méthode de calibration du système à partir d'une base de données d'événements comportant 10 épisodes de crues survenus sur les 3 bassins versants entre 2000 et 2005. Parmi ces épisodes, 4 évènements ont constitué l'échantillon d'étalonnage et 6 celui de validation. La constitution de ce type de base de données n'est pas chose aisée pour un modèle événementiel comme ISBA-TOPMODEL. Il fallait sélectionner des évènements où les débits étaient effectivement mesurés au même exutoire pour tous les événements et où l'on disposait de champs de précipitations homogènes. Les pluies utilisées en entrée d'ISBA-TOPMODEL provenaient de mesures de pluviomètres spatialement interpolées.

Le critère de comparaison entre débits simulés et observés choisi a été le coefficient d'efficience de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970). Les 3 jeux de paramètres sélectionnés à l'issue de l'étape de calibration ont été validés dans l'étape d'évaluation.

5.6 Principales conclusions de l'évaluation

L'évaluation sur les six événements indépendants a donné des résultats satisfaisants. La comparaison des hydrographes observés et simulés a montré que le système couplé parvenait à simuler tous les pics de crues observés, même si la chronologie ou l'amplitude du pic de crue simulés ne sont pas parfaits. Les simulations apportent toujours une information pertinente pour la prévision de crue rapide. Le système couplé s'avère ainsi utile pour la prévision en temps réel ou opérationnelle. La sensibilité du système aux champs de pluie utilisés en entrée est également soulignée dans Bouilloud *et al.* (2009) via des expériences de sensibilité comparant les réponses d'ISBA-TOPMODEL à différents champs de pluies observés (lames d'eau issues d'un radar, données de pluviomètres krigées, valeurs de l'analyse SAFRAN). L'intérêt d'utiliser des pluies au pas de temps horaire et contenant une information spatialisée réaliste est clair.

Chapitre 6

Appart du couplage

Après ce travail de consolidation, étalonnage et validation, nous avons cherché à estimer dans quelle mesure ce couplage entre ISBA et TOPMODEL avait un apport positif pour la simulation des crues rapides méditerranéennes. Ce travail a donné lieu à la rédaction d'un article paru au *Journal of Hydrology*.

Résumé de l'article Vincendon et al. (2010)

Pour introduire l'intérêt de coupler le schéma de surface ISBA et une version de TOPMODEL dans le but de mieux simuler des crues rapides méditerranéennes, une revue des couplages SVAT/modèles hydrologiques est d'abord réalisée. Le système couplé ISBA-TOPMODEL est ensuite décrit en détail avec son domaine d'application et la méthode de couplage.

Puis les résultats obtenus avec ce système sur six évènements de crues rapides survenus sur le sud-est de la France sont exposés. Les simulations réalisées avec le système couplé dans son intégralité ont été comparées d'une part à des simulations où la redistribution latérale de l'eau dans le sol via TOPMODEL était désactivée (c'est-à-dire en utilisant ISBA plus la fonction de transfert) et, d'autre part, à des simulations réalisées avec TOPMODEL seul. ISBA-TOPMODEL s'est montré capable de mieux prévoir les pics de crue, à la fois en intensité et en chronologie, que le modèle ISBA utilisé seul. La comparaison avec TOPMODEL seul, réalisée sur un unique bassin versant (pour lequel les valeurs des paramètres M , K_0 , $SRmax$ et $INTER$ étaient connues), a montré des performances des deux modèles très proches. Un avantage du couplage est qu'il peut simuler des débits sur une longue période contrairement à TOPMODEL qui est événementiel.

Enfin, pour mieux souligner les différences entre ISBA-TOPMODEL et ISBA seul, un cadre idéalisé a été mis en place. Cette dernière approche permet de s'affranchir d'un certain nombre de variabilités et donc de mieux appréhender le comportement du système couplé ISBA-TOPMODEL. L'intérêt d'utiliser ISBA-TOPMODEL et non ISBA seul est évident avec de meilleures simulations de débits et des humidités du sol simulées plus réalistes. Aussi, le système couplé ISBA-TOPMODEL permet de simuler des contenus en eau dans le sol et des débits qui ne dépendent pas uniquement de la pluie mais aussi de la topographie du bassin versant.

Cet article est extrait de *Journal of Hydrology*, vol 394 (2010), Vincendon B., Ducrocq V., Saulnier G.M. ; Bouilloud L., Chancibault K., Habets F., Noilhan J. , Benefit of coupling

the ISBA land surface model with a TOPMODEL hydrological model version dedicated to Mediterranean flash floods, pp 256-266 , copyright 2010 Elsevier , avec l'aimable autorisation de Elsevier.

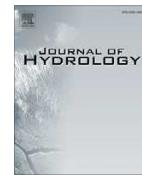
Journal of Hydrology 394 (2010) 256–266



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Hydrology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jhydrol



Benefit of coupling the ISBA land surface model with a TOPMODEL hydrological model version dedicated to Mediterranean flash-floods

Béatrice Vincendon^{a,*}, Véronique Ducrocq^b, Georges-Marie Saulnier^c, Ludovic Bouilloud^d, Katia Chancibault^e, Florence Habets^f, Joël Noilhan^b

^a GMME/MICADO, GAME/CNRM (Météo-France, CNRS), 42 av. G. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France

^b GAME/CNRM (Météo-France, CNRS), 42 av. G. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France

^c EDYTEM (UMR 5204, Université de Savoie, CNRS), Pôle Montagne, CISM, Campus Scientifique, FR-73376 Le Bourget du Lac Cedex, France

^d LTHE, UMR 5564 (CNRS, UJF, INPG, IRD), Domaine Universitaire, BP 53, F-38041 Grenoble Cedex 9, France

^e LPC – Nantes, Route de Bouaye, BP 4129, 44341 Bouguenais Cedex, France

^f UMR-SISYPHE ENSMP, Centre de géosciences, équipe SHR, 35 rue St. Honoré, 77305 Fontainebleau, France

ARTICLE INFO

Keywords:
Hydro-meteorological coupling
SVAT
ISBA
TOPMODEL
Flash-flood

SUMMARY

The ISBA land surface model and a version of the TOPMODEL hydrological model have been coupled to simulate Mediterranean flash-floods. This coupling makes use of the watershed topography to compute the sub-surface lateral water fluxes and spatial and temporal dynamics of the saturated areas, following the TOPMODEL principles. The ISBA model governs the overall water budget and estimates the runoff supplied to the flow routing model.

When applied to six flash-flooding events that occurred recently over South-eastern France the coupled system proved its ability to better forecast both timing and intensity of the flood peaks compared with the ISBA model used alone. To highlight further the differences between the two systems, an idealized framework was set up. The benefit of using ISBA-TOPMODEL instead of the ISBA model alone is clearly shown and leads to more physically consistent soil moisture and discharge simulations. The coupled system is able to simulate soil moisture and discharges that are not only governed by the rainfall, but also by the topography of the watershed.

© 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The Northwestern Mediterranean is prone to heavy rainfall events that lead to flash-floods over the small to medium basins of this region (ranging from 10 km² to 2000 km²) especially during the fall season. Either quasi-stationary mesoscale convective systems, which can last several hours, or frontal disturbances blocked by the mountains can produce high precipitation totals (Nuissier et al., 2008) that trigger severe flash-floods (Delrieu et al., 2005). The hydrological response of those watersheds has been found to be mainly driven by runoff over saturated areas (Cosandey and Didon-Lescot, 1990; Lardet and Obled, 1994; Taha et al., 1997; Saulnier and Datin, 2004). Some hydrological models were then developed to represent such kind of hydrological behaviour and were evaluated on these regions (Pellarin et al., 2002; Le Lay and

Saulnier, 2007). Most of them are based on the TOPMODEL framework (Beven and Kirkby, 1979; Beven et al., 1995) which makes use of spatial variabilities such as the topography. TOPMODEL introduced the concept of hydrological similarity and it was one of the first attempts to model distributed hydrological response based on the process of runoff on saturated areas (Dunne and Black, 1970).

Although this process is now quite well established as the dominating one in these regions, it is not the only ingredient to take into account when modelling severe flash-floods. Previous sensitivity studies showed that the spatial and temporal rainfall forcing and the spatial distribution of the initial soil water state of the watersheds are also two key factors explaining the performance of such hydrological models (Le Lay and Saulnier, 2007; Saulnier and Le Lay, 2009). Particular attention must thus be paid to rainfall and evapotranspiration estimation. In other words, coupling hydrological models with Soil Vegetation Atmosphere Transfer (SVAT) schemes could be beneficial to simulate distributed flash-floods generation over Mediterranean watersheds.

Since the beginning of the 1990s, such studies on the coupling between evaporation and transpiration modelling (SVAT schemes)

* Corresponding author.

E-mail addresses: beatrice.vincendon@meteo.fr (B. Vincendon), veronique.ducrocq@meteo.fr (V. Ducrocq), georges-marie.saulnier@univ-savoie.fr (G.-M. Saulnier), ludovic.bouilloud@hng.inpg.fr (L. Bouilloud), katia.chancibault@lpc.fr (K. Chancibault), florence.habets@ensmp.fr (F. Habets), joel.noilhan@meteo.fr (J. Noilhan).

and soil infiltration, runoff genesis and flood propagation modeling (hydrological models) were carried out (Wood et al., 1992; Famiglietti and Wood, 1994a,b; Stieglitz et al., 1997; Wooldridge et al., 2003) and are still an on-going research topic. These studies about coupling usually aimed at improving the runoff computation within SVATs using a hydrological model as a subgrid runoff parameterization (Warrach et al., 2002; Stieglitz et al., 1997; Koster et al., 2000; Ducharme et al., 2000). Such couplings were in particular developed for ISBA (Noilhan and Planton, 1989) and TOPMODEL, i.e. the models used in this study. Habets and Saulnier (2001) used the TOPMODEL topographic index within the two-layer (the surface and root layers) version of ISBA in order to replace the conceptual VIC subgrid runoff parameterization (Dümenil and Todini, 1992). Pellenq et al. (2003) used also the TOPMODEL formalism to spatially disaggregate the ISBA generated soil moisture based on topography and soil depth. More recently, Decharme and Douville (2006) extended this work to the ISBA-3L version where a third soil layer is more specifically dedicated to hydrology (Boone et al., 1999). This study also showed an improvement of the simulated catchment water budget. However these studies were limited to a 1D-vertical coupling with no lateral flow of soil water between neighbouring grid meshes. This study was also carried out at seasonal and regional scales, using a global statistical description for topography rather than the fine scale topography of the watersheds. Only few studies have implemented a full coupling between a SVAT scheme and an hydrological model, i.e. not only a hydrological subgrid parameterization but also including other hydrological processes such as the discharge propagation within the river network (Walko et al., 2000; Seuffert et al., 2002). However the benefit of such coupling for quantitative discharge forecast has not already been studied.

Our study goes one step further in the modelling of the coupled hydro-meteorological processes by designing and evaluating a full 2-way coupling between the ISBA-3L SVAT model and the TOPMODEL hydrological model to simulate flash-flooding at the event scale. The runoff generation is still computed as a subgrid parameterization of the SVAT model, i.e. within a 1D vertical column but the hydrological model estimates the lateral sub-surface water fluxes within the soil layers and between neighbouring SVAT grid meshes. The hydrological model also computes the propagation of the hillslope runoff and the discharges within the river network.

This coupling may then be seen as a split between the 1D processes (evapotranspiration, porous media infiltration) which are modelled by the SVAT at its own scale and the 2D processes (sub-surface lateral water fluxes, runoff and flood propagation) which are represented by the distributed hydrological model at its own and finer resolution. The runoff on saturated areas is computed following the method used in TOPODYN, a Mediterranean flash-flood dedicated version of TOPMODEL (Pellarin et al., 2002). Indeed, this runoff estimation is particularly dedicated to the hydro-meteorological context of the Northwestern Mediterranean region as it allows to take into account the high spatial variability of the Mediterranean precipitation events through a temporally dynamic hydrological index. The distribution of water within the catchment is not only based on topographic information but also on the variability of the rain over the watershed. The benefit of having coupled a SVAT model with a hydrological model dedicated to the simulation of flash-floods is illustrated in the present study both on real cases and for idealized conditions.

The outline of the paper is as follows. Section 2 describes the principles of this new coupling between ISBA-3L and TOPMODEL. Results of its application to six recent flash-flood events are discussed in Section 3. Then, a detailed analysis of the benefits of the coupled system is carried out in Section 4 thanks to idealized simulations. Concluding remarks follow in Section 5.

2. The ISBA-TOPMODEL coupled system

Like most of land surface models, ISBA aims to best represent the water and energy fluxes between the land surface and the atmosphere. A high emphasis in ISBA was thus given to the representation of one-dimensional vertical processes (evapotranspiration, infiltration, gravitational drainage, vertical soil moisture diffusion, etc.) based on the force-restore method (Deardorff, 1977, 1978). The 3-layers ISBA version is used here with a 1-km regular grid covering the Cévennes–Vivarais region (Fig. 1). A first very thin surface layer interacts with the atmosphere and has a uniform depth (d_1). Then a root zone of depth d_2 is dedicated to the management of available water for plants. At last, a deep-soil zone ends at depth d_3 below which soil moisture does not vary anymore. The sub-surface runoff is produced when the soil layers

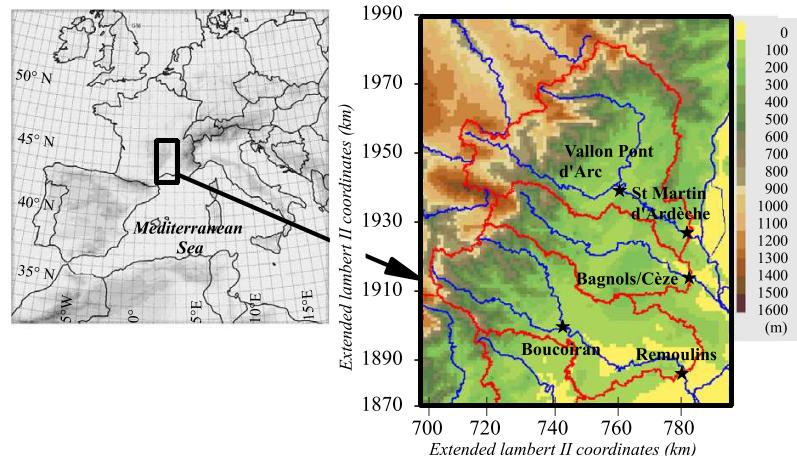


Fig. 1. The ISBA domain enclosing the Cévennes–Vivarais watersheds together with model terrain (in meter) at 1 km² resolution. Rivers are shown as blue lines whereas the red lines delineate the main watersheds. Stars indicate the main outlets: St. Martin for the Ardèche river (2240 km²), Bagnols for the Cèze river (1110 km²), Boucoiran for the Gardons river (1090 km²) and Remoulins for the Gard river (1910 km²). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

2 and 3 become saturated because of rainfall (Dunne mechanism). In the original ISBA model (Habets et al., 1999a), the saturated areas are parameterized according to the variable infiltration capacity (VIC) formulation (Wood et al., 1992; Dumenil and Todini, 1992), which depends on the soil moisture and precipitation intensity of the given mesh and on a shape parameter (generally called b) that has to be calibrated. In the ISBA-TOPMODEL coupled system, the saturated hydraulic conductivity for ISBA has been modified to follow an exponential decrease from the surface to the deep soil (Decharme et al., 2006; Seguí et al., 2009) in order to be consistent with the formulation of the hydrological model. This exponential profile is described by two parameters that need to be calibrated.

As for TOPMODEL, it simulates the lateral flow of the soil water content at the 50-m resolution of the Digital Terrain Model (DTM). TOPMODEL is run over the three main watersheds of the Cévennes–Vivarais region (Fig. 1). In the well-known original version of TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979), the water content was derived at each time step as a function of the mean water storage over the watershed and of the topographic index λ_i at each DTM pixel depending on topographic features:

$$\lambda_i = \ln \left(\frac{a_i}{\tan \beta_i} \right) \quad (1)$$

where a_i (m) is the drainage area per unit length for pixel i and $\tan \beta_i$ (–) is the topographic local slope approximating the hydraulic gradient of the perched hill slope water table.

In the present study, a most recent version of TOPMODEL, called TOPODYN, is used to explicitly take into account the spatial variability of the rainfall through a modified index of hydrologic similarity:

$$\lambda_{i,t} = \ln \left(\frac{a_{i,t} r_{i,t}}{\tan \beta_i} \right) \quad (2)$$

where $r_{i,t}$ (m) is the hillslope recharge of the water table for the pixel i at the time step t and the dynamical drainage area $a_{i,t}$ is given by:

$$a_{i,t} = a \times N_{i,j,t} \quad (3)$$

where a (m) is the area of a single pixel and $N_{i,j,t}$ is the number of pixels j which actually contributes to the input lateral flow in the pixel i divided by the contour length of pixel i . The contributing pixels j are those located upslope the pixel i and with a positive recharge $r_{j,t}$.

Contrary to the original version of TOPMODEL, the index of hydrologic similarity varies in time for TOPODYN. Not only the time variation of the hillslope recharge $r_{i,t}$ at a given pixel i is taken into account, but also the drainage area $a_{i,t}$ of this given pixel can change according to the actual moisture deficit of the neighbouring pixels. If a hillslope is no longer overlaid by some rainfall this implies for example that, after a delay depending of the recession rate, the drainage area of a “dry” hillslope may be equal to zero, which is not possible with the classical TOPMODEL framework. In other words, the drainage area of any pixel may vary between zero (if no sub-surface downslope flow takes place on the hillslope) and the total topographic upslope area (if sub-surface flow takes place over the entire hillslope). The area where sub-surface downslope flows occur in the coupled simulations is allowed therefore to change in time and space according to the spatial and temporal variability of the rainfall, the basin topography and the soil moisture deficit. The latter is formulated as:

$$d_{i,t} = M(\bar{\lambda} - \lambda_{i,t}) + \bar{d}_t \quad (4)$$

where $\bar{\lambda}$ (–) and \bar{d}_t (m) are respectively the mean hydrological index and the mean storage deficit over the catchment. M (m) is the rate

of decrease of transmissivity with depth and may be linked to the effective depth Δz_{eff} (m) or active storage of the catchment soil profile. The pixels for which the local deficit is predicted null ($d_{i,t} = 0$) constitute the saturated contributing areas, where runoff will occur.

The principles of the coupling between ISBA and TOPMODEL are presented in Fig. 2. In the following, capital letters are used for variables defined on the ISBA grid whereas lower-case letters are used for variables defined on the TOPMODEL grid. The following steps constitute the full 2-way coupling between ISBA and TOPMODEL (Fig. 2).

Step 1: ISBA governs the evolution of the water and energy fluxes at 15-min time step, including the time evolution of the soil water content W_2 and W_3 of the root and deep soil layers of ISBA, respectively. The soil moisture $W_{i,t}$ at ISBA mesh I and time t over the active layer of depth Δz_{eff} is computed as a depth-weighted average of W_2 and W_3 . Δz_{eff} is the depth of soil where the coupling between ISBA and TOPMODEL is activated, i.e. where the lateral transfers are possible.

Step 2: Every hour, the soil water content $W_{i,t}$ is disaggregated on the TOPMODEL grid. $w_{i,t}$ at each TOPMODEL pixel i is thus diagnosed from the time variation of water content $W_{i,t}$ simulated by ISBA during one TOPMODEL time step δt (i.e. $\delta t = 1$ h):

$$w_{i,t} = W_{i,t-\delta t} + (W_{i,t} - W_{i,t-\delta t}) \quad (5)$$

The hillslope recharge of the water table $r_{i,t}$, the maximum local deficit d_{max} and the local saturation deficit $d_{i,t}$ at each TOPMODEL pixel i can be deduced using Δz_{eff} and $w_{i,t}$ and the soil porosity (w_{sat}) and field capacity (w_{fc}):

$$r_{i,t} = \max(0, \min(W_{i,t}, w_{sat}) - w_{fc}) \times \Delta z_{eff} \quad (6)$$

$$d_{max} = (w_{sat} - \min(W_{i,t}, w_{fc})) \times \Delta z_{eff} \quad (7)$$

$$d_{i,t} = d_{max} - r_{i,t} \quad (8)$$

The maximum local deficit d_{max} was introduced by Saulnier and Datin (2004) to take into account thin soils that are not able to stock a lot of water.

The mean storage deficit \bar{d}_t over the watershed can be evaluated as:

$$\bar{d}_t = \frac{1}{N} \sum_i (d_{max} - r_{i,t}) \quad (9)$$

From Eq. (2), the dynamical index of hydrologic similarity $\lambda_{i,t}$ can thus be deduced.

Step 3: At the DTM pixel scale, the preferential lateral water fluxes are then calculated by TOPMODEL using the dynamical index of hydrologic similarity. The local deficit ($d'_{i,t}$) is thus updated:

$$d'_{i,t} = M(\bar{\lambda} - \lambda_{i,t}) + \bar{d}_t \quad (10)$$

The saturated areas correspond to the pixels with $d'_{i,t} = 0$.

Step 4: The water content at each DTM pixel of the watershed is then updated ($W'_{i,t}$) and then aggregated to produce an updated water content ($W'_{I,t}$) over each ISBA mesh:

$$W'_{i,t} = w_{sat} - \frac{d'_{i,t}}{\Delta z_{eff}} \quad (11)$$

$$W'_{I,t} = \overline{W'_{i,t}}_{i \in I} \quad (12)$$

Step 5: Values of the contributing areas as well as surface runoff R_{surf} are updated:

$$R_{surf} = P \frac{a_{sat}}{a_{ISBA}} \quad (13)$$

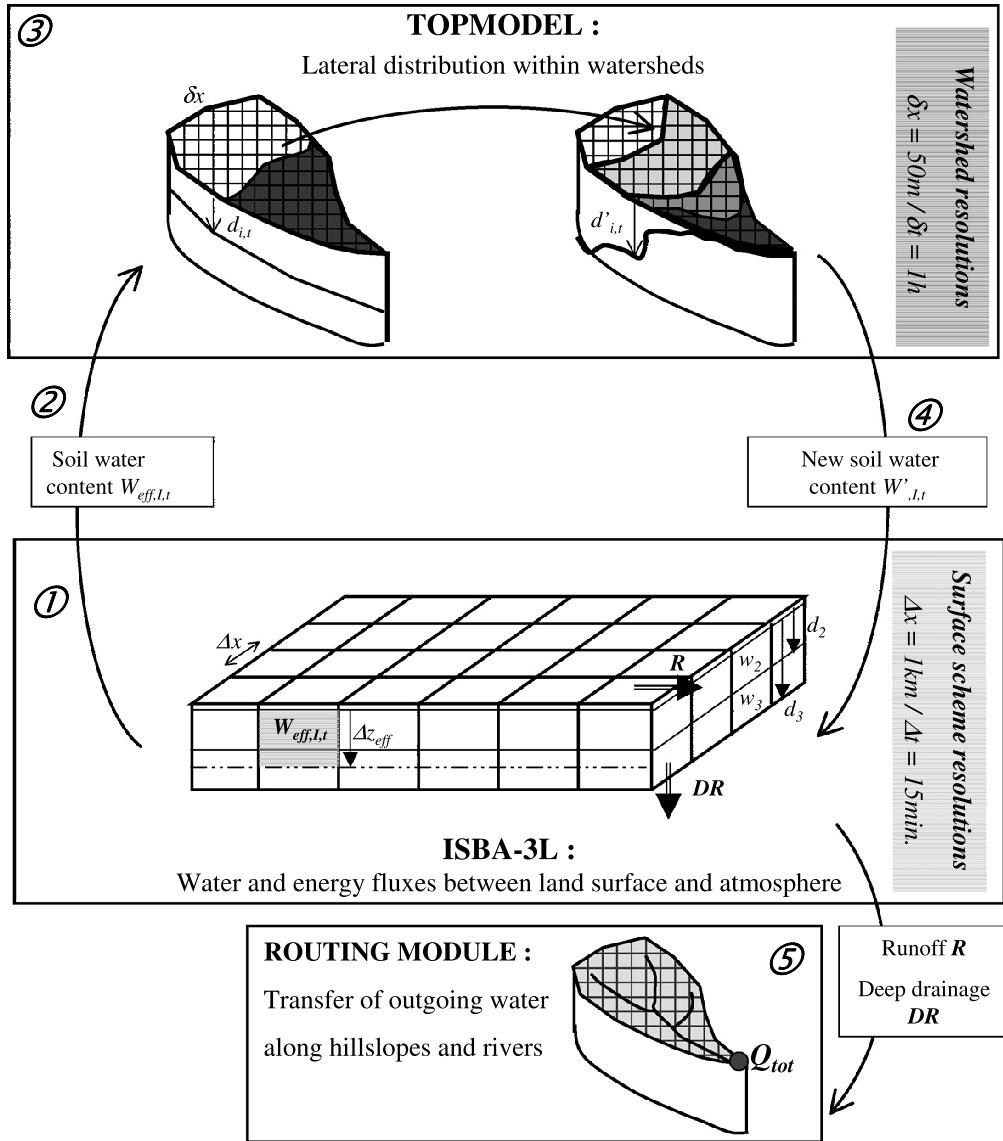


Fig. 2. Principles of the coupling between ISBA and TOPMODEL. See text for definition of the variables.

where P is the precipitation input on a given ISBA mesh of area a_{ISBA} and a_{sat} is the total area of contributing saturated TOPMODEL pixels (those with $d_{i,t} = 0$) contained within the given ISBA mesh. Then, the total surface runoff R is obtained by adding R_{surf} to the sub-surface runoff $R_{2,sat}$ and $R_{3,sat}$ produced when the water content exceeds the saturation level of the root soil layer and the deep soil layer, respectively. They are given by:

$$R_{2,sat} = \frac{\rho_w d_2}{\Delta t} \max[0, (w_2 - w_{sat})] \quad (14)$$

$$R_{3,sat} = \frac{\rho_w (d_3 - d_2)}{\Delta t} \max[0, (w_3 - w_{sat})] \quad (15)$$

where Δt is the ISBA time step.

The formulation of total deep drainage DR at the bottom of the soil is unchanged with respect to the original ISBA:

$$\rho_w (d_3 - d_2) K_3 = \rho_w d_3 \frac{C_3}{\tau} \max[0, (w_3 - w_{fc})] \quad (16)$$

where τ (s) represents the restore constant of one day and C_3 the dimensionless force-restore coefficient for the total soil column.

The quantities R and DR are then transferred to the outlet of the basin to estimate the total discharge (Q_{tot}). The propagation routines are based on a geomorphological approach developed for a recent version of TOPMODEL called *n*-TOPMODELS (Le Lay and Saulnier, 2007; Saulnier and Le Lay, 2009): the distance from a grid mesh to the river and then the distance along the river up to the considered outlet are determined from the DTM and velocities of the water along the hillslope in the ground and in the river are used to compute the transfer time. This coupling with the routing module is also performed at an hourly time-frequency that allows

Table 1

Hydro-meteorological characteristics of the flash-flood events.

Date	Maximum observed rainfall	Maximum observed peak discharge
5–9 September 2005	Two rainy successive episodes: – 320 mm in 36 h (from 5 September at 00 UTC to 6 September at 12 UTC). – 220 mm in 24 h (08 September)	750 m ³ s ⁻¹ at Remoulins (Gardons)
18–21 October 2006	450 mm in 48 h (from 18 October at 12 UTC to 20 October at 12 UTC)	1340 m ³ s ⁻¹ at Boucoiran (Gardons)
16–19 November 2006	191 mm in 48 h (from 16 November at 00 UTC to 18 November at 00 UTC)	660 m ³ s ⁻¹ at Bagnols (Cèze)
19–24 November 2007	412 mm in 84 h (from 19 November at 12 UTC to 23 November at 00 UTC), au Mont Aigoual (Gard Department)	810 m ³ s ⁻¹ at Vallon Pontd'Arc (Ardèche)
21 and 22 October 2008	470 mm in 24 h (from 21 October at 12 UTC to 22 October at 12 UTC)	1300 m ³ s ⁻¹ at Boucoiran (Gardons)
1 and 2 November 2008	516 mm in 48 h (from 31 October at 00 UTC to 02 November at 00 UTC)	1400 m ³ s ⁻¹ at Boucoiran (Gardons)

to correctly capture the temporal dynamics of the Mediterranean flash-floods (Saulnier and Datin, 2004; Pellenq et al., 2003).

In the following, simulations performed with the ISBA-TOPMODEL coupled system are called Cx, with x being the number of the simulation. They are compared to simulations with ISBA alone (called hereafter Rx) for which the ISBA runoff and drainage have been transferred to the outlet of the watershed with the same method as the one used for the ISBA-TOPMODEL coupled system. ISBA is used with the same configuration for both Cx and Rx simulations: 15-min time step, 1 km-horizontal resolution and exponential profile for the saturated hydraulic conductivity. Soil moisture initial conditions as well as atmospheric forcing fields were also the same. The principal difference between Rx and Cx experiments is the formulation of saturated areas: VIC formalism is used for ISBA alone simulations whereas the contributing surfaces result both from the 1D-vertical ISBA and 2D-lateral TOPMODEL flows for ISBA-TOPMODEL. Simulations using TOPMODEL alone have also been carried out and are referred as T0 in the following.

3. Impact of the coupling on real cases

The ISBA-TOPMODEL system has been compared to the ISBA alone and TOPMODEL alone systems for six real flash-flood cases, which occurred over the Cévennes–Vivarais region from 2005 to 2008 (Table 1). The simulations were carried out over the three watersheds and results are compared to the observed discharges at outlets where measurements were available (Fig. 1): Boucoiran for Gardons, Bagnols for Cèze and St. Martin or Vallon Pontd'Arc for the Ardèche (depending on the case).

ISBA-TOPMODEL has been run using the set of calibrated parameters defined by Bouilloud et al. (2010). The same set was also used for ISBA alone simulations. The values of those parameters as well as the value of the velocities used for the routing module are given in Table 2.

The shape parameter *b* of VIC parameterization was set to 0.5 for the ISBA alone experiments. This value gives the best results on our cases. The TOPMODEL alone system needs the calibration of four parameters: the rate of decrease of transmissivity with depth (*M*), the saturated hydraulic conductivity (*K0*), the maximum level of interception and root zone storage (SRMax), the maximum rate of water layer loss by interception and evapotranspiration (INTER). These parameters have been set to the values established by Pellarin et al. (2002) for TOPODYN over the Ardèche watershed (Table 2). Thus, the TOPMODEL alone system is run only for the Ardèche watershed. Concerning the routing, the velocities are the same as those used by ISBA-TOPMODEL or ISBA alone.

The ISBA-TOPMODEL, the ISBA alone and the TOPMODEL alone simulations, called C0, R0 and T0 respectively, are driven by 1 km-resolution hourly rainfall estimation from the Bollène radar. This radar of the French operational weather radar network well covers

the Cévennes–Vivarais region. The principles and quality of rainfall product used in this study follow Tabary (2007) and Tabary et al. (2007). For each event, simulated hourly discharges at each outlet were compared to observed hourly discharges by computing several scores (Fig. 3) such as Nash efficiencies (Nash and Sutcliffe, 1970) and root mean square errors (RMSE). The capacity to simulate the flow peak in terms of both amplitude and timing was also evaluated: Fig. 3c and d shows for each watershed and each event, the peak discharge time lag (hour of simulated peak minus hour of observed peak) and the peak discharge amplitude lag (amplitude of the simulated peak minus amplitude of the observed one). The coupling of ISBA with TOPMODEL improves the results for most of the events and watersheds. The Nash efficiencies are closer to one, RMSE are smaller and the peak time lag is reduced with C0, compared to both T0 and R0. The peak amplitude is always overestimated for R0 experiments. This overestimation is lower when ISBA is coupled with TOPMODEL. A slightly underestimation for the events of November 2006 and 2007 has been found for two over the three outlets (Fig. 3). A better timing and amplitude of the flow peak is obtained for C0 compared to R0. The performance in terms of timing and amplitude of flow peak is quite of the same level between C0 and T0.

Table 2

Values of the parameters used for simulations with ISBA-TOPMODEL, ISBA alone and TOPMODEL alone.

Parameter	Description	Value for		
		Ardèche catchment	Cèze catchment	Gardons catchment
f	Decay factor for the exponential profile of saturated hydraulic conductivity	4 m ⁻¹	3 m ⁻¹	4 m ⁻¹
d _c	Compacted depth for the exponential profile of saturated hydraulic conductivity	1 m	0.75 m	1 m
v _g	Velocity of water within the ground	0.1 m s ⁻¹	0.1 m s ⁻¹	0.1 m s ⁻¹
v _r	Velocity of water in the river	1 m s ⁻¹	1 m s ⁻¹	1 m s ⁻¹
b	Shape parameter of VIC parameterization	0.5	0.5	0.5
M	Rate of decrease of transmissivity with depth	0032 m	–	–
K0	Saturated hydraulic conductivity	21 m h ⁻¹	–	–
SRMax	Maximum level of interception and root zone storage	0014 m	–	–
INTER	Maximum rate of water layer loss by interception and evapotranspiration	0 m	–	–

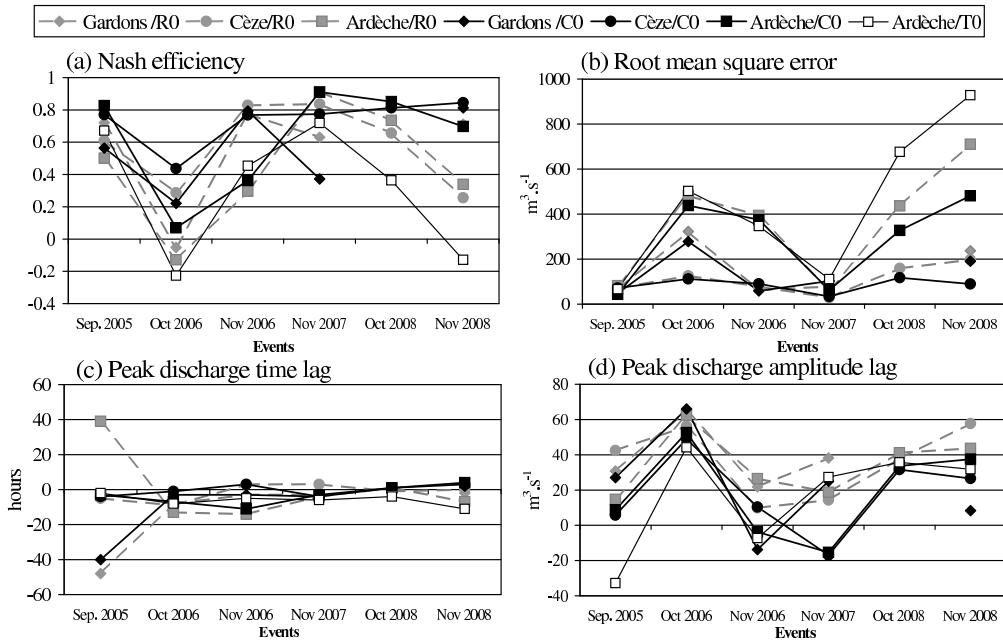


Fig. 3. Scores computed for the six flash-flood events simulated for runs C0 (black), R0 (grey) and T0 (white), only for the Ardèche watershed. Observations are missing at the Gardons outlet for the October 2008 event.

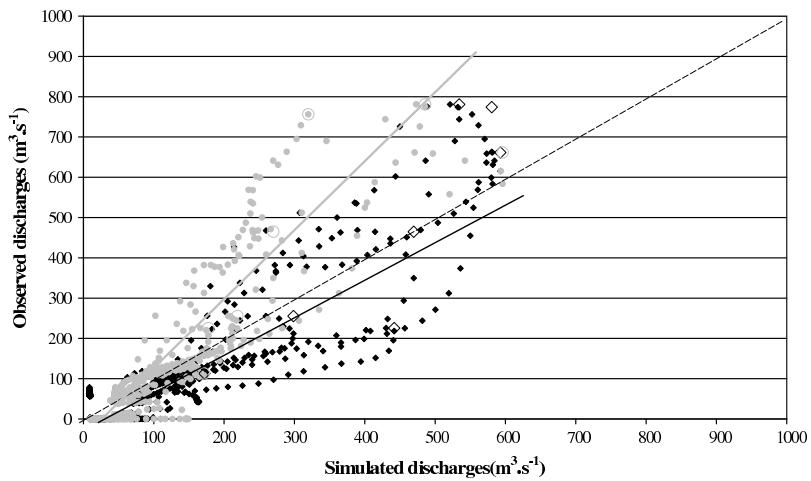


Fig. 4. Observed discharges ($m^3 \cdot m^{-3}$) versus simulated ones at Bagnols/Cèze for all the events with runs C0 (black) and R0 (grey). Empty circles and squares indicate discharge peaks for all the events. The bisectrix is the thin dashed line, solid lines are for the best fit lines for C0 runs (black) and R0 ones (grey).

Fig. 4 displays the simulated hourly discharges in function of the observed hourly discharges for all the events at the outlet of Bagnols/Cèze for both C0 and R0 experiments. The best fit lines for both types of experiments are superimposed, together with the bisectrix. The dispersion around the bisectrix is lower with C0 than R0 showing that the uncertainty is reduced when ISBA is coupled with TOPMODEL. The best fit line for C0 is closer to the bisectrix than for the R0 one. Moreover the R0 best fit line is situated in the upper half of the graph above the bisectrix. For a given simulated discharge, the actual observed discharge has a higher probability to be larger, especially for large floods. The best fit line

for C0 is slightly below the bisectrix, which means that the observed discharges are generally lower than the simulated ones. ISBA-TOPMODEL performs better for alerting about flow above the alert thresholds and possible flash-flooding than ISBA alone.

Let's focus on the September 2005 event that is quite interesting since this period is characterized by two successive events of precipitation of the same magnitude. The first event, which occurred from September 5 to 7, led to maxima of rainfall totals of 300 mm and brought the soil to near-saturation. Then, on September 8, when the second rainy event of the same range occurred, it triggered flash-floods in the small catchments of the Cévennes

region. Fig. 5 shows time series of observed and simulated discharges for the three studied rivers from 5 to 10 September 2005. The observed discharges show that the two successive rainy episodes produce two peaks of flow, with the second being significantly higher, except for Gardons river at Boucoiran. For this latter watershed, it would be expected weaker observed discharges for the first event considering the weaker rainfall amount for the first rainy period. Either uncertainties in the observed discharges or in rainfall estimation or in both can explain this mismatch between the high flood peak and volume of the first part of the event at Boucoiran and the small amount of rainfall. In the RO simulation, the timing of the flow peaks is not well simulated and the second peak is underestimated. At the opposite, the coupling of ISBA with TOPMODEL permits to obtain a simulated discharge closer to the observations. T0 and CO simulate quite the same timing but the amplitude is different. T0 underestimates the first peak of flow while CO overestimates it. For the second one, T0 leads to a too high amplitude of the second peak whereas CO is very close to

the observations. But, the major differences between T0 and CO concern the recession phase. The discharges simulated by TOPMODEL alone decrease more rapidly just after the rainfall stops, whereas ISBA-TOPMODEL (or ISBA alone) simulate a still significant flow after the rain, which is in better agreement with the observations. Clearly, this highlights one benefit of coupling TOPMODEL with a SVAT. Not only the quality in terms of timing and amplitude of the flow peak is of the same quality as the ones simulated by the original hydrological model, but also the all simulated hydrograph is improved with the coupled system (as confirmed by better Nash efficiencies discussed above).

As far as soil wetness is concerned, a clear signal is difficult to infer although some differences exist between simulated fields. Two effects can either cumulate or balance each other. With the coupled system, the topography-driven effect tends to dry the top of the catchments and to moisten the soil along the rivers, in the flattest areas. However the rainfall spatial heterogeneity superimposes to this effect and modifies the topography-driven spatial distribution of soil water content. Such behaviours have already been pointed out by Walko et al. (2000) and Seuffert et al. (2002). Rainfall heterogeneity effect is here heightened due to the use of radar rainfall products with high spatial resolution. To better highlight and understand the impact on soil water content of coupling ISBA with TOPMODEL, idealized simulations with very simple precipitation patterns were performed. This is described in the following section.

4. Detailed analysis based on idealized experiments

To highlight the processes that are better represented with the coupled system compared to ISBA alone, the experimental framework has been simplified. Idealized experiments are designed for a single catchment, the Gard watershed at Remoulins (Fig. 1). The real topography of this watershed is kept but a uniform bare soil with the same texture and the same uniform initial soil moisture is imposed. The simulations last 60 h, with rain occurring only between 10 and 30 h from the start of the simulation. For the first set of simulations, called R1 and C1, the rain is uniform over the watershed with a precipitation rate of 18 mm/h during the 20 h. In the second set of simulations (R2 and C2), the spatial distribution of the precipitation over the watershed is modified without changing the total volume of hourly rain received by the catchment. The total volume of rain is distributed between three areas (U, M, L in Fig. 6) of homogeneous precipitation organised along a North/South gradient, which almost corresponds to the gradient of the mean topography. Finally, the gradient is reversed for simulations R3 and C3.

The time series of the total discharges simulated by the six experiments are shown in Fig. 6. Changing the spatial distribution of rainfall has a strong impact on the simulated discharges both for R and C experiments. The comparison of the results of experiments C1, C2 and C3 shows as expected that the peak flow occurs later when the maximum of precipitation is located at the top of the watershed and sooner when the maximum of precipitation is located over the lower part of the basin. As the maximum volume of water is located at the top of the watershed in C2 experiment, it takes more time to reach the outlet of the river and this explains the delay of the peak. By contrast, the flow peak occurs sooner in C3 as the precipitation falls near the outlet. A similar behaviour is found for the R1, R2 and R3 experiments, but a larger time lag between the flow peaks has been simulated for the different experiments. The hydrological response of the two systems concerning the peak flow amplitude also differs. The peak intensity is larger in C3 than in C2: this was expected since the heavy rainfall is falling in the flattest part of the basin in C3, where the contributing areas are

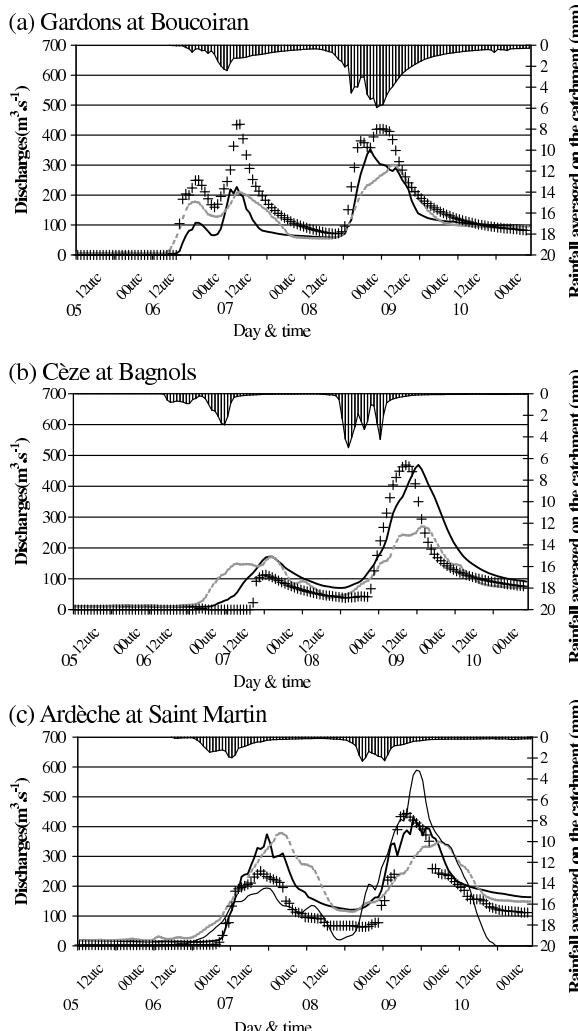


Fig. 5. Discharges ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) observed (black crosses) and simulated for runs CO (solid black line), RO (dashed grey line) and T0 (thin line), only for St. Martin d'Ardèche, for 5–10 September 2005. The hourly accumulated rainfall averaged over the watershed is shown at the top of the figure.

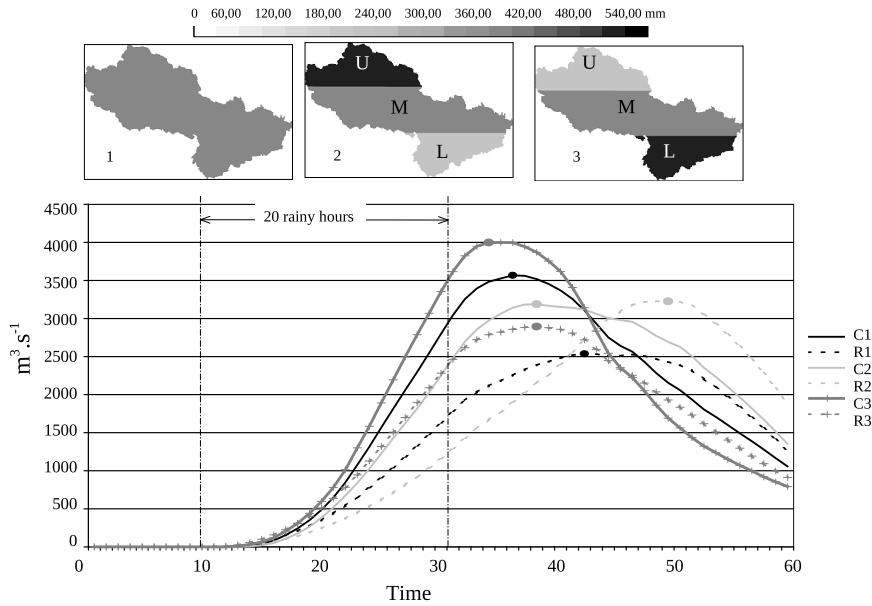


Fig. 6. Twenty hour accumulated rainfall (millimeter) used for the idealized experiments over the Gard watershed (top) and corresponding simulated discharges ($m^3 \cdot s^{-1}$) at Remoulins (bottom) for all the experiments (see text for details about the experiments).

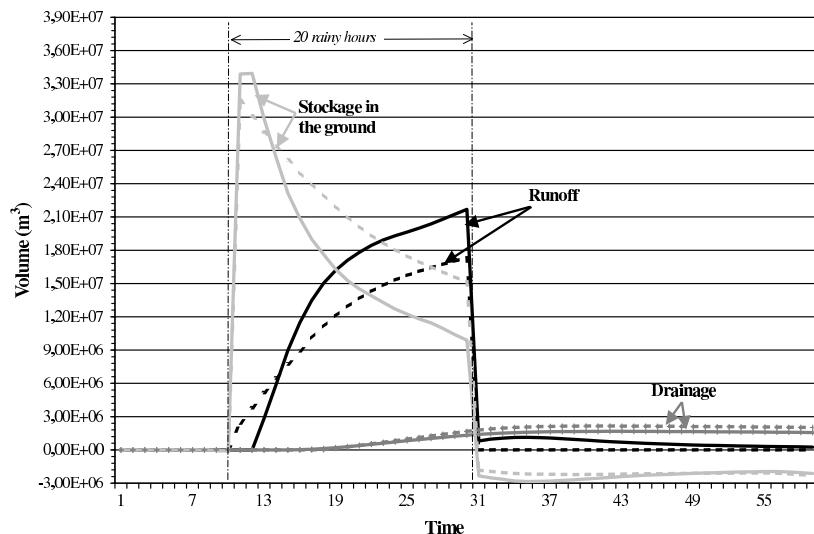


Fig. 7. Volume (m^3) of water stored in the soil (soft grey), lost from the ground through runoff (black) and lost through deep drainage (dark grey) for R1 (dashed line) and C1 (solid line) experiments during the 60 h simulation. Values are cumulated over all the Gard watershed.

more important. On the opposite, the differences in term of peak intensity between the R experiments are less coherent and difficult to justify.

To go one step further in the analysis, the water budget components have been estimated for R1 and C1 experiments (Fig. 7). R1 presents higher values of runoff and lower values of water storage than C1 during the first four rainy hours of simulation. The opposite happens after several hours of rain. Drainage is always greater when ISBA is used alone. Similar results are obtained for the other

pairs of experiments. This different behaviour between ISBA-TOP-MODEL and ISBA alone is explained by the lateral distribution simulated by the coupled system: when the rain starts, the water is transferred from one mesh to another in the ground so that the storage values are high but there are few saturated areas and therefore little runoff in C1. The saturated areas grow as rain keeps falling and runoff is triggered and increases in intensity to exceed runoff obtained in R1. Fig. 7 also points out that the runoff is the dominant sink of water both for experiments C1 and R1.

Differences seen in the total discharges between ISBA–TOPMODEL and ISBA alone experiments can thus be attributed to a different way of simulating the runoff processes by the two systems.

The amount of lateral runoff has been estimated for each third U, M, L of the Gard catchment for all the experiments (Fig. 8). As the middle third M of the watershed received the same volume of rain whatever the experiments, the runoff is almost identical amongst the C experiments as well as amongst the R experiments. The runoff produced by R1 with a uniform rain over the watershed is the same on each third of the watershed, whereas C1 produces less runoff than R1 over the upper part U of the watershed and more runoff than R1 over the middle third M, as well as over the lower third L of the watershed. This tendency is amplified by the rain distribution of the experiment 3 whereas it is lessened for the experiment 2. It explains why the discharge peak is higher in C3 than in C2. On the contrary, runoff produced by R2 and R3 simulations are symmetric between the upper and lower parts of the watershed showing that the difference of peak amplitude between those two experiments is due to the time of transfer rather than to a different production of runoff over each part of the watershed.

These differences in runoff generation are explained by the soil water content simulation of both models. Since the soil water content is linearly related to the rainfall in ISBA alone, it is uniform over the watershed in R1 as is the rainfall (Fig. 9). Runoff occurs thus uniformly over the watershed and as soon as the rain stops, runoff also stops. By contrast, the C1 experiment produces heterogeneous soil moisture distribution according to the topography. The top of the basin is depleted whereas the ground is wetter along the stream and river network. Hence upslope runoff production is lower with C1 rather than with R1 though more runoff is produced down the basin. This overload water reaches more rapidly the outlet due to a shorter distance and explains why the discharge peak occurs sooner with ISBA–TOPMODEL than with ISBA alone (Fig. 6). Soil water content fields in R2 and R3 have a symmetric distribution (Fig. 8), directly related to the rainfall field. By contrast, the coupled system is able to combine the spatial distribution of the rain with the basin's topographic characteristics to produce more realistic soil moisture fields. These idealized experiments have thus clearly shown that the coupling of ISBA with TOPMODEL assists in producing a more realistic hydrological response of small

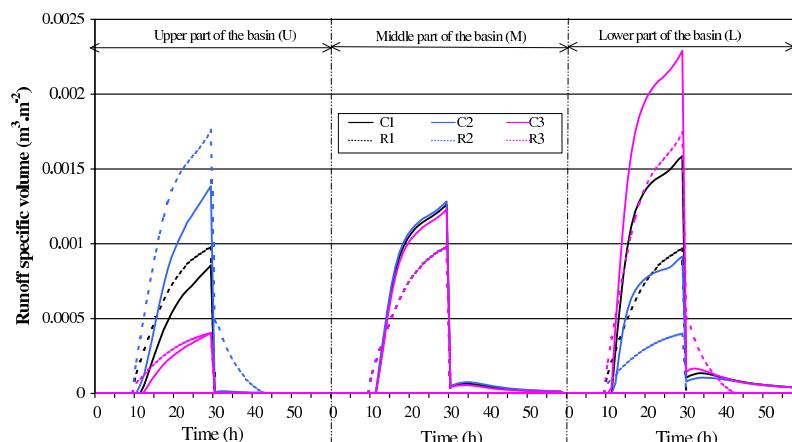


Fig. 8. Specific volume of water lost from the ground through runoff ($\text{m}^3 \text{m}^{-2}$) on the three parts of the Gard watershed for C and R experiments for input rain fields 1–3 described in Fig. 7.

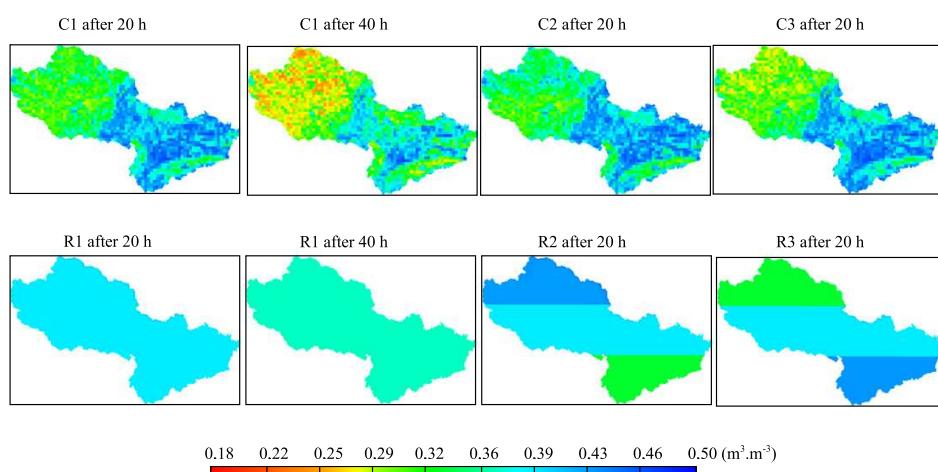


Fig. 9. Simulated water content across the Gard watershed in the second layer of soil of ISBA ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) after 20 h of simulation (during the rainy event) or after 40 h (after the rainy event) by: ISBA/TOPMODEL (upper row, C1, C2 and C3 experiments) and with ISBA alone (lower row, R1, R2 and R3 experiments).

catchments to heavy precipitation as illustrated by the soil water content and discharge dynamics strongly controlled by the topography.

5. Discussion and conclusion

A hydro-meteorological coupled system involving the ISBA land surface model and a flash-flood dedicated version of TOPMODEL was developed for the simulation of the soil water content and hydrological response resulting from Mediterranean heavy precipitation. Contrary to other existing coupled systems, the TOPMODEL principles are applied to the whole watershed with a 50-m resolution and not as a one-dimensional parameterization independently running over each land surface model grid mesh. It allows to take into account the fine scale characteristics of the topography when simulating the lateral transfers of water. The coupling also permits to increase the consistency between the physical assumptions of the SVAT and the hydrological model. Moreover, the version of TOPMODEL used in the coupled system is able to take into account the spatial distribution of rainfall over the watershed. This is particularly relevant in the context of the Mediterranean flash-floods, which are induced by mesoscale convective systems exhibiting strong horizontal rainfall gradients.

The ISBA-TOPMODEL coupled system has been applied to six recent flash-flood events over South-eastern France. ISBA-TOPMODEL has been found to perform well in representing the amplitude and dynamics of the flow and improves the results compared to ISBA alone (i.e. using the original VIC formulation for the saturated areas and no lateral redistribution of the soil water content). The idealized simulations have shown that the coupled system provides more realistic soil moisture and more physically consistent discharge simulations than ISBA alone.

The comparison with TOPMODEL alone showed that the ISBA-TOPMODEL system has the same performance as the original hydrological model in terms of simulation of the timing and amplitude of the flow peak, but performs better in simulating the whole hydrograph (better Nash efficiencies). One other benefit of the coupling system with respect to using TOPMODEL alone is that the hydrological model is no more an ‘event’ model, but can also simulate the soil moisture conditions during the dry period. Thanks to the energy balance and evapotranspiration simulated by ISBA, successive rainy events can be continuously simulated without needs of re-initialization of soil moisture conditions between the rain events. Bouilloud et al. (2010) showed that ISBA-TOPMODEL can be run during a one-month period including several flash-flood events without significant drifting and needs for re-initialisation. Moreover, the ISBA-TOPMODEL system benefits from antecedent soil moisture conditions quite realistic and at a daily frequency provided by the operational SIM system (Habets et al., 2008).

High-resolution soil moisture storage observations are not available to make further progress in the validation of the coupled system. This is one of the motivations for the upcoming HyMeX field experiment (<http://www.hymex.org>) that should provide high-resolution hydro-meteorological observation datasets during heavy rain and flash-flooding events in Northwestern Mediterranean in order to validate and improve this new generation of hydro-meteorological coupled models.

The ISBA land surface model is used in the high-resolution non-hydrostatic atmospheric models AROME and Meso-NH (Lafore et al., 1998) so that the coupled ISBA-TOPMODEL system used here can be easily coupled with these two atmospheric models. It will allow in a near future to evaluate the feedbacks of more realistically simulated soil wetness fields on the mesoscale simulations of precipitation systems.

Acknowledgments

We would like to thank Patrick Le Moigne and Eric Martin from Météo-France/CNRM/GMME for their valuable help with the ISBA model.

References

- Beven, K., Kirkby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrolog. Sci. Bull.* 24, 43–69.
- Beven, K., Lamb, R., Quinn, P., Romanowicz, R., Freer, J., 1995. TOPMODEL. In: Singh, V.P. (Ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*, vol. 425. Water Resources Publications, Colorado, pp. 627–668.
- Boone, A., Calvet, J.C., Noilhan, J., 1999. Inclusion of a third layer in a land surface scheme using the force restore. *J. Appl. Meteorol.* 38 (11), 1611–1630.
- Bouilloud, L., Chancibault, K., Vincendon, B., Ducrocq, V., Habets, F., Saulnier, G.-M., Anquetin, S., Martin, E., Noilhan, J., 2010. An advanced coupling between the ISBA land surface model and the TOPMODEL hydrological model: calibration for Mediterranean flash-flood simulation. *J. Hydrometeorol.*, in press, doi:10.1175/2005JHM1163.1.
- Cosandey, C., Didion-Lescot, J.F., 1990. A Study of Cevennes Floods: Flood Genesis in a Small Forested Basin South of Mont Lozere, France, vol. 191. IAHS Publ. pp. 103–115, vol. 315, pp. 183–202.
- Deardorff, J.W., 1977. A parametrisation of ground–surface moisture content for use in atmospheric prediction model. *J. Appl. Meteorol.* 16, 1182–1185.
- Deardorff, J.W., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.* 20, 1889–1903.
- Decharme, B., Douville, H., 2006. Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model. *Clim. Dynam.* 26 (1), 65–78.
- Decharme, B., Douville, H., Boone, A., Habets, F., Noilhan, J., 2006. Impact of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity within the ISBA LSM: simulations over the Rhône basin. *J. Hydrometeorol.* 7 (1), 61–80.
- Delrieu, G., Ducrocq, V., Gaume, E., Nicol, J., Payrastre, O., Yates, E., Kürstetter, P.-E., Andrieu, H., Ayral, P.A., Bouvier, C., Creutin, J.D., Livet, M., Anquetin, A., Lang, M., Neppel, L., Obled, C., Parent-du-Chatelet, J., Saulnier, G.M., Walpersdorf, A., Wobrock, W., 2005. The catastrophic flash-flood event of 8–9 September 2002 in the Gard region, France: a first case study for the Cévennes–Vivarais Mediterranean Hydro-meteorological Observatory. *J. Hydrometeorol.* 6, 34–52.
- Ducharme, A., Koster, R.D., Suarez, M.J., Stieglitz, M., Kumar, P., 2000. A catchment-based approach to modelling land surface processes in a GCM. Part II: parameter estimation and model demonstration. *J. Geophys. Res.* 105, 24823–24838.
- Dümenil, L., Todini, E., 1992. A rainfall–runoff scheme for use in the Hamburg climate model. *Adv. Theor. Hydropl.* 9, 129–157.
- Dunne, T., Black, R.D., 1970. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resour. Res.* 6, 1296–1311.
- Famiglietti, J.S., Wood, E.F., 1994a. Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resour. Res.* 30, 3061–3078.
- Famiglietti, J.S., Wood, E.F., 1994b. Application of multiscale water and energy balance models on a tallgrass prairie. *Water Resour. Res.* 30, 3079–3093.
- Habets, F., Saulnier, G.M., 2001. Subgrid runoff parametrization. *Phys. Chem. Earth* 26, 455–459.
- Habets, F., Noilhan, J., Golaz, C., Goutorbe, J.P., Laccarrère, P., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Ottié, O., Vidal-madjar, D., 1999. The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the HAPEX-MOBILHY area. Part I: model and database. *J. Hydrol.* 217, 75–96.
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J.L., Etchevers, P., Franchistéguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Quintana Seguí, P., Rousset-Regimbeau, F., Viennot, P., 2008. The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydro-meteorological model applied over France. *J. Geophys. Res.* 113, D06113, doi:10.1029/2007JD008548.
- Koster, R.D., Suarez, M.J., Ducharme, A., Stieglitz, M., Kumar, P., 2000. A catchment-based approach to modelling land surface processes in a GCM. Part I: model structure. *J. Geophys. Res.* 105, 24809–24822.
- Lafore, J.P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fisher, C., Hereil, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J.P., Redelsperger, J.L., Richard, E., Vila-Guerau de Arellano, J., 1998. The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: adiabatic formulation and control simulations. *Ann. Geophys.* 16, 90–109.
- Lardet, P., Obled, C., 1994. Real-time flood forecasting using a stochastic rainfall generator. *J. Hydrol.* 162, 391–408.
- Le Lay, M., Saulnier, G.M., 2007. Exploring the signature of spatial variabilities in flash-flood events: case of the 8–9 september 2002 Cévennes–Vivarais catastrophic event. *Geophys. Res. Lett.* 34, L13401, doi:10.1029/2007GL029746.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models, Part I – a discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282–290.
- Noilhan, J., Planton, S., 1989. A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Weather. Rev.* 117, 536–549.
- Nuissier, O., Ducrocq, V., Ricard, D., Lebeaupin, C., Anquetin, S., 2008. A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. Part I: numerical framework and synoptic ingredients. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* 134, 111–130.
- Pellarin, T., Delrieu, G., Saulnier, G.M., Andrieu, H., Vignal, B., Creutin, J.D., 2002. Hydrological visibility of weather radars operating in mountainous regions: case study for the Ardèche catchment, France. *J. Hydrometeorol.* 3 (5), 539–555.

B. Vincendon et al./Journal of Hydrology 394 (2010) 256–266

- q, J., Kalma, J., Boulet, G., Saulnier, G.M., Wolldridge, S., Keer, Y., Chehbouni, A., 2003. A disaggregation scheme for soil moisture based on topography and soil depth. *J. Hydrol.* 276 (1–4), 112–127.
- er, G.M., Datin, R., 2004. Analytical solution to a bias in a TOPMODEL framework balance. *Hydrol. Processes* 18, 1195–1218.
- er, G.M., Le Lay, M., 2009. Sensitivity of flash flood simulations on the volume, rate intensity and the localization of rainfall in the Cévennes–Vivarais region (France). *Water Resour. Res.* 45, W10425, doi:10.1029/2008WR006906.
- P.Q., Martin, E., Habets, F., Noilhan, J., 2009. Improvement, calibration and validation of a distributed hydrological model over France. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13, 1319–1370.
- rt, G., Gross, P., Simmer, C., Wood, E.F., 2002. The influence of hydrologic modeling on the predicted local weather: two-way coupling of a mesoscale weather prediction model and a land surface hydrologic model. *J. Hydrometeorol.* 3 (5), 505–523.
- tz, M., Rind, D., Famiglietti, J., Rosenzweig, C., 1997. An efficient approach to modelling the topographic control of surface hydrology for regional and global climate modelling. *J. Clim.* 10, 118–137.
- , P., 2007. The new French operational radar rainfall product. Part I: Methodology. *Weather Forecasting* 22, 393–408.
- Tabary, P., Desplats, J., Do Khac, K., Eidelberg, F., Gueguen, C., Heinrich, J., 2007. The new French operational radar rainfall product. Part II: validation. *Weather Forecasting* 22 (3), 409.
- Taha, A., Gresillon, J.M., Clothier, B.E., 1997. Modelling the link between hillslope water movement and stream flow: application to a small Mediterranean forest watershed. *J. Hydrol.* 203, 11–20.
- Walko, R.L., Band, L.E., Baron, J., Kittel, T.G.F., Lammers, R., Lee, T.J., Ojima, D., Pielke R.A., Taylor, C., Tague, C., Tremback, C.J., Vidale, P.L., 2000. Coupled atmosphere–biophysics–hydrology models for environmental modeling. *J. Appl. Meteorol.* 39 (6), 931–944.
- Warrach, K., Stieglitz, M., Mengelkamp, H.-T., Raschke, E., 2002. Advantages of a topography controlled runoff simulation in a soil–vegetation–atmosphere transfer model. *J. Hydrometeorol.* 3, 131–148.
- Wood, E., Lettenmaier, D., Zartarian, V., 1992. A land surface hydrology parametrization with subgrid variability for general circulation models. *J. Geophys. Res.* 97, 2717–2728.
- Wooldridge, S.A., Kalma, J.D., Walker, J.P., 2003. Importance of soil moisture measurements for inferring parameters in hydrologic models of low-yielding ephemeral catchments. *Environ. Model. Softw.* 18, 35–48.

Conclusions sur la partie II

Le couplage ISBA-TOPMODEL consiste donc à appliquer le concept de TOPMODEL pour redistribuer latéralement (d'une maille sur ses voisines) les contenus en eau du sol d'ISBA. Il permet également d'expliciter la localisation des surfaces saturées au sein des mailles ISBA. En outre, un module spécifique de routage a été ajouté pour calculer un débit total à l'exutoire des bassins versants principaux.

Le système couplé ISBA-TOPMODEL a été calibré sur trois bassins versants majeurs des Cévennes : les Gardons, la Cèze et l'Ardèche. Il permet de simuler d'une part des débits aux exutoires de ces bassins mais aussi de fournir des champs spatialisés de contenus en eau ou de ruissellement à la résolution du km².

ISBA-TOPMODEL peut bien évidemment être encore amélioré afin de permettre une restitution plus fidèle des débits observés. A court terme, c'est la partie ISBA du système qui va être modifiée. En effet, les options disponibles pour ISBA dans SURFEX se sont considérablement enrichies depuis le début de cette thèse. En particulier, une représentation du ruissellement hortonien est désormais disponible. Il serait intéressant de rechercher la sensibilité du système couplé à cette contribution pour la simulation des débits. Comme on l'a évoqué, la seconde version de la base Ecoclimap ainsi qu'une nouvelle base de données pour les textures de sol pourront également être utilisées dans cette nouvelle version du système couplé.

L'autre voie d'amélioration, à plus long terme, serait de simuler de manière plus réaliste la redistribution latérale de l'eau dans le sol. Pour ce faire, ISBA-TOPMODEL devra considérer des bassins versants plus petits (de l'ordre de la centaine de km², dans un premier temps) afin de mieux tirer profit de la notion de déficit moyen sur le bassin versant. La question de l'étalonnage du système se posera alors de nouveau.

Troisième partie

Couplage à la prévision atmosphérique à l'échelle convective

Introduction de la partie III

Les travaux d'évaluation d'ISBA-TOPMODEL ont été menés en utilisant en entrée du système des pluies observées, soit des mesures de pluviomètres spatialisées par krigage comme dans Bouilloud *et al.* (2009), soit des lames d'eau issues de données radar comme dans Vincendon *et al.* (2010). Pour augmenter le délai d'anticipation des crues, il est nécessaire d'utiliser des prévisions météorologiques. Les modèles non-hydrostatiques de résolution horizontale de quelques kilomètres sont capables de représenter des structures d'échelle et d'intensité comparables à celles des lames d'eau radar. L'utilisation de leurs prévisions pour forcer un modèle hydrologique a donc été envisagée pour augmenter l'anticipation des crues méditerranéennes.

Les premiers couplages entre ces modèles utilisés à l'échelle convective et un modèle hydrologique ont été faits au cours de projets de recherche comme le projet INTERREG/HYDROPTIMET (Chancibault *et al.*, 2006a) ou comme le projet européen intégré GMES/PREVIEW avec des modèles de recherche : Meso-NH pour le premier projet, et plusieurs modèles atmosphériques pour le second. En particulier, dans GMES/PREVIEW, un groupe de travail était consacré à l'évaluation hydrologique des quantités de précipitation prévues par des modèles atmosphériques à haute résolution. Ce travail auquel j'ai participé au cours de ma thèse est décrit dans l'article du chapitre 8. Enfin, à partir de 2008, nous avons disposé de prévisions du modèle AROME opérationnel à Météo-France que nous avons aussi évalué pour la prévision des crues rapides à l'aide d'ISBA-TOPMODEL. Nous commençons tout d'abord par présenter au chapitre suivant le modèle atmosphérique Meso-NH, puis le système de prévision numérique du temps AROME.

Chapitre 7

Les modèles météorologiques Meso-NH et AROME

Au début de cette thèse, nous avons réalisé des simulations avec le modèle Meso-NH dans une configuration adaptée à la simulation des événements de pluies intenses méditerranéennes. Fin 2008, le modèle à l'échelle convective AROME est passé en opérationnel. Nous nous sommes donc naturellement dirigés vers lui. Dans ce chapitre, nous verrons quelles sont les caractéristiques principales de ces deux modèles et leurs points communs concernant la simulation des événements de pluie intense.

7.1 Le modèle Meso-NH

Le modèle atmosphérique de recherche Meso-NH (Lafore *et al.*, 1998) a été développé conjointement par le CNRM et le Laboratoire d'Aérologie (CNRS). C'est un véritable laboratoire numérique pouvant être utilisé pour des travaux très variés allant des études académiques à des simulations de cas réels de phénomènes d'échelle allant de la méso-échelle à la micro échelle. C'est un modèle non-hydrostatique : ce qui implique un calcul explicite de la composante verticale du vent et permet donc une simulation fine de phénomènes météorologiques (résolution horizontale inférieure à quelques kilomètres).

Les variables pronostiques sont :

- les trois composantes du vent,
- la température potentielle,
- les rapports de mélange en vapeur d'eau et de cinq classes d'hydrométéores (eau liquide nuageuse, eau liquide précipitante, glace primaire, grésil et neige roulée),
- l'énergie cinétique turbulente pour paramétriser la turbulence,
- des variables scalaires variant en fonction de l'utilisation du modèle (par exemple la concentration en composants chimiques,...).

Le champ de pression est diagnostiqué par résolution d'une équation elliptique 3D basée sur les équations du mouvement et de continuité.

Sur la verticale, une coordonnée altitude étirée est utilisée, celle de Gal-Chen et Sommerville (1975). Sur l'horizontale, l'utilisateur a le choix de travailler sur un plan en projection conforme (Lambert, Mercator ou stéréographique polaire) ou en géométrie cartésienne. Meso-NH permet de réaliser des simulations simultanées sur plusieurs grilles de résolutions différentes emboîtées (Clark et Farley, 1984 ; Stein *et al.*, 2000). Le modèle tourne à la fois

sur un domaine à résolution lâche (domaine "père") et sur un domaine plus petit avec une résolution plus fine (domaine "fils"). Au cours d'une intégration temporelle, le modèle père fournit au modèle fils les conditions latérales et aux limites alors que les variables du modèle père sont rappelées vers les variables du modèle fils sur la zone de recouvrement. Cette imbrication, qui peut être répétée plusieurs fois, permet de descendre à de fortes résolutions sur un domaine d'intérêt tout en assurant la simulation des conditions de plus grande échelle sur un domaine plus étendu.

Méso-NH a été construit pour que l'utilisateur puisse activer ou non un certain nombre de fonctionnalités ou de paramétrisations. Les paramétrisations physiques disponibles dans le modèle sont nombreuses pour la convection, la microphysique, la turbulence, le rayonnement. Concernant les processus de surface, SURFEX est utilisé. Les données physiographiques sont issues de bases de données à 1 km de résolution couvrant l'intégralité du globe (cf. 3.1).

Méso-NH est assorti de diverses procédures de pré et post traitement. Pour la simulation des cas réels par exemple, un module permet l'interpolation des analyses et prévisions issues des modèles opérationnels de Météo-France ARPEGE, ALADIN ou du CEPMMT IFS.

Dans cette étude, nous avons utilisé deux grilles emboîtées de résolutions horizontales d'environ 10 km et 2,5 km respectivement. Sur la grille la plus lâche, la convection profonde est paramétrée par un schéma Kain et Fritsh (1993) adapté pour Méso-NH par Bechtold *et al.* (2001). La convection profonde est résolue pour le modèle fils. La paramétrisation de la turbulence pour le modèle père est unidirectionnelle avec la longueur de mélange de Bougeault et Laccarrere (1989). Pour le modèle fils, la longueur de mélange est celle de Redelsperger et Sommeria (1981) et les flux turbulents sont tridimensionnels. Le schéma de rayonnement choisi est RRTM (Mlawer *et al.*, 1997) du CEPMMT. La paramétrisation de la microphysique gouverne les équations de 5 espèces d'hydrométéores (Pinty et Jabouille, 1998).

Cette configuration a été utilisée dans de nombreuses études concernant les événements méditerranéens conduisant aux pluies intenses (Ricard, 2002 ; Delrieu *et al.*, 2005 ; Ducrocq *et al.*, 2008 ; etc.). Elles ont montré que Méso-NH utilisé ainsi était particulièrement performant pour la simulation quantitative des pluies pour ces événements.

7.2 Le modèle AROME

Opérationnel à Météo-France depuis décembre 2008, le modèle AROME est un modèle à l'échelle convective et à aire limitée dédié à la prévision pour les échéances de 3 à 30 h. La version utilisée dans ce travail est la première version opérationnelle¹. Dans cette version, AROME est couplé à ALADIN (Bubnova *et al.*, 1993), lui-même, imbriqué dans ARPEGE (Courtier et Geleyn, 1988). Il a 41 niveaux verticaux avec un premier niveau à 17 m. Sa résolution horizontale est de 2,5 km correspondant aux résolutions des simulations Méso-NH utilisées dans cette étude (Fig. 7.1). La coordonnée verticale est la même que celle d'ARPEGE et ALADIN : une coordonnée hybride c'est-à-dire égale à la pression en haut de l'atmosphère et parallèle au relief aux alentours du sol. La dynamique non hydrostatique

¹Depuis avril 2010, une seconde version d'AROME est opérationnelle avec 60 niveaux verticaux et un couplage direct à ARPEGE (dont la résolution passe à 10 km sur la métropole). De nouvelles données y sont aussi assimilées (réflectivités radars, données des sondeurs AIRS/IASI). Cette version n'a pas été utilisée au cours de cette thèse.

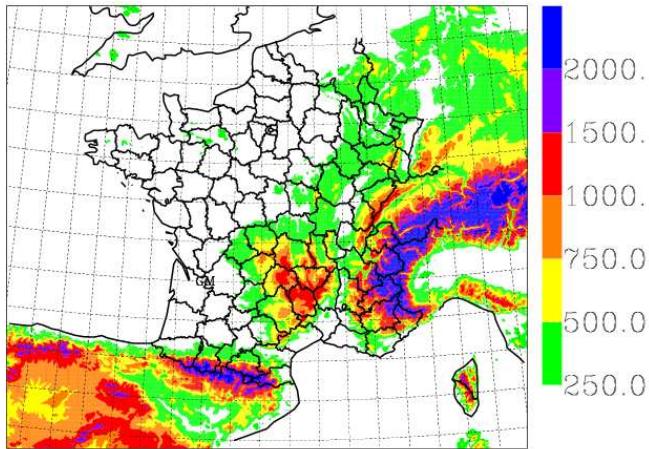


FIG. 7.1: Domaine du modèle AROME avec une représentation du relief.

d'AROME est la même que celle du modèle Aladin (Bubnova *et al.*, 1995 ; Bernard, 2004). Ses paramétrisations physiques sont peu différentes de celles utilisées dans la configuration du modèle Meso-NH à 2,5 km de résolution décrite ci-dessus.

Contrairement à Meso-NH, AROME dispose de son propre système d'assimilation d'observations à haute densité. Les observations conventionnelles assimilées sur le domaine AROME sont :

- les mesures en surface issues de stations d'observations terrestres, sur bateaux ou de bouées fixes et dérivantes (pression, vent horizontal, température et l'humidité ou température de surface de la mer),
- les mesures provenant de radiosondages (profils verticaux de température, humidité et vent horizontal),
- les mesures par ballons PILOT (profils verticaux de vent),
- les mesures sur avions (vent horizontal et température en altitude).

En plus, des données issues de systèmes d'observation plus récents sont assimilées. Pour la version utilisée dans cette thèse, il s'agit des observations suivantes :

- observations fournies par les radars profileurs (profils verticaux de vent horizontal),
- observations de vents doppler mesurés par les radars de précipitations,
- observations de vents déduits du mouvement des nuages observés depuis les satellites géostationnaires,
- observations provenant des diffusiomètres embarqués sur les satellites défiliants (vent horizontal de surface),
- observations de radiances de l'imageur satellitaire SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) embarqué sur les satellites géostationnaires européens,
- radiances satellitaires des instruments ATOVS (Advanced TIROS Operational Vertical Sounder)
- mesures GPS (Global Positioning System) - sol en provenance de stations terrestres receptionnant le signal GPS satellite.

Le modèle AROME dispose donc d'un état initial amélioré par rapport à Meso-NH. Le cycle continu d'assimilation tourne toutes les 3 heures avec une prévision à 3h d'échéance entre chaque réseau. Les prévisions des réseaux 00, 06, 12 et 18 sont prolongées jusqu'à 30h d'échéance.

De par ses caractéristiques, le modèle AROME tout comme la configuration de Meso-NH à 2,5 km de résolution est capable de simuler les processus qui conduisent à la formation des pluies intenses en zone méditerranéenne. Par conséquent, il parvient à simuler des champs de pluie de structure spatiale très réaliste, avec des gradients prononcés, et des maxima de pluie pouvant excéder les 150 mm en 24 h.

Chapitre 8

Evaluation de simulations atmosphériques à haute résolution (projet PREVIEW)

Résumé de l'article Vincendon et al., 2009

PREVIEW (PREvention, Information and Early Warning), un projet FP6 intégré de la Commission Européenne, avait pour objectif de développer de nouveaux services de géo-information pour la gestion des risques industriels et naturels au plan Européen. Le groupe de travail WP4340 était consacré à la prévision des crues rapides méditerranéennes. Durant le projet, l'utilité de prévisions de modèles atmosphériques à l'échelle kilométrique pour des applications hydrologiques a été évaluée et des systèmes hydrométéorologiques couplés ont été développés. Ces derniers étaient basés sur des modèles atmosphériques à haute résolution ainsi que sur des modèles hydrologiques adaptés au comportement des bassins versants méditerranéens.

Quatre modèles météorologiques ont été utilisés à une résolution de 2-3 km pour simuler cinq cas de crues éclair survenus sur la région des Cévennes en France et sur le Piémont italien :

- MM5 a été utilisé par NOA (Grèce),
- COSMO-2 par MeteoSwiss (Suisse),
- Méso-NH par Météo-France,
- COSMO-LAMI par Arpa Piemonte (Italie).

Les prévisions quantitatives de pluie ont d'abord été comparées aux observations en utilisant différents scores (continus ou catégoriels, voir Annexe A). La sensibilité de ces prévisions à la modification des conditions initiales a aussi été examinée. Enfin, les différentes prévisions de pluies horaires obtenues ont été utilisées en entrée de modèles hydrologiques. À travers les débits simulés, on a ainsi pu évaluer la valeur des prévisions météorologiques à haute résolution pour des applications dans le domaine de la prévision hydrologique. Les conclusions obtenues en terme de vérification hydrologique diffèrent nettement de celles issues de la vérification des pluies, montrant ainsi l'apport et la nécessité d'une telle approche. En particulier, il a été montré qu'une prévision apparaissant comme de bonne qualité d'un point de vue météorologique pouvait conduire à une prévision hydrologique médiocre. En effet, si le phénomène pluvieux est prévu avec une bonne amplitude mais

décalé spatialement de quelques dizaines de kilomètres, le bassin versant affecté ne sera pas le bon.

Cet article a pu être intégré au présent manuscrit avec l'aimable autorisation de Springer Science + Business Media : Meteorology and Atmospheric Physics / Flash flood forecasting within the PREVIEW project : value of high-resolution hydrometeorological coupled forecast / vol 103, 1-4, 2009, pp 115-125 / Vincendon B ; Ducrocq V ; Dierer S ; Kotroni V ; Le Lay M ; Milelli M ; Quesney A ; Saulnier G-M ; Rabuffetti D ; Bouilloud L ; Chancibault K ; Anquetin S ; Lagouvardos K ; Steiner P / copyright Springer-Verlag 2008.

Meteorol Atmos Phys (2008)
DOI 10.1007/s00703-008-0315-6
Printed in The Netherlands

**Meteorology
and Atmospheric
Physics**

¹ GAME/CNRM (Météo-France, CNRS), Toulouse, France

² MeteoSwiss, Zurich, Switzerland

³ NOA-IERSD, Athens, Greece

⁴ LTHE, Université de Grenoble (CNRS, UJF, IRD, INPG), France

⁵ Arpa Piemonte, Torino, Italy

⁶ Noveltis, Toulouse, France

⁷ EDYTEM, LeBourget du Lac, France

⁸ LCPC, Nantes, France

Review Article

Flash flood forecasting within the PREVIEW project: value of high-resolution hydrometeorological coupled forecast

**B. Vincendon¹, V. Ducrocq¹, S. Dierer², V. Kotroni³, M. Le Lay⁴, M. Milelli⁵,
A. Quesney⁶, G.-M. Saulnier⁷, D. Rabuffetti⁵, L. Bouilloud¹, K. Chancibault⁸,
S. Anquetin⁴, K. Lagouvardos³, P. Steiner²**

With 6 Figures

Received 22 October 2007; Accepted 27 March 2008

Published online 20 August 2008 © Springer-Verlag 2008

Summary

PREVIEW is an European Commission FP6 Integrated Project which aims at developing, on an European level, new geo-information services for natural and industrial risk management. The work package WP4340 focuses on forecast of Mediterranean flash floods. Phase 1 was devoted to the assessment of the usefulness of kilometric scale atmospheric model forecast for hydrological applications and to the development of hydro-meteorological coupled systems based on high-resolution atmospheric models and hydrological models able to reproduce the hydrological behaviour of Mediterranean catchments. Four high-resolution models at 2–3 km resolution have been run on five flash-flood cases over the French Cévennes-Vivarais and Italian Piedmont regions; models are MM5 (by NOA), COSMO-2 (by MeteoSwiss), MESO-NH (by Météo-France) and COSMO-LAMI (by Arpa Piemonte). To investigate the benefit of coupling atmospheric and hydrological models,

the quantitative precipitation forecasts (QPF) have been verified against observations using both classical and categorical statistical scores, while the sensitivity of the QPF to the model initial conditions has been also examined. In addition, the various hourly precipitation forecasts were supplied as input to hydrological models to evaluate through the simulated discharges the value of high resolution forecasts for hydrological forecast purposes. Clearly the hydrological verification conclusions differ from the QPF verification ones and show the usefulness of developing such hydrological verification as the one performed here.

1. Flash flood forecasting within PREVIEW

PREVIEW (PREvention, Information and Early Warning) is an European Commission FP6 Integrated Project which aims at developing, on an European level, new geo-information services for natural and industrial risk management. The different risks addressed within PREVIEW are:

Correspondence: Béatrice Vincendon, GMME/MICADO, GAME/CNRM (Météo-France, CNRS), 42 av. G. Coriolis, Toulouse Cedex 31057, France (E-mail: beatrice.vincendon@meteo.fr)

atmospheric and hydrological risks (plain floods and flash floods, fires and windstorms), geophysical risks (earthquakes and volcanoes, landslides), man made risks (nuclear and chemical accidents).

Within the flood platform of the project, a specific action is dedicated to Mediterranean flash floods. It aims at improving the very short-range forecast (up to 24 h) of Mediterranean flash-floods over medium basins, based on the new generation high-resolution Numerical Weather Prediction (NWP) models.

The project is composed of two distinct phases. The 2-years Phase 1 took end in April 2007. It was dedicated to the assessment of usefulness of kilometric-scale atmospheric model forecasts for hydrological applications as well as the development of hydro-meteorological coupled systems based on high-resolution atmospheric models and hydrological models adapted to the fast hydrological response of Mediterranean catchments. This paper describes the various hydrometeorological systems and their evaluation on past-events over Southern France and Northern Italy.

2. Experimental design

2.1 Flash-flood cases

The French Cévennes-Vivarais region and the Italian Piedmont have been chosen as pilot sites (Fig. 1a). Their small to medium catchments are regularly prone to flash floods and both regions are reasonably surveyed by operational measurements networks. Figure 1b and c shows the location of the watersheds considered in this study, with size ranging from 300 to 3000 km².

Five flash flood events, occurred on those areas, have been studied during Phase 1. Concerning the Cévennes–Vivarais region, three events with recorded precipitation above 150 mm a day were selected. The first one took place from the 1st to the 3rd of December 2003 with 3-day accumulated rainfall reaching more than 300 mm on an initial quasi-saturated soil. This led to a major flood of the Rhône River as well as flash-flooding of its tributaries. Most of the Cévennes catchments experimented flow specific discharges larger than $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ with a maximal value equal to $2.16 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ at

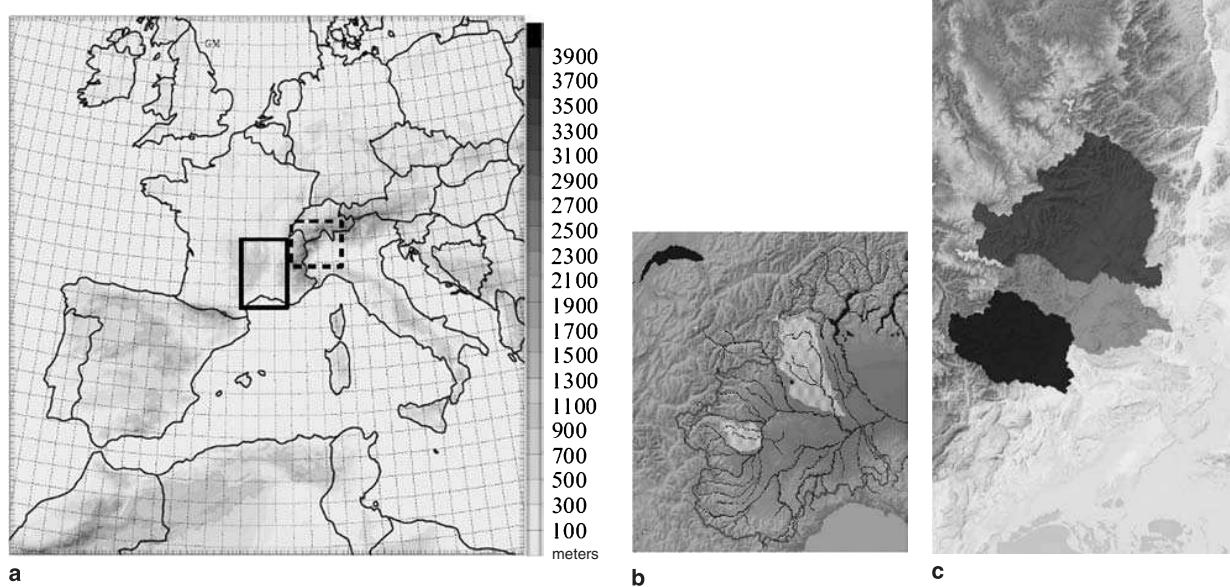


Fig. 1a. View of Europe with orography and location of the geographical domain of interest: Cévennes-Vivarais region (solid box) and Piemont region (dotted box); (**b**) Piemonte boundaries and Sesia catchment (east grey area, 2587 km²), Sangone (242 km²) and Chisola (449 km²) catchments (west grey area); and (**c**) Cévennes-Vivarais mountain region: Ardèche river (dark grey, 2240 km²), Ceze river (light grey, 1110 km²) and Gardons river (black, 1090 km²) watersheds

Flash flood forecasting within the PREVIEW project

Vals les Bains on Ardèche river. The second episode occurred in the beginning of September 2005. From the 5th to the 6th, heavy rainfall (locally up to 300 mm in two days) nearly saturated the soil and was followed by another day of intense precipitation the 8th of September 2005 (about 220 mm in 24 h). This second heavy rainfall event triggered flash-flood in the small catchments of Gardon, Cèze and Ardèche rivers. The last one, less severe, occurred the 4th November 2004 with daily precipitation of about 150 mm. It caused floods particularly in the western part of the Cèze catchment.

Concerning the Italian cases, the first event began the 4th of June 2002 with daily precipitation reaching 300 mm causing landslides and flooding mainly in the Sesia basin. Then, from the 1st to the 2nd of September 2002, a heavy rainfall episode affected the lowlands and the North-eastern part of Piedmont and caused damages mainly by flooding over some small hydrological watersheds (Sangone and Chisola).

2.2 High-resolution atmospheric forecasts

Four non-hydrostatic atmospheric models were used to simulate the aforementioned cases: MM5 (Dudhia 1993) at the National Observatory of Athens (NOA), COSMO-2 (Swiss version of COSMO model (Doms and Schättler 1999), see www.cosmo-model.org for a comprehensive description) at MeteoSwiss, MESO-NH (Lafore et al. 1998) at Météo-France and COSMO-LAMI (Italian implementation of COSMO model) at Arpa Piemonte. For each atmospheric model, the highest horizontal resolution of their domains is 2–3 km (Table 1). Two runs a day (starting at 00 UTC and 12 UTC, respectively)

Table 1. Characteristics of the atmospheric models

Model	Horizontal resolution (km) grid 1/grid 2	Vertical levels	Coupling
COSMO-2	7/2.2	45	1 way
COSMO-	7.5/2.8	35 for grid 1; 45 for grid 2	1 way
LAMI			
MESO-NH	9.6/2.4	40	2 way
MM5	10/2.5	23	1 way

were performed with a forecast range up to 18 hours at least. Model outputs were issued at 1-hour interval.

A reference set of experiments (called hereafter CTRL) using large scale operational global model analyses (ECMWF, ARPEGE) as initial conditions was first built up. Then, the sensitivity to initial conditions was studied by initializing a second set of experiments with mesoscale data (MESO). See Table 2 for details about the initial conditions of the simulations.

In total, more than 140 simulations have been performed for the five heavy rainfall episodes using the four atmospheric models (Note that some models have not been run on some cases, Table 4).

2.3 Hydrological coupling

2.3.1 1-way coupling

The simplest basic approach of coupling hydrological and meteorological models is one-way coupling. The hourly precipitation forecasts produced by atmospheric models were used to force two hydrological models: a distributed version of TOPMODEL (Beven and Kirkby 1979; Saulnier and Datin 2004) called *n*-TOPMODELs (Le Lay

Table 2. Characteristics of the initial conditions of the atmospheric simulations

Model	CTRL	MESO
COSMO-2	ECMWF analyses	12-hours assimilation run based on observation nudging (surface, radiosonde and aircraft data). See Schraff (1997)
COSMO-LAMI	ECMWF analyses	Observation nudging of GTS and non-GTS stations
MESO-NH	ARPEGE analyses	3D-Var ALADIN analyses at 9.5 km (assimilation of Meteosat-8 clear sky radiances, 2 m temperature and relative humidity as well as conventional observations). See Fischer et al. (2005)
MM5	ECMWF analyses	Satellite 3 h precipitation rate estimates from NASA/GSFC used to modify the specific humidity field in 0000 UTC ECMWF analysis. See Lagouvardos and Kotroni (2005)

and Saulnier 2007a, b) over the French catchments and FEST (Mancini 1990; Montaldo et al. 2004) over the Italian ones. A control run using observed rain gauge rainfall as input is carried out for comparison and to assess the uncertainty of the hydrological model itself.

2.3.2 1.5-way coupling

An intermediate coupling (called *1.5-way coupling*) was also tested. It consists of using the FEST hydrological model forced by the observed precipitation prior to the flash-flood event during typically a one-month period in order to produce estimations of soil moisture. Then these soil moisture estimations are used as initial surface conditions for atmospheric runs; the hydro-meteorological coupled system is run in a one-way mode during the flash-flood event forecast.

2.3.3 2-way coupling

A full 2-way coupling has been developed between the hydrological model TOPMODEL and the surface scheme (SURFEX) of the MESON-NH model. SURFEX deals with the interactions between all the surface components (soil, vegetation,...) and the atmosphere. This scheme, based on the ISBA Soil Vegetation Atmosphere Transfer parameterization (Noilhan and Planton 1989) for natural areas, numerically solves the energy and water budget at the ground surface. To improve the water transfer representation and especially to take into account the soil water content redistribution by the lateral subsurface fluxes within hillslopes and their impact on the saturated area extent, the TOPMODEL parametrization has been coupled with ISBA.

The three ground layers version of ISBA is used. Therefore the soil is divided in three layers: a superficial layer of a few centimetres, a root-zone layer and a deep soil layer. The lateral transfers given by TOPMODEL are applied to the second layer of ISBA. In this study, ISBA runs on a regular grid at 1 km-horizontal resolution while TOPMODEL considered the main watersheds derived by the DTM ($\Delta x = 50$ m) topography analysis. The coupled model is forced by hourly accumulated precipitation. Total discharge is obtained from two contributions: runoff over saturated areas and deep drainage. Both are routed to the river using a multidirectional geo-

morphological approach (Le Lay and Saulnier 2007a).

3. Results

3.1 Quantitative precipitation forecast (QPF)

To objectively evaluate the quantitative precipitation forecast, a common verification protocol was applied. For each case, a common area to all models has been selected and verification “point to point” of QPF against rain-gauges observations was performed. Several scores were computed including classical scores (BIAS, Root Mean Squared Error, correlation coefficient (R^2)) as well as categorical ones (Probability of Detection (POD), False Alarm Ratio (FAR), Threat Score, Equitable Threat Score (ETS), Accuracy, Frequency Bias, Probability of False Detection, Heidke Skill Score, Odds Ratio). The scores have been computed and compared for all the atmospheric simulations on all cases and for the 6-h and 18-h accumulated rainfall. Verification of high-resolution QPF is not straightforward since the so-called “double-penalty problem” (Anthès 1983; Bougeault 2003) becomes more critical as the resolution increases (Ducrocq et al. 2002a). New scores that better tackle the location errors of intense rainfall structures that the high-resolution models are able to produce have been recently proposed (Theis et al. 2005; Wernli et al. 2008). In the framework of PREVIEW Phase 2, it is planned to apply the Theis et al.’s (2005) score that tolerates some timing and location errors. Nevertheless, as the simulations in the study have almost the same horizontal resolution (2–3 km), the classical scores when they are applied to the high-resolution forecasts have all the same drawback concerning the double-penalty problem, which therefore allows to use them for some comparison between simulations.

Figure 2 shows the values of the BIAS obtained for the 18 h-accumulated rainfall forecast for all the five cases. Here, BIAS is defined as follows:

$$\text{BIAS} = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N F_i}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N O_i},$$

where F_i (resp. O_i) denote the values of the i th forecast (resp. observation) among N .

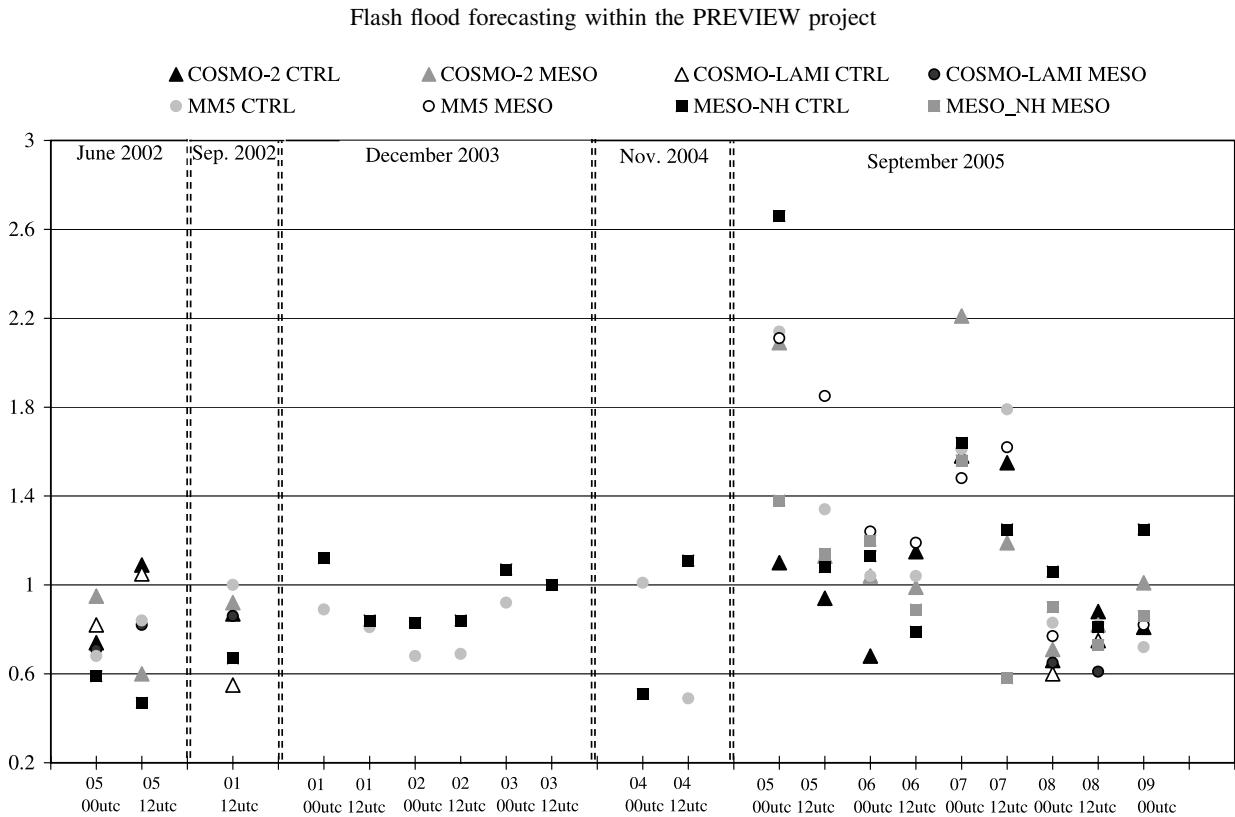


Fig. 2. BIAS for 18 h-accumulated rainfall simulations for all the five cases and atmospheric runs

Figure 2 shows that the performance of the atmospheric models is strongly case-dependent. A model can have very good scores for a run and then very bad ones for another. Figure 2 also highlights that some days are more predictable than others with respect to the BIAS score. For instance, runs starting at 12 UTC, 6 September 2005 have a weak dispersion in BIAS, which is closed to one. As regard the impact of a meso-scale data analysis as initial conditions, we see a positive impact for some models (e.g., COSMO-2), but we can not conclude that it improves systematically the BIAS for all the simulations.

The categorical scores were computed for the following thresholds: 0 mm, 5 mm, 10 mm, 20 mm and 50 mm. Figure 3a shows ETS for the 0 mm threshold (rain/no rain) and for the 18 h-accumulated rainfall, whereas Fig. 3b considers the 20 mm threshold (significant rain or not). All models give very weak values of ETS for the rain/no rain threshold for the first part of the September 2005 episode and June 2002 event. Comparing Figs. 2 and 3 for the same day shows that if we rank the simulations from the best to the worst score values, we do not ob-

tain the same rank for the same run regarding the score used for the ranking. It clearly indicates that the choice of the score for the evaluation of a forecast should take into account the usage of the forecast itself. As an example, for flash-flood forecasting purpose, we are interested in the occurrence of significant precipitation; so we propose an index based on the combination of the false alarm rate and the probability of detection, we called it “confidence index”. The highest level (i.e., 1) is given for both high POD (greater than 0.5) and weak FAR (lower than 0.5), level 3 is for the opposite case, elsewhere it is level 2. Therefore, the weaker the index, the better the simulation. Such an index can be more helpful for decision makers than the classical ones as threshold on POD and FAR can be defined according their cost-loss models. Table 3 shows the values of the so called “confidence index” for the 10 mm threshold and 6-h accumulated rainfall. They are plotted as function of the date and the range of the simulation. So, the reliability of the forecast is known for a given experiment and a given 6-h period. As all the simulations are plotted, a quick look at the table

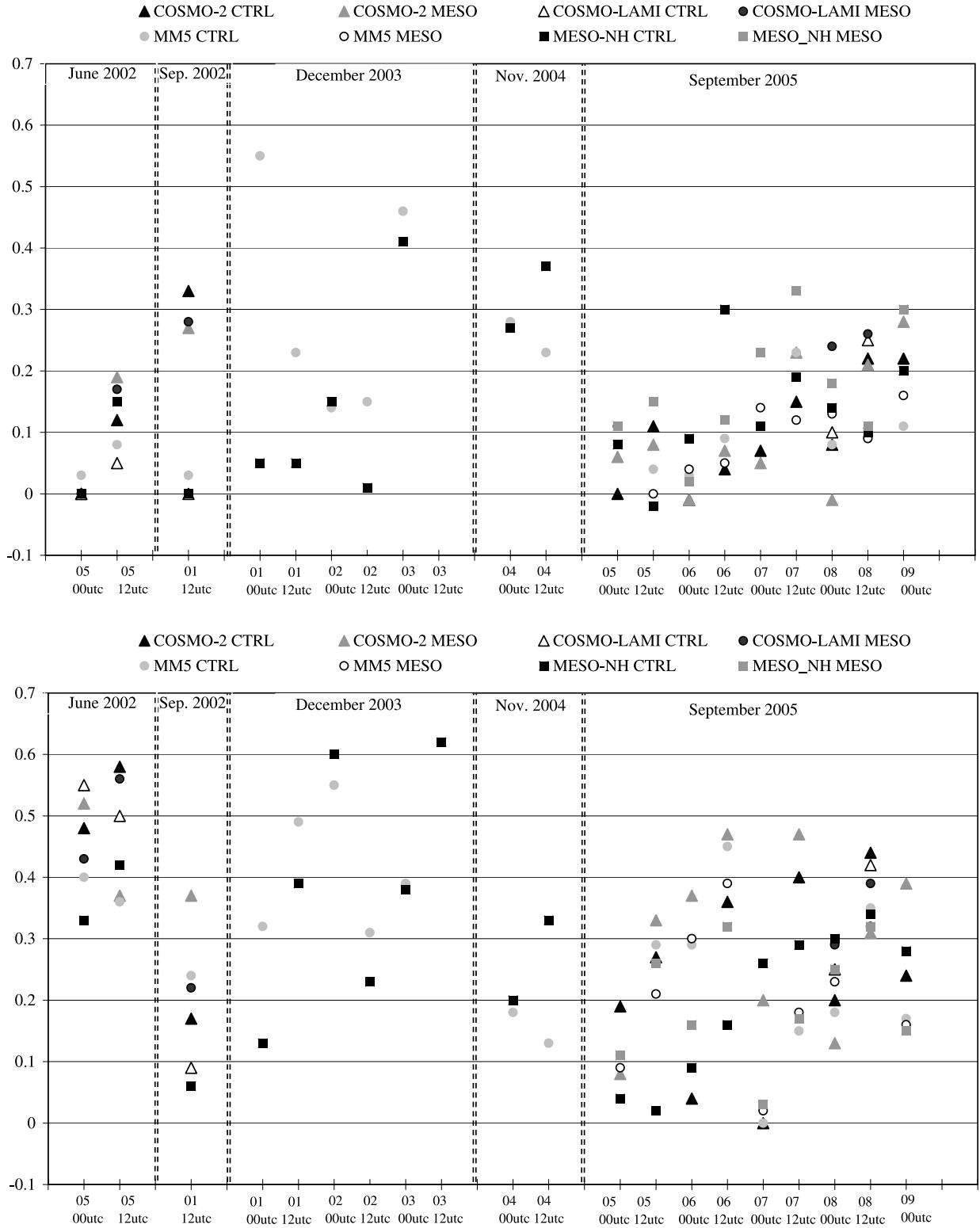


Fig. 3. ETS for 18 h-accumulated rainfall forecast for the five cases for thresholds 0 mm (top) and 20 mm (bottom)

can provide relevant information about the predictability of a period. In Table 3, it appears that the quality of a forecast is day to day dependent.

Moreover, there is no evidence that the quality of the simulated rainfall field depends on the forecast range.

Flash flood forecasting within the PREVIEW project

Table 3. Confidence indices for all the simulations of the September 2005 Cévennes case. Level 1 stands the most confident simulation, 2 medium and 3 for the poorest. x Hour of runs' begining

2005/09	5				6				7				8				9			
	0	6	12	18	0	6	12	18	0	6	12	18	0	6	12	18	0	6	12	18
COSMO-LAMI CTRL	x								x	2	1	2					x	3	2	3
COSMO-LAMI MESO									x	2	1	2					x	3	2	3
COSMO-2km CTRL	x	3	3	3	x	3	3	3	x	3	3	3	x	2	1	2	x	3	3	2
	x	3	3	2	x	2	3	2	x	3	3	2	x	3	3	2	x	3	2	3
COSMO-2km MESO	x	3	3	3	x	3	1	1	x	2	3	3	x	3	2	2	x	1	3	2
	x	2	3	3	x	3	3	1	x	3	3	2	x	3	3	2	x	3	2	3
Meso-NH CTRL	x	3	3	3	x	3	2	3	x	2	3	3	x	2	2	3	x	1	3	2
	x	3	3	3	x	3	3	2	x	3	3	2	x	3	3	2	x	3	2	3
Meso-NH MESO	x	3	3	2	x	3	1	3	x	3	3	3	x	2	2	2	x	3	3	2
	x	3	3	2	x	2	2	2	x	3	3	1	x	3	3	3	x	3	2	3
MM5 CTRL	x	3	3	2	x	3	1	1	x	3	3	3	x	3	2	2	x	3	3	1
	x	2	2	2	x	3	3	1	x	3	3	2	x	3	3	1	x	3	3	1
MM5 MESO	x	3	3	2	x	2	1	1	x	3	3	3	x	2	3	2	x	3	3	2
	x	3	2	3	x	3	2	1	x	3	3	3	x	3	3	1	x	3	2	

Table 4. Atmospheric 2–3 km resolution simulations performed on the 5 cases with the different meteorological models

Model	Experiment	Cevennes cases										Piemont cases			
		1.Dec.2003	2.Dec.2003	3.Dec.2003	4.Nov.2004	4.Sep.2005	5.Sep.2005	6.Sep.2005	7.Sep.2005	8.Sep.2005	9.Sep.2005	4.Jun.2002	5.Jun.2002	1.Sep.2002	
COSMO-2	CTRL					X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	MESO					X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
COSMO-LAMI	CTRL									X				X	X
	MESO									X				X	X
MESO-NH	CTRL	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	MESO					X	X	X	X	X	X				
MM5	CTRL	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
	MESO					X	X	X	X	X	X	X	X	X	

3.2 Quantitative discharge forecast (QDF)

Another way to assess the reliability of the meteorological simulations is to use the simulated rainfall fields as input to hydrological models (Chancibault et al. 2006). In order to assess independently the ability of the hydrological system to reproduce the peaks of flow, the observed

rain fields obtained from the raingauge network is first used as an input to the hydrological model. The “simulated” discharge is hereafter referred to as “simulation”. The Nash efficiency, peak difference between observed and simulated discharges and phase difference of the peak flow were computed to evaluate the capabilities of the hydrological models. Then, the QPF were used as

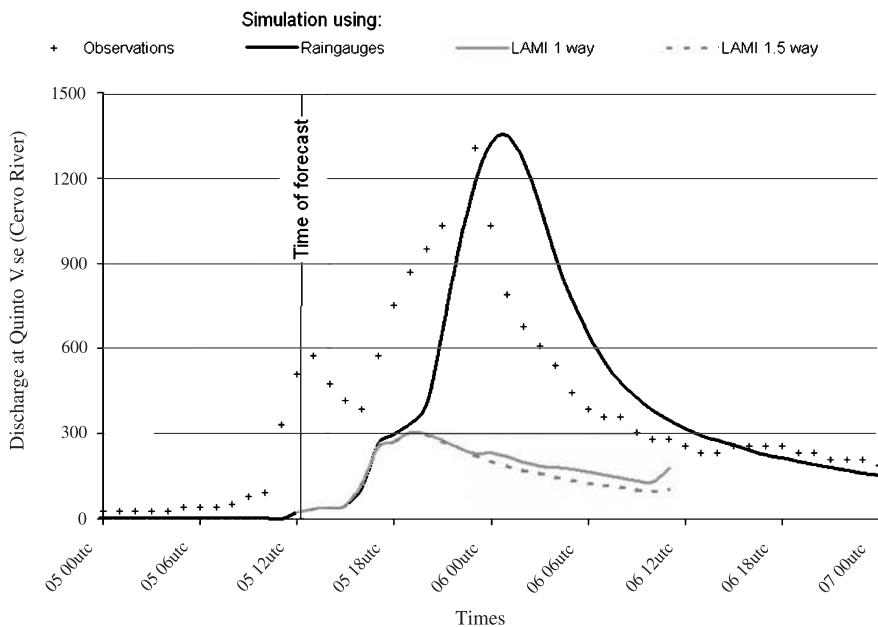


Fig. 4. Discharge (m^3s^{-1}) at Quinto V.se (Cervo subcatchment of Sezia basin of 999 km^2): observations (black crosses), simulation with observed hourly rainfall (black solid line), 1-way coupling with COSMO-LAMI (grey solid line), 1.5-way coupling with COSMO-LAMI (grey dashed line) for the case of June 2002

input in the hydrological models. The comparison between forecasted discharges against simulated ones aims at providing some insights into the use of QPF to forecast flash floods.

3.2.1 Results for the 1-way and 1.5-way coupling with FEST over the Italian Piemont watersheds

The FEST hydrological model was used for the simulation of the Italian Piedmont cases. Figure 4 presents an example of the model results for Quinto V.se cross section for the case of June 2002 in which the meteorological model underestimated the intense precipitation over this basin. The comparison between the simulation using rain gauges and the observations highlights the hydrological model performance (both peak time error and peak discharge error are weak). The two other experiments in operational configuration show the impact of QPF errors. One can notice that QDF are generally biased to underestimation due to QPF errors. The peak discharge mean relative error for the COSMO-LAMI simulations (which was about -0.2 for the simulations driven by raingauges data) also shows a less good performance for both the 1.5-way coupling simulations (-0.83) and the 1-way coupling ones (-0.8). Using the 1.5 way coupling system to specify the initial soil moisture of the atmospheric model does not improve the results, although the soil moisture fields produced

by FEST are significantly different from the COSMO-LAMI one. Improvements of the surface scheme of the atmospheric model seem to be required to fully exploit the detailed and more realistic moisture field provided by the 1.5 way coupling. Nevertheless it has to be pointed out that with this method we do not eliminate other possible sources of errors in the meteorological model (for instance atmospheric processes or boundary conditions).

3.2.2 Results for the 1-way coupling with *n*-TOPMODELS over the Cévennes-Vivarais watersheds

Le Lay and Saulnier (2007a) details the QDF verification when using the 1-way approach. In their *n*-TOPMODELS model, discharges can be estimated at every point of the river network. In particular, discharges were estimated at the available gauged station (maximum 21) over the region and compared to the observed discharges. Cumulative distributions of the Nash values (Nash and Sutcliffe 1970) were built for each of the available atmospheric simulations and for the observed rainfall fields.

Figure 5 illustrates these cumulative Nash values distributions derived from the observed rainfall and from the six available atmospheric simulations for the September 2005 flood event. This event appears to be the most relevant case

Flash flood forecasting within the PREVIEW project

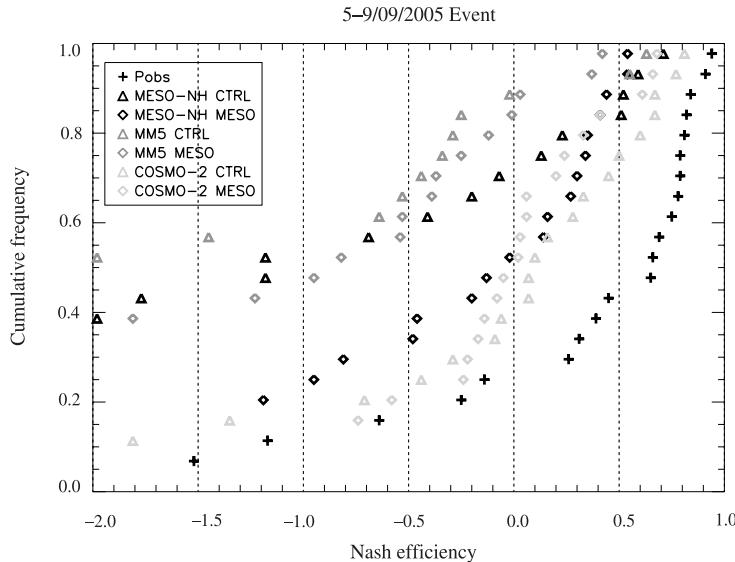


Fig. 5. Nash efficiency for the September 2005 case for the 1-way n -TOPMODELS simulation given by observed rainfall (crosses) and forecasted rainfall at various outlets of Gard, Cèze and Ardèche watersheds

for assessing the simulation of the temporal dynamic of the flood. The hydrological model performs in a satisfactory way when driven by the observed rainfall with Nash values above 0.8 for half of the catchments considered. When the hydrological model is driven by the rainfall forecasts, the results are strongly variable from one atmospheric model to another. Moreover, it is worth noting that in this QDF verification, some atmospheric experiments that improved their precipitation forecast according to some QPF metrics (i.e., MESO-NH MESO) can decrease the quality of hydrological simulations. This sug-

gests that such QDF verification using distributed hydrological model at the meso-scale provides a clearer ranking of the atmospheric simulations in terms of precipitation localization, areal rainfall and temporal dynamic of the storm events.

3.2.3 The SURFEX/TOPMODEL coupled system results

The SURFEX/TOPMODEL coupled hydrological model was evaluated also on the 5–9 September 2005 Cévennes-Vivarais flash-flood case. The simulated discharges were first obtain-

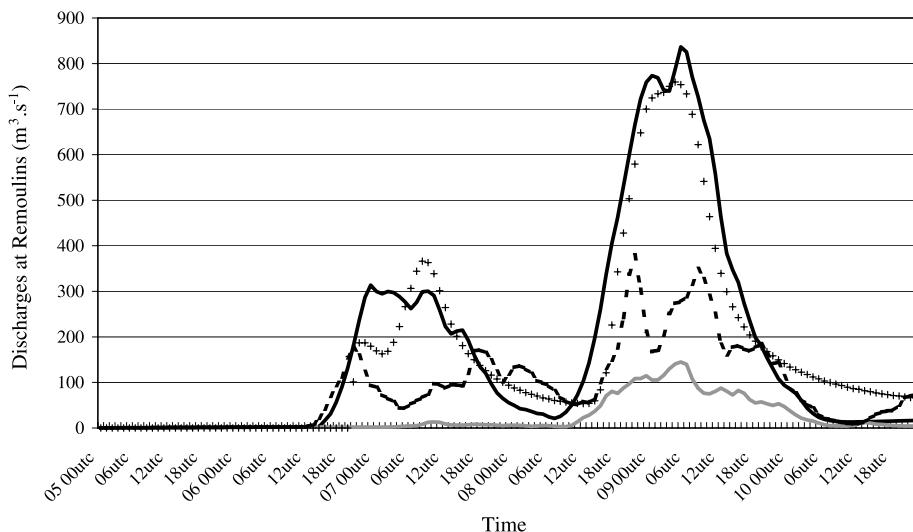


Fig. 6. Discharges at Rémoulin (Gardon River) for the September 2005 case: observations (black crosses) and simulations by the SURFEX/TOPMODEL coupled system driven by: (i) hourly raingauge observations (black solid line), (ii) QPF from CTRL MESO-NH runs (grey solid line) and (iii) QPF from MESO MESO-NH runs (dashed line)

ed using spatially interpolated raingauges data. In Fig. 6, the simulated discharges provided by the coupled system are close to the observed ones. In particular, the system is able to catch the temporal dynamic of the flood with a second peak flow more important due to the saturation of the soil by the first rainy event of this case.

When QPF is used to drive the SURFEX/TOPMODEL system, the simulations using QPF from the MESO-NH CTRL simulations showed relatively poor results. Indeed, CTRL runs actually produce some heavy precipitation over southern France but not located quite well regarding the studied catchments. On the contrary, the hydrological simulations performed using QPF from MESO runs improved the results. The Nash coefficient (not shown) obtained for discharges at the main outlet of the Gard (Rémoulins), Cèze and Ardèche (St Martin) rivers confirms that the use of QPF from MESO as forcing give better results than the use of CTRL ones.

4. Synthesis and perspective

Phase 1 of PREVIEW has assessed the value of high-resolution rainfall forecasts both from a classical QPF scoring approach and from a hydrological response analysis for 5 past events over the Southeastern France and the Italian Piedmont. QPF verification of model simulations performed for the selected cases with four non-hydrostatic models showed that there is no model that outperforms the others. The use of various data assimilation techniques in the initialization phase of the simulations did not improve the scores for all models and situations, still a positive impact is seen, e.g. for the COSMO-2 model for the Cévennes case. An interesting point was that the hydrological verification of QPF leads to different conclusions that the ones made from QPF metrics. Even if errors in location and intensity in the forecast rainfall fields exist, it seems that there is some relevant information in the hydrological responses (QDF), considering not too small catchments and a regional approach.

All the work on meteorological simulations has been useful for the tuning of the future operational high-resolution models and coupling between atmospheric and hydrological models. Such coupling is currently evaluated over a lon-

ger dataset and in real time in the framework of MAP D-PHASE (www.map.meteoswiss.ch/map-doc/dphase/dphase_info.htm).

Acknowledgments

This study has been sponsored by the EC FP 6 Integrated Project PREVIEW ("PREvention Information and Early Warning", www.preview-risk.com). The authors gratefully acknowledge the anonymous referees for their constructive comments, which improved the quality of the paper.

References

- Anthès RA (1983) Regional models of the atmosphere in middle latitudes. *Mon Wea Rev* 111: 1306–30
- Bougeault P (2003) The WGNE survey of verification methods for numerical prediction of weather elements and severe weather events. Technical report, WMO
- Beven K, Kirkby MJ (1979) A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol Sci Bull* 24: 43–69
- Chancibault K, Anquetin S, Ducrocq V, Saulnier G-M (2006) Hydrological evaluation of high resolution precipitation forecasts of the Gard flash-flood event (8–9 September 2002). *Quart J Roy Meteor Soc* 132: 1091–117
- Doms G, Schättler U (1999) The non-hydrostatic limited-area model LM (Lokal-Model) of the DWD. Deutscher Wetterdienst, Tech. Rep., 180 pp [Available from Deutscher Wetterdienst, 63004 Offenbach, Germany]
- Ducrocq V, Ricard D, Lafore JP, Orain F (2002a) Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over France: on the importance of the initial humidity field. *Wea Forecast* 17: 1236–56
- Dudhia J (1993) A non-hydrostatic version of the Penn State/NCAR nesoscale model: validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon Wea Rev* 121: 1493–513
- Fischer C, Montmerle T, Berre L, Auger L, Stefanescu S (2005) An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather prediction system. *Quart J Roy Meteor Soc* 131: 3477–92
- Lafore JP, Stein J, Asencio N, Bougeault P, Ducrocq V, Duron J, Fisher C, Hereil P, Mascart P, Masson V, Pinty JP, Redelsperger JL, Richard E, Vila-Guerau de Arellano J (1998) The Meso-NH Atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. *Ann Geophys* 16: 90–109
- Lagouvardos K, Kotroni V (2005) Improvement of high resolution weather forecasts through humidity adjustment, based on satellite data. *Quart J Roy Meteor Soc* 131: 2695–2712
- Le Lay M, Saulnier GM (2007a) Exploring the signature of spatial variabilities in flash flood events: Case of the 8–9 September 2002 Cévennes-vivarais catastrophic event. *Geophys Res Lett* 34: L13401; DOI: 10.1029/2007GL029746

Flash flood forecasting within the PREVIEW project

- Le Lay M, Saulnier GM (2007b) Rainfall volume, intensities or localization influences on flash-flood generation in the Cévennes-Vivarais region (France). *Geophys Res Lett* (submitted)
- Mancini M (1990) Modelling catchments hydrologic response: effects of the spatial variability and the scale of representation of the soil absorption phenomenon. PhD thesis (in Italian), Politecnico di Milano, Milan, 156 pp
- Montaldo N, Mancini M, Rosso R (2004) Flood hydrograph attenuation induced by a reservoir system: analysis with a distributed rainfall-runoff model. *Hydrol Process* 18(3): 545–63
- Nash JE, Sutcliffe JV (1970) River flow forecasting through conceptual models. Part I: A discussion of principles. *J Hydrol* 10: 282–90
- Noilhan J, Planton S (1989) A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. *Mon Wea Rev* 117: 536–49
- Saulnier GM, Datin R (2004) Analytical solving of a bias in the TOPMODEL framework water balance. *Hydrol Process* 18(7): 1195–218
- Schraff C (1997) Mesoscale data assimilation and prediction of low stratus in the Alpine region. *Meteorol Atmos Phys* 64: 21–50
- Theis SE, Hense A, Damrath U (2005) Probabilistic precipitation forecasts from a deterministic model: a pragmatic approach. *Meteorol Appl* 12(3): 257–68
- Wernli H, Paulat M, Hagen M, Frei C (2008) SAL – a novel quality measure for the verification of quantitative precipitation forecasts. *Mon Wea Rev* (submitted)

Chapitre 9

Evaluation d'un système de prévision numérique du temps à l'échelle convective

La mise en opérationnel du système de prévision numérique AROME nous a donné l'occasion d'évaluer un tel système de prévision à haute résolution en temps quasi-réel pour la prévision des crues rapides. La principale différence par rapport aux modèles atmosphériques évalués dans le projet PREVIEW réside dans le fait qu'AROME est doté de son propre système d'assimilation à méso-échelle et dispose donc a priori de meilleures conditions initiales. Outre l'aspect temps réel, il était donc aussi pertinent d'évaluer si nos conclusions sur l'évaluation des prévisions d'un modèle atmosphérique à la résolution de quelques kilomètres étaient confirmées. Au cours des automnes 2008 et 2009, le système couplé ISBA-TOPMODEL a ainsi tourné tous les jours en utilisant comme données de forçage les prévisions horaires du modèle AROME du réseau de 00 UTC (précipitations, températures et humidités de surface, rayonnements incidents,...). Les débits horaires simulés sur les trois cours d'eau Cévenols listés au chapitre 5.4 étaient ensuite mis à disposition sur une page web.

L'automne 2008 a été marqué par deux épisodes de crues significatives sur les Cévennes : les 21 et 22 octobre puis les 1er et 2 novembre. Une évaluation de la chaîne hydrométéorologique AROME/ISBA-TOPMODEL sur ces deux événements est présentée ci-dessous. C'est aussi sur ces deux cas que nous avons évalué la méthode de prévision d'ensemble présentée dans la partie IV de ce mémoire.

9.1 Description des cas de crues survenues à l'automne 2008 dans les Cévennes

Après un début d'automne déficitaire en pluies sur les Cévennes, le premier épisode pluvio-orageux intense concernant la zone d'intérêt d'ISBA-TOPMODEL survient du 21 au 22 octobre 2008. Durant cette période, le pays est concerné par une perturbation induite par la circulation d'un thalweg d'altitude assez peu marqué. A l'avant, un flux de basses couches de sud à sud-est s'organise à partir du 21 dans l'après-midi engendrant de la convergence et un apport d'humidité en provenance de Méditerranée. L'activité pluvieuse

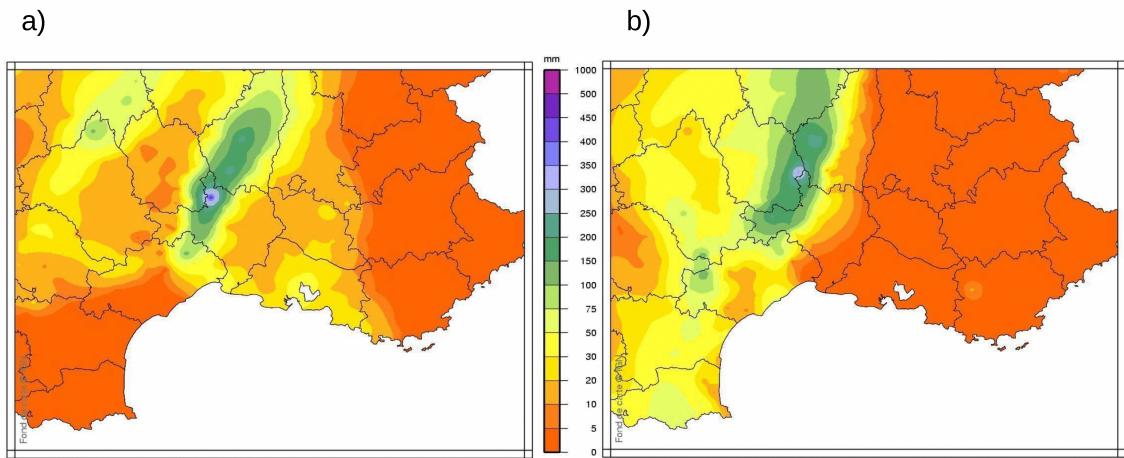


FIG. 9.1: Cumuls de précipitations (en mm) observées sur la région Cévenole du 21/10/2008 à 12UTC au 22/10/2008 à 12UTC (a) et du 01/11/2008 à 12UTC au 02/11/2008 à 12UTC (b) (Relevés de pluviomètres du réseau de Météo-France, spatialisés).

la plus importante sur les contreforts des Cévennes survient dans la soirée du 21 octobre correspondant à l'arrivée de la perturbation et donc au maximum d'intensité du jet d'altitude. Les valeurs cumulées sur 24 heures atteignent plus de 450 mm sur le département du Gard (avec des intensités horaires de l'ordre de 50 à 70 mm /heure). La figure 9.1a permet de situer le maximum d'intensité pluvieuse sur la région. Ces précipitations ont conduit à une augmentation du niveau des cours d'eau de la région Cévennes-Vivarais durant la journée du 22 octobre. L'Ardèche à Vallon Pont d'arc a atteint près de $2400 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, le débit du Gardon à Boucoiran est presque monté à $1200 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

Dix jours plus tard, un nouvel épisode pluvio-instable concerne les Cévennes. Un profond thalweg d'altitude aborde le pays à partir du 31 octobre et isole une goutte froide du proche atlantique à la péninsule ibérique dans la journée du 2 novembre. Une dépression de basses couches s'isole sur le sud-ouest de la France dirigeant sur le pourtour Méditerranéen un flux de sud-est rapide. L'advection d'air chaud et humide en phase avec le fort cyclonisme d'altitude génère une activité pluvio-orageuse intense sur les Cévennes. C'est au cours de la journée du 1er novembre que les cumuls sont les plus importants. En 24 heures, on recueille jusqu'à 428 mm en Lozère et 326 mm dans l'Ardèche (Fig. 9.1b). Mais la journée du 2 novembre est également bien arrosée et le seuil de 200 mm est souvent franchi sur les Cévennes. L'activité pluvio-orageuse se décale vers Rhône-Alpes et PACA en soirée. Quatre communes de Lozère ont été durement touchées par la montée des eaux liée aux fortes précipitations sur le département depuis le début du week-end et 650 foyers sont privés d'électricité. A Langogne, une dizaine d'entreprises ont été inondées par les eaux de l'Allier et du Langouyou-rou. Les débits maximum mesurés ont atteint près de $2500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ à Vallon Pont d'Arc, $800 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ à Bagnols sur Cèze.

9.2 Configuration de l'expérimentation

Les débits simulés par la chaîne "temps réel" AROME/ISBA-TOPMODEL ont été comparés d'une part aux débits observés et d'autre part, à des simulations réalisées avec ISBA-TOPMODEL forcé par des observations radar ou analyses SAFRAN. Le système ISBA-TOPMODEL, lorsqu'il fonctionne en mode évènementiel, nécessite une mise à l'équilibre de 48 h (Bouilloud *et al.*, 2009). Dans la suite, nous appellerons les journées où l'on souhaite examiner les résultats, "journées cibles". Les deux journées précédentes qui servent à s'assurer d'une bonne initialisation du système seront appelées "journées d'initialisation". Pour la chaîne temps réel du jour J, les simulations réalisées débutent à J-2 et pour ces 48 premières heures, tous les paramètres de forçage proviennent de l'analyse SAFRAN. Puis pour les 24 heures du jour J, ce sont les sorties horaires du modèle AROME du réseau de 00UTC du jour J qui sont utilisées. Nous appellerons cette série de simulations SA (forçage par données SAFRAN puis AROME). Pour les précipitations, le forçage SAFRAN n'est bien sûr pas optimal en particulier à cause de sa résolution de $8 \times 8 \text{ km}^2$. C'est pour cela que nous comparerons ces résultats avec des simulations du même type mais où les données de pluie issues du radar de Bollène (lames d'eau Panthère 1h) remplacent les pluies SAFRAN, les autres paramètres restant inchangés. Ces simulations seront appelées RA (forçage par données Radar puis AROME). Ceci nous a permis également d'étudier l'influence des pluies utilisées en entrée pour la partie « initialisation » de la simulation. Concernant les observations de débits, les données nous ont été fournies par l'OHM-CV. Cependant, elles n'ont pas subi de contrôles poussés de leur qualité contrairement aux données que nous avions utilisées dans les parties précédentes. Il y a donc une incertitude plus grande sur ces observations de débits.

Enfin, un dernier type de simulations a été réalisé où les prévisions AROME ne sont pas utilisées. Le modèle ISBA-TOPMODEL utilise en entrée des données SAFRAN dans des expériences notées S. Dans d'autres expériences (appelées R) les pluies SAFRAN sont remplacées par les lames d'eau 1h issues du radar de Bollène. Ces deux types de simulations nous fournissent des références permettant de juger de l'impact des prévisions AROME.

Pour chacun des cas, nous n'examinerons ici les résultats que pour la journée "cible" où le pic de crue se produit effectivement : le 22 octobre pour le premier cas et le 2 novembre pour le second.

9.3 Evaluation pour le cas d'octobre 2008

Le tableau 9.1 résume les simulations effectuées pour évaluer la chaîne AROME/ISBA-TOPMODEL et les pluies utilisées en entrée d'ISBA-TOPMODEL pour le cas d'octobre. La figure 9.2 montre les débits horaires simulés pour la journée cible du 22 octobre 2008 aux trois exutoires pour les simulations décrites dans ce tableau. Les débits obtenus à partir de prévisions de précipitations AROME sont toujours représentés en bleu, ceux obtenus à partir de données SAFRAN uniquement en vert. Enfin lorsque les pluies sont fournies par les lames d'eau du radar de Bollène, la chronique de débit est tracée en rouge. Les débits observés sont également représentés par des croix noires.

Simulations	20/10/2008	21/10/2008	22/10/2008
SA	SAFRAN	SAFRAN	AROME
RA	RADAR	RADAR	AROME
S	SAFRAN	SAFRAN	SAFRAN
R	RADAR	RADAR	RADAR

TAB. 9.1: Pluies utilisées par journée pour les différentes simulations sur le cas d'octobre 2008.

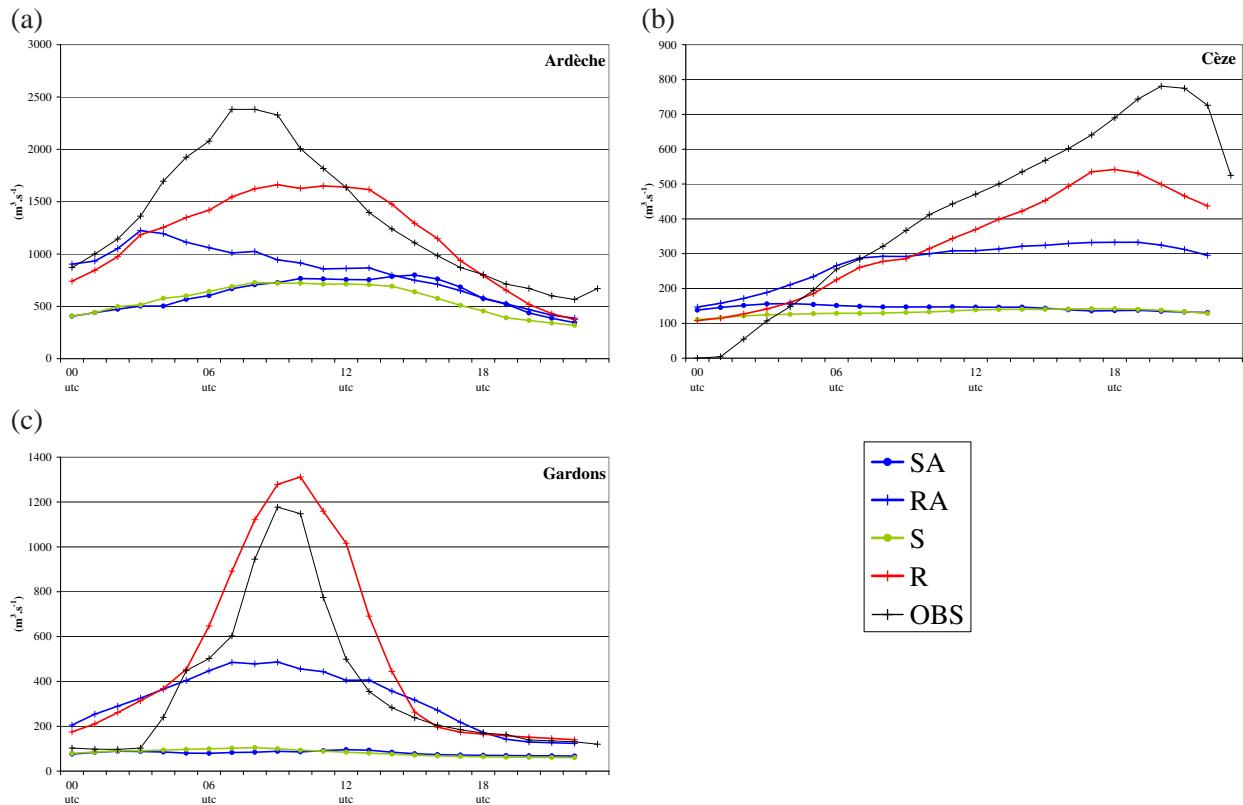


FIG. 9.2: Débits horaires ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) simulés ou observés pour le 22 octobre 2008 à Vallon Pont d'Arc (a), à Bagnols sur Cèze (b) et à Boucoiran (c). Les simulations sont celles décrites dans le tableau 9.1.

9.3.1 Simulations à partir des pluies observées

La simulation qui se rapproche le plus des données observées est l'expérience R. Les lames d'eau radar en entrée d'ISBA-TOPMODEL permettent une très bonne représentation de la chronologie de la crue. L'amplitude du pic simulé, plus proche de l'observation pour les Gardons, est sous-estimée pour les deux autres bassins. Il est à noter qu'en utilisant les lames d'eau du radar de Nîmes, on obtient de moins bons résultats sur ce cas.

La simulation réalisée à partir de données SAFRAN uniquement, S, sous-estime très largement les débits pour les trois bassins. Ces analyses de pluie sous-estiment les lames d'eau sur les trois bassins versants (Fig. 9.3). Leur utilisation pendant la période d'initialisation (expérience SA) conduit d'ailleurs également à une sous-estimation du pic de crue.

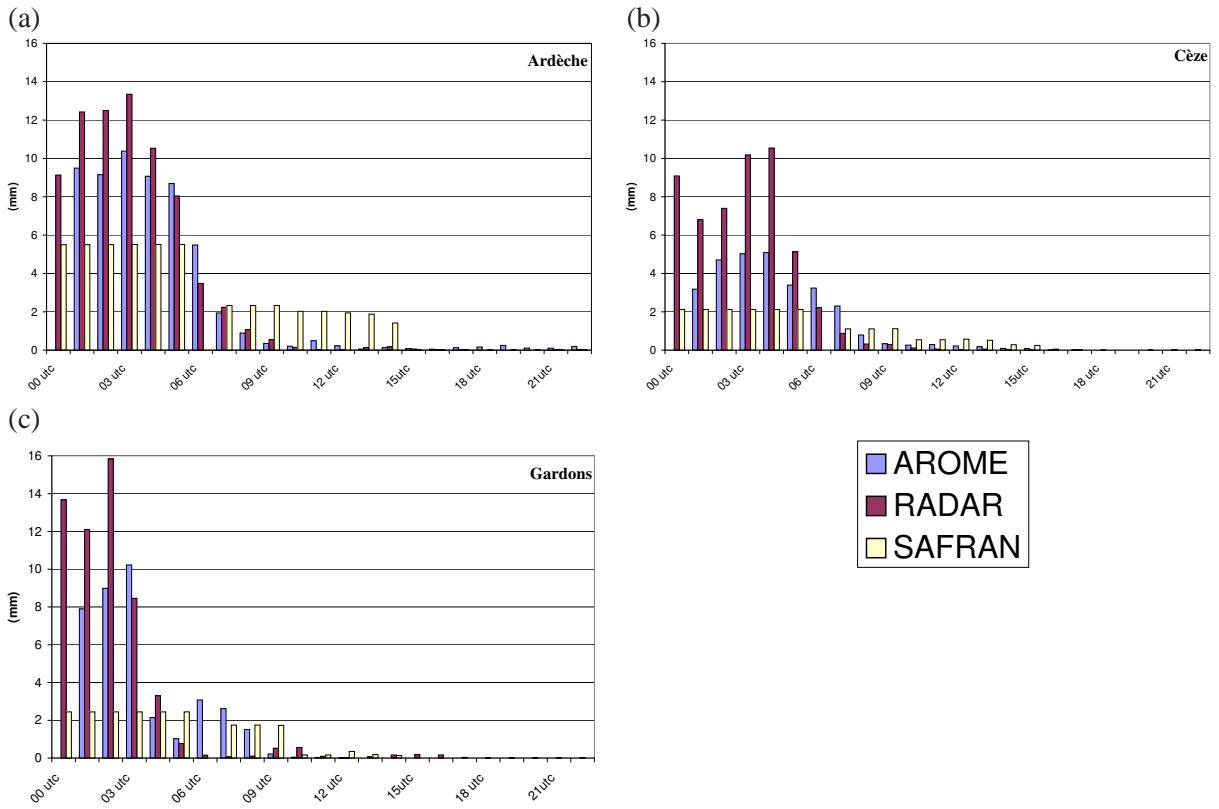


FIG. 9.3: Pluies horaires (en mm) pour la journée du 22 octobre 2008 moyennées sur le bassin versant de l’Ardèche à Vallon Pont d’Arc (a), de la Cèze à Bagnols (b) et des Gardons à Boucoiran (c) issues de simulations AROME (bleu), des lames d’eau radar (rouge) ou de l’analyse SAFRAN (jaune).

9.3.2 Simulations à partir des prévisions AROME

Les débits simulés de la Cèze et du Gardon pour l’expérience RA ont une chronologie comparable à ceux de l’expérience R, mais l’amplitude du pic de crue est sous-estimée. Pour l’Ardèche, les premières heures de simulation de RA sont très proches des observations mais au bout de quelques heures, la décrue s’amorce prématûrément.

Une analyse des chroniques de pluie (Figure 9.3) montre qu’effectivement les cumuls horaires sur chacun des bassins sont sous-estimés surtout au moment du pic de pluie et surtout sur les bassins versants les plus au sud. En terme de chronologie, la simulation AROME propose des précipitations qui durent plus longtemps que celles observées par le radar notamment sur le bassin du Gardon. En terme d’erreur de localisation, AROME simule des précipitations avec une structure spatiale qui ressemble beaucoup à celle de la lame d’eau radar, mais la bande de précipitations plus intenses n’est pas assez étendue vers le sud et trop sur l’amont des bassins de quelques dizaines de kilomètres (Figure 9.4). Ceci entraîne un défaut de pluie qui se traduit par des débits simulés plus faibles d’autant qu’une pluie arrivant sur les hauts d’un bassin versant contribue moins vite au débit que celles survenant près de l’exutoire considéré.

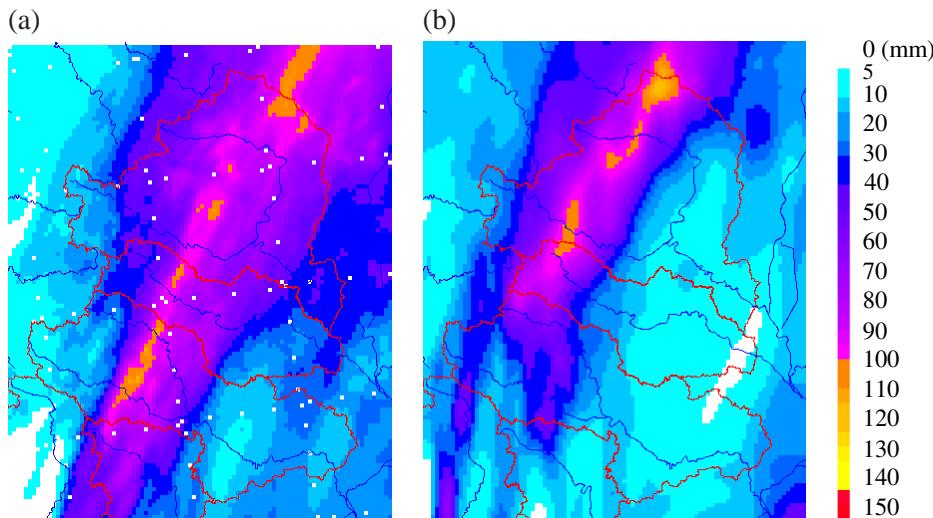


FIG. 9.4: Cumuls (en mm) de précipitations en 24h issus des lames d'eau du radar de Bollène (a) et du modèle AROME (réseau 00UTC du 22 octobre 2008) (b) pour la journée 22 octobre 2008.

9.3.3 Utilisation d'autres réseaux AROME

Dans l'expérimentation temps réel, seules les prévisions AROME démarrant de l'analyse de 00UTC ont été utilisées. D'autres simulations ont visé à comparer ces résultats avec ceux obtenus en utilisant d'autres réseaux de prévision, i.e. en démarrant des analyses de 06UTC, 12UTC, 18UTC le 21 octobre et celui de 06UTC le 22 octobre. Le tableau 9.2 décrit les simulations réalisées.

Simulations	Période d'utilisation des données RADAR	Période d'utilisation des données AROME	Réseau AROME utilisé
RA_2106	Du 19/10 à 06UTC au 21/10 à 06UTC	Du 21/10 à 06UTC au 22/10 à 06UTC	06UTC le 21/10
RA_2112	Du 19/10 à 12UTC au 21/10 à 12UTC	Du 21/10 à 12UTC au 22/10 à 12UTC	12UTC le 21/10
RA_2118	Du 19/10 à 18UTC au 21/10 à 18UTC	Du 21/10 à 18UTC au 22/10 à 18UTC	18UTC le 21/10
RA_2206	Du 20/10 à 06UTC au 22/10 à 06UTC	Du 22/10 à 06UTC au 23/10 à 06UTC	06UTC le 22/10

TAB. 9.2: Simulations réalisées sur le cas d'octobre 2008 avec des prévisions AROME démarrant de différentes analyses (réseau).

La figure 9.5 montre les débits obtenus pour la journée du 22 octobre. On constate que la simulation la plus proche des observations est RA_2206 donc celle utilisant les prévisions du réseau le plus proche de l'événement. Mais il est intéressant de voir que la dynamique des débits n'est pas forcément la même d'une expérience à l'autre. Sur le bassin de l'Ardèche, le moment de la décrue varie en fonction des simulations. En particulier, RA_2112 a un résultat plus proche des observations que RA_2118 ou RA. Sur le bassin de la Cèze, RA_2112 est

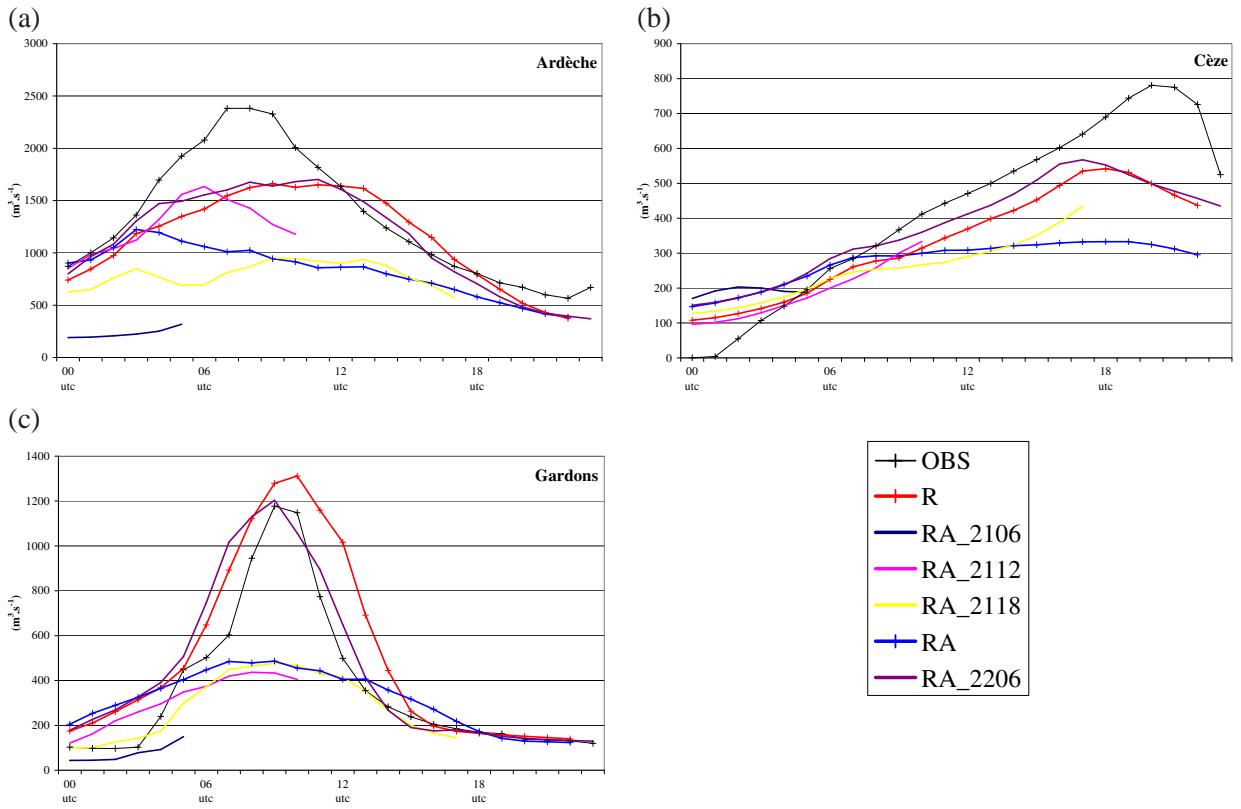


FIG. 9.5: Débits horaires ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) simulés ou observés pour le 22 octobre 2008 à Vallon Pont d'Arc (a), à Bagnols sur Cèze (b) et à Boucoiran (c). Les simulations sont celles décrites dans le tableau 9.2.

également plus proche de RA_2206 que les deux simulations intermédiaires.

La figure 9.6 illustre la chronologie de la pluie moyennée sur le bassin de l'Ardèche à Vallon observée par les radars ou simulée par les différentes expériences. La plupart des simulations reproduisent bien le pic de pluie que l'on observe avec le radar le 22 octobre entre 00 et 06UTC. En revanche, il ne pleut pas assez dans les simulations avant le 22 à 00UTC sauf pour RA_2112, expliquant ainsi le meilleur comportement des débits pour cette simulation.

En conclusion sur ce cas, le système couplé a pu alerter sur un risque d'augmentation des débits sans parvenir à simuler des pics de crue d'intensité suffisante. La cause est certainement une mauvaise localisation du noyau précipitant et une légère sous-estimation de l'étendue spatiale du phénomène convectif. La prévision AROME partant de l'analyse du 22 à 6UTC fournit une simulation des débits très proche de celle obtenue avec les données radar. Même si cette simulation ne démarre qu'à 06UTC le 22/10, elle permet encore d'anticiper sur les pics de crue et la chronologie des débits de la fin de matinée et de l'après-midi du 22.

9.4 Evaluation pour le cas de novembre 2008

Les simulations effectuées pour évaluer la chaîne AROME/ISBA-TOPMODEL ainsi que les pluies utilisées en entrée d'ISBA-TOPMODEL sont présentées dans le tableau 9.3 pour

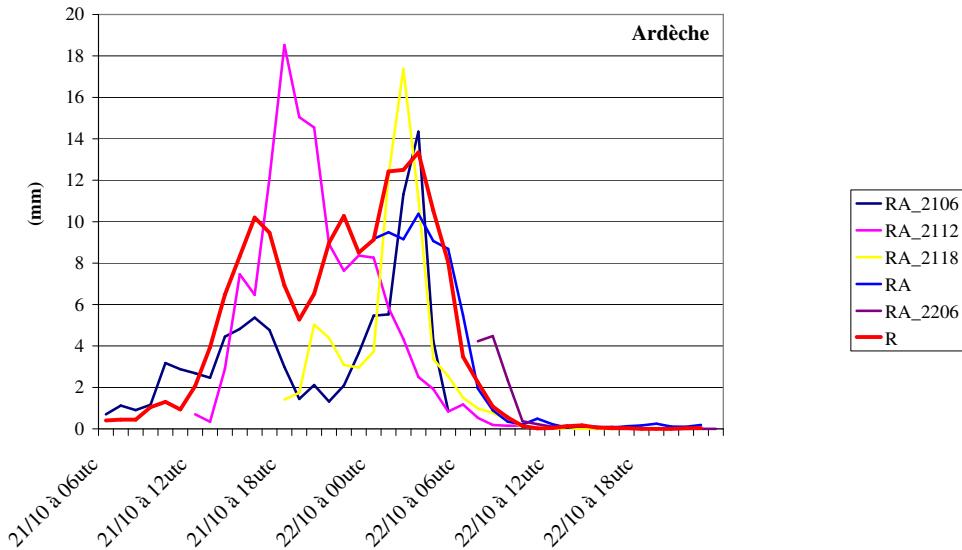


FIG. 9.6: Quantité de pluie (en mm) sur le bassin de Vallon Pont d'Arc pour les différentes expériences pour la journée du 22 octobre 2008.

Simulations	30/10/2008	01/11/2008	02/11/2008
SA	SAFRAN	SAFRAN	AROME
RA	RADAR	RADAR	AROME
S	SAFRAN	SAFRAN	SAFRAN
R	RADAR	RADAR	RADAR

TAB. 9.3: Pluies utilisées par journée pour les différentes simulations sur le cas de novembre 2008.

le cas de novembre. Les débits simulés pour la journée du 2 novembre pour les différentes expériences citées dans ce tableau sont présentées figure 9.7.

9.4.1 Simulations à partir des pluies observées

Les résultats sont un peu différents de ceux obtenus pour le cas d'octobre à savoir que l'utilisation des pluies SAFRAN en entrée ne conduit pas systématiquement à une sous-estimation des débits. En particulier pour le bassin versant de l'Ardèche, on a un débit plus fort avec l'expérience S qu'avec R. Ce comportement est dû à une pluie le 1er novembre estimée plus forte avec SAFRAN (Fig. 9.8). Ces résultats laissent douter de la qualité de la lame d'eau issue du radar de Bollène sur ces journées précises. Utiliser la lame d'eau du radar de Nîmes (simulation notées N) permet d'améliorer la simulation des débits sur le Gardon, mais dégrade la simulation sur les deux autres bassins. Cette comparaison illustre les incertitudes encore importantes à l'échelle d'un bassin versant des estimations de précipitations dans le cas d'événements de précipitations intenses en régions montagneuses.

9.4.2 Simulations à partir des prévisions AROME

Les simulations RA et SA surestiment quelque peu l'amplitude du pic de crue mais en donnent un bon ordre de grandeur. En outre, les résultats sont très satisfaisants en terme de

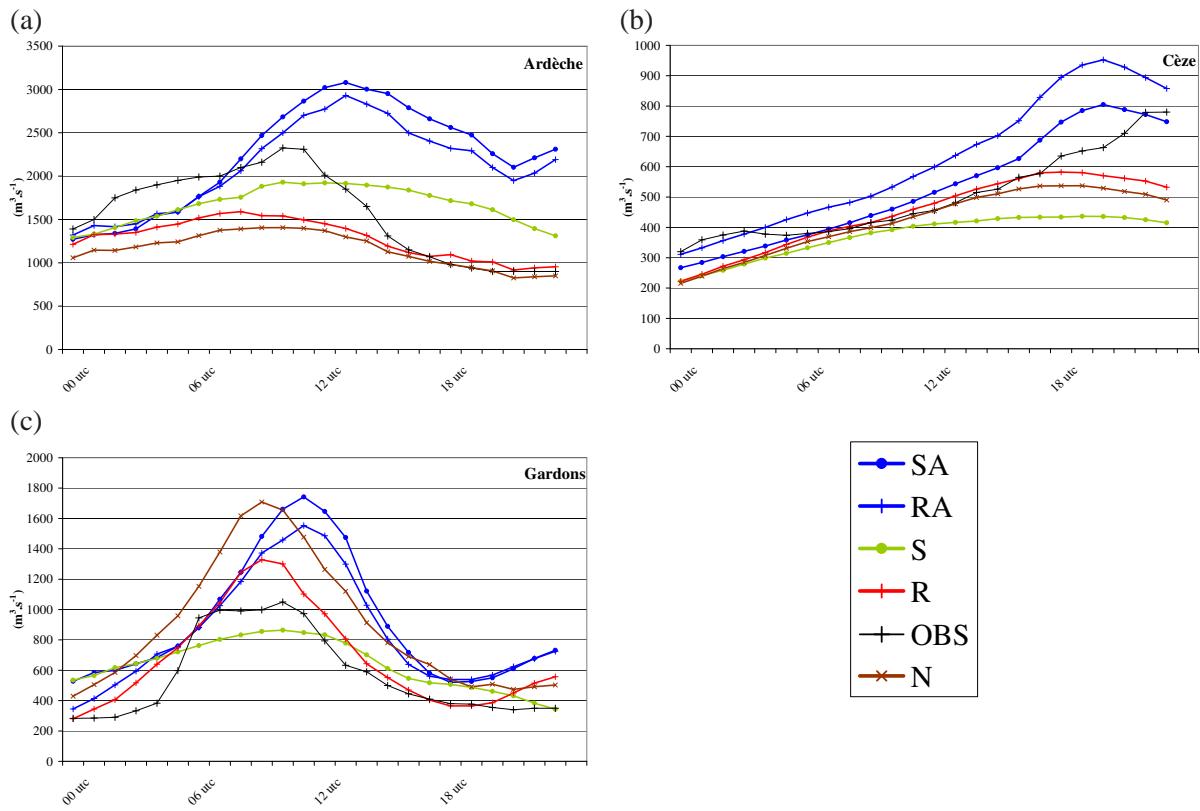


FIG. 9.7: Débits horaires ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) simulés ou observés pour le 2 novembre 2008 à Vallon Pont d'Arc (a), à Bagnols sur Cèze (b) et à Boucoiran (c). Les simulations sont celles décrites dans le tableau 9.3.

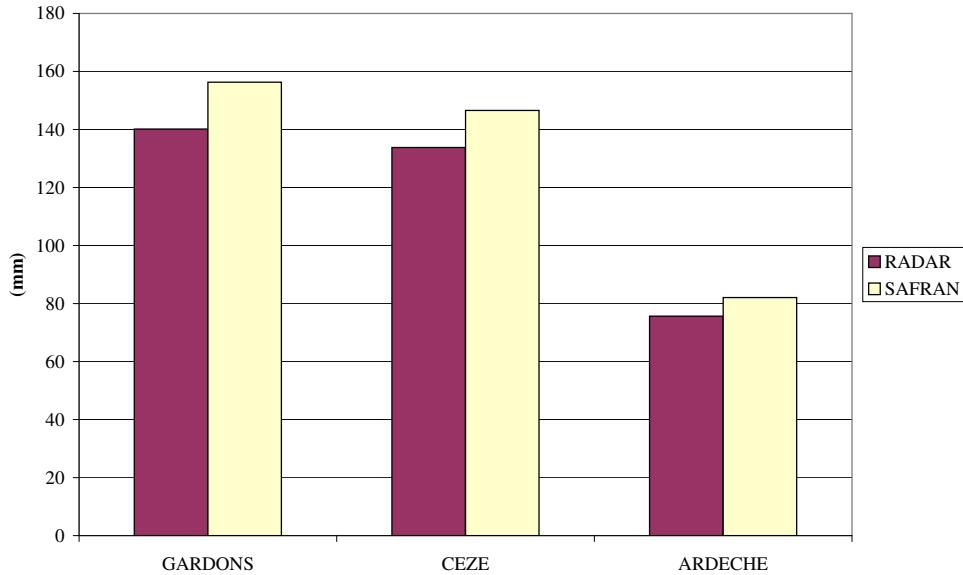


FIG. 9.8: Cumul de pluies sur 24h (en mm) issus des lames d'eau du radar de Bollène (rouge) ou de l'analyse SAFRAN (jaune) pour la journée du 1^{er} novembre 2008 en moyenne sur les trois bassins versants étudiés.

dynamique : occurrence du pic à 1 ou 2 heures près, rapidité de la décrue très réaliste pour le Gardon. Ces résultats démontrent que sur certaines situations, l'utilisation des prévisions AROME pour forcer le modèle ISBA-TOPMODEL conduit à une prévision de débits signifiant le risque de crues. Le modèle est capable de bien localiser les précipitations par rapport aux bassins versants et d'en prévoir leur intensité.

9.4.3 Utilisations d'autres réseaux AROME

Sur ce cas également, des simulations utilisant d'autres réseaux du modèle AROME ont été réalisées (Tab. 9.4).

Simulations	Période d'utilisation des données RADAR	Période d'utilisation des données AROME	Réseau AROME utilisé
RA_0112	Du 30/10 à 12UTC au 01/11 à 12UTC	Du 01/11 à 12UTC au 02/11 à 12UTC	12UTC le 01/11
RA_0118	Du 30/10 à 18UTC au 01/11 à 18UTC	Du 01/11 à 18UTC au 02/11 à 18UTC	18UTC le 01/11
RA_0206	Du 31/10 à 06UTC au 02/11 à 06UTC	Du 02/11 à 06UTC au 03/11 à 06UTC	06UTC le 02/11

TAB. 9.4: Simulations réalisées sur le cas des 01-02 novembre 2008 avec d'autres réseaux AROME.

La figure 9.9 montre les débits obtenus pour la journée du 2 novembre. On ne peut pas tirer de conclusion générale sur la qualité des simulations AROME en fonction du réseau AROME, cela dépend du bassin versant. En effet, si dans tous les cas RA_0112 sous-estime les débits alors que RA les surestime, pour les autres simulations il n'est pas possible de réaliser un « classement » valable pour tous les bassins. Ceci souligne encore l'importance de la localisation de la pluie par rapport au bassin versant pour une bonne réponse hydrologique. Pour vérifier ce point, une expérience supplémentaire a été réalisée. On se place dans la configuration de l'expérience RA_0112 qui positionne le noyau de précipitations trop au nord et qui constitue notre référence. Les pluies simulées par le modèle AROME déterministe partant de l'analyse à 12UTC le 1er sont translatées de 40 km vers le sud. Le champ obtenu est ensuite utilisé en entrée d'ISBA-TOPMODEL pour la journée cible. On appellera cette expérience RA_0112_T. La figure 9.10 présente les débits à l'exutoire de Boucoiran simulés pour cette expérience (en vert) par comparaison à ceux obtenus pour RA_0112 (en rose). La première chronique de débit conduit à des résultats bien plus proches de l'observation que la seconde. Ceci montre bien que le simple décalage géographique conduit clairement à une amélioration de la simulation sur le bassin versant des Gardons.

9.5 Conclusions

La chaîne hydrométéorologique AROME/ISBA-TOPMODEL a été évaluée sur les deux cas de crues éclair survenus dans les Cévennes au cours de l'automne 2008. En utilisant le modèle AROME démarrant de l'analyse de 00UTC, dans le cas d'octobre 2008, nous avons certes obtenu une augmentation des débits mais assez éloignée de l'observation. En

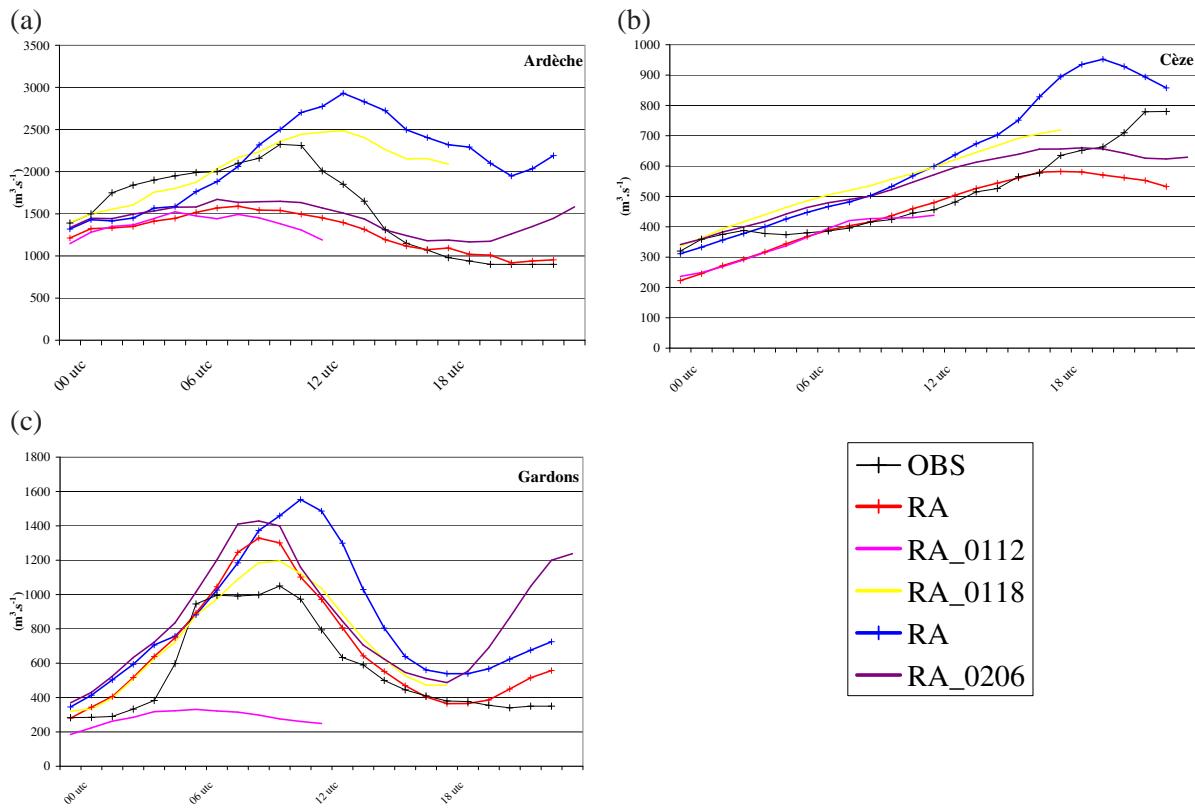


FIG. 9.9: Débits horaires ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) simulés ou observés pour le 02 novembre 2008 à Vallon Pont d'Arc (a), à Bagnols sur Cèze (b) et à Boucoiran (c). Les simulations sont celles décrites dans le tableau 9.4.

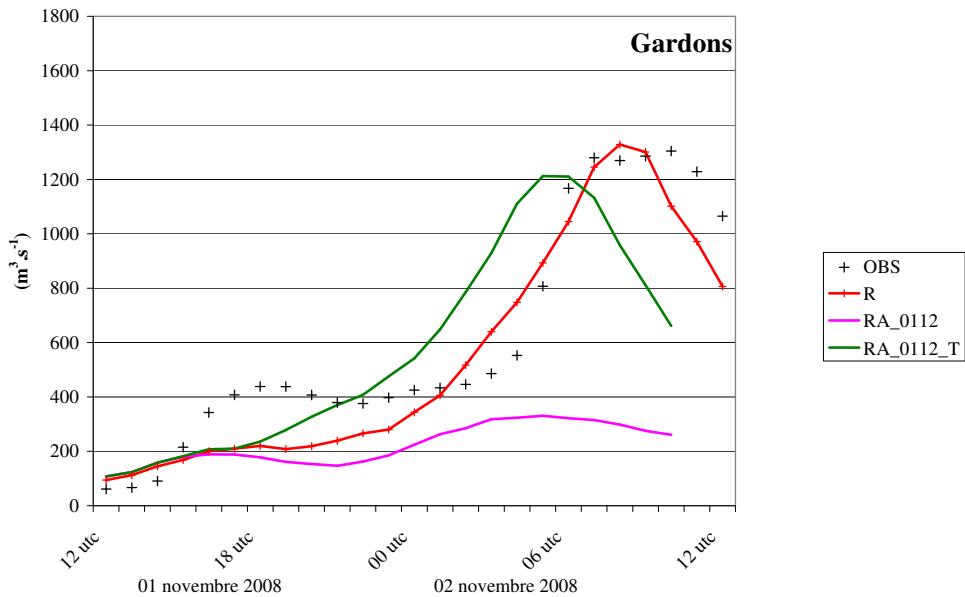


FIG. 9.10: Débits horaires ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) à Boucoiran du 01 novembre 2008 à 12UTC au 02 novembre 2008 à 12UTC. Les croix noires correspondent aux débits observés, la courbe rose aux débits simulés avec l'expérience RA_0112 et la courbe verte aux débits simulés avec l'expérience RA_0112_T.

revanche, le cas de novembre 2008 a été simulé de manière beaucoup plus satisfaisante avec une chronologie de la crue bien reproduite et des amplitudes de pics de crue très proches des observations.

On a pu mettre également en évidence l'importance d'utiliser des données de pluie de bonne qualité pour la période d'initialisation. D'une manière générale, il est préférable d'utiliser les données radar, toutefois sur certaines situations, les lames d'eau radar peuvent être de moins bonne qualité selon la localisation des pluies intenses par rapport au radar (masques partiels et atténuation par les fortes précipitations font partie des raisons de cette moins bonne qualité sur certaines situations).

Concernant les prévisions AROME, la qualité des débits simulés dépend fortement de la localisation des précipitations. On a clairement montré sur le cas de novembre 2008 qu'une erreur de localisation de 40 km pouvait modifier significativement la qualité de la prévision des débits. Prévoir la localisation d'un système précipitant à 40 km près est à la limite de la prévisibilité des modèles comme AROME. Pour les deux cas, AROME prévoit des champs de précipitations très réalistes tant en structure qu'en intensité et il est bien difficile de juger de sa précision réelle dans un contexte de prévision en temps réel. Ce sont ces raisons qui motivent l'approche probabiliste développée dans la prochaine partie afin de fournir une indication sur l'incertitude associée à la prévision des débits utilisant comme données de forçage des prévisions atmosphériques à haute résolution.

Conclusions sur la partie III

Le modèle Meso-NH, utilisé à la résolution de 2,5km, et le modèle AROME permettent de simuler de manière réaliste les systèmes précipitants méditerranéens. En particulier, l'intensité des précipitations est bien reproduite par ces modèles.

L'utilisation des prévisions de pluies issues de ces modèles en entrée de modèles hydrologiques pour la prévision des crues rapides a été évaluée sur des cas passés. Une prévision qui peut paraître bonne à l'échelle météorologique peut conduire à une prévision de la réponse hydrologique médiocre. L'incertitude ayant le plus d'impact hydrologique se situe, en effet, principalement au niveau de la localisation des zones de plus forte pluie. Un décalage spatial de quelques dizaines de kilomètres peut conduire à des pluies tombant sur un bassin versant voisin de celui effectivement touché. Toutefois, la chaîne hydrométéorologique constituée par ISBA-TOPMODEL utilisant les champs de pluie prévus par AROME en entrée est une voie prometteuse en terme de prévision en temps réel des crues rapides. Quantifier son incertitude faciliterait cependant son exploitation par les prévisionnistes. Le chapitre suivant expose les travaux préliminaires pour mettre en place une prévision hydrométéorologique d'ensemble.

Quatrième partie

Vers une prévision d'ensemble des crues rapides

Introduction de la partie IV

La chaîne hydrométéorologique AROME/ISBA-TOPMODEL est un outil particulièrement bien adapté pour évaluer, avec des critères hydrologiques, les incertitudes sur la prévision de la pluie à haute résolution et étudier leur propagation dans la modélisation hydrologique.

Pour élaborer une prévision d'ensemble de débits pour les crues rapides méditerranéennes, deux méthodes sont explorées.

La première repose sur une prévision d'ensemble météorologique à l'échelle convective basée sur le modèle AROME. La seconde cherche à introduire des perturbations dans la prévision déterministe de précipitations pour obtenir un ensemble de scénarios possibles de pluies. Dans les deux cas, les précipitations des membres des ensembles obtenus sont utilisées en entrée du système ISBA-TOPMODEL pour obtenir des ensembles de débits.

Le premier chapitre de cette partie décrit l'évaluation de la prévision d'ensemble météorologique pour réaliser une prévision d'ensemble de débits. Une étape préalable à l'élaboration de la seconde méthode est de documenter les erreurs que commet le modèle AROME en terme de localisation et amplitude des pluies prévues par rapport aux pluies observées. Cette étude est présentée au chapitre 11. La méthode de génération des scénarios de pluies a donné lieu à la rédaction d'un article préparé pour une édition spéciale du journal NHESS, dans le cadre du projet MEDUP dans lequel s'inscrit cette partie de la thèse. Cet article, ainsi que des résultats complémentaires, sont présentés dans le chapitre 12.

Chapitre 10

Utilisation d'une prévision météorologique d'ensemble à l'échelle convective

Comme on l'a vu au chapitre 2.2, les prévisions d'ensemble météorologiques sont classiquement utilisées pour échantillonner l'incertitude sur les prévisions de pluie. Avant de décrire les méthodes de prévision d'ensemble à l'échelle convective évaluées dans ce chapitre, nous commençons par présenter la Prévision d'Ensemble ARPège (PEARP) qui est utilisée pour générer certains de ces ensembles.

10.1 La Prévision d'Ensemble ARPEGE

Opérationnelle depuis juin 2004, la PEARP est basée sur le modèle global ARPEGE (Courtier et Geleyn, 1988). La grille horizontale est donc étirée. La résolution atteint environ 25 km sur la France. Ce système a été développé plus spécifiquement pour la détection d'événements dangereux comme les cyclogenèses atlantiques et les phénomènes de vent associés. On parle d'une prévision d'ensemble à courte échéance car les perturbations des conditions initiales sont réalisées de façon à sélectionner les structures ayant une influence directe sur la prévision à 12 h d'échéance sur la France et le proche Atlantique.

Dans sa version initiale¹ (celle utilisée dans ce travail), la PEARP comportait 11 membres : 10 prévisions issues d'états initiaux perturbés et une prévision non perturbée, appelée prévision de contrôle. Pour perturber les conditions initiales, la technique des « Breeding modes » est associée à un calcul de vecteurs singuliers (Descamps et Tallagrand, 2007) sur une fenêtre spatiale couvrant l'Europe Occidentale et l'Atlantique. La prévision était lancée une fois par jour à partir de l'analyse de 18UTC jusqu'à 60h d'échéance.

Mais tout comme en prévision déterministe, le problème majeur qui se pose pour l'utilisation en entrée d'un modèle hydrologique dédié aux crues rapides est celui de la résolution spatiale horizontale du système de prévision d'ensemble. La résolution horizontale de la PEARP, de 25 km, est beaucoup trop lâche pour être utilisée en entrée d'ISBA-TOPMODEL.

¹Une évolution majeure de la PEARP est survenue en décembre 2009. Elle comporte aujourd'hui 35 membres. Entre autres modifications, un échantillonnage de l'erreur de modélisation y a été introduit en utilisant 8 jeux différents de paramétrisations physiques.

Comme on l'a vu au chapitre 2.2, pour atteindre des résolutions convenables pour ce type de simulation hydrologique, plusieurs techniques sont utilisées (descente d'échelle dynamique, désagrégation stochastique).

Un de nos objectifs pour ce travail de thèse était de se passer de cette étape de descente en échelle qui introduit une source d'incertitude supplémentaire, en exploitant des prévisions météorologiques d'échelle convective compatibles avec les échelles de la réponse hydrologique des bassins versants méditerranéens. La prévision d'ensemble atmosphérique à l'échelle convective est encore du domaine de la recherche, à la fois parce que les méthodes de génération d'ensemble utilisées pour les modèles à grande échelle doivent être revisitées pour l'échelle convective, et parce que la puissance de calcul que nécessite leur mise en œuvre est encore hors de portée d'une application temps réel. Des travaux exploratoires sont réalisés dans ce domaine avec le modèle AROME au CNRM et en particulier dans le cadre de la thèse de Benoit Vié. Plusieurs méthodes de prévision d'ensemble sont développées et évaluées (Vié *et al.*, 2010). Nous présentons ici leur évaluation pour une application à la prévision des crues rapides.

10.2 Les ensembles de prévision atmosphérique à l'échelle convective

Plusieurs méthodes de génération d'ensemble ont été développées et évaluées par Vié *et al.* (2010). La première méthode, appelée AROME-PEARP, consiste en une descente d'échelle de la PEARP à l'aide du modèle AROME. Cependant par rapport aux méthodes classiques de descente d'échelle, elle est combinée à un cycle d'assimilation de données à méso-échelle AROME. Pour chaque prévision (membre) AROME, on a ainsi un état initial contraint par les observations à méso-échelle et des conditions aux limites fournies par un membre de la prévision d'ensemble à grande échelle PEARP. La figure 10.1 présente la mise en œuvre de cette chaîne de descente en échelle. 11 cycles d'assimilation de données AROME sont ainsi réalisés en parallèle. Pour chacun des cycles d'assimilation, les conditions aux limites aux prévisions à 3 h d'échéance AROME qui servent d'ébauche dans ce cycle d'assimilation tri-horaire sont fournies par la prévision d'un membre de la PEARP à très courte échéance (< 6 h). Pour éviter un saut de résolution trop important entre la PEARP (25 km) et AROME (2,5 km), une étape intermédiaire de descente en échelle est réalisée avec le modèle ALADIN-France (9 km). Des prévisions AROME à 24 heures d'échéance sont réalisées à partir du réseau de 12 UTC. Dans ce cas, le membre de la PEARP jusqu'à 24 h d'échéance est utilisé pour fournir les conditions aux limites de la prévision AROME.

La seconde méthode, appelée AROME-PERTOBS, met en œuvre une autre technique de génération d'ensemble, *i.e.* l'assimilation d'ensemble. En parallèle du cycle d'assimilation du modèle opérationnel AROME déterministe, 10 autres cycles d'assimilation sont réalisés avec des observations perturbées aléatoirement. Les autres caractéristiques des cycles d'assimilation sont identiques à celles du cycle du modèle AROME déterministe, *i.e.* les conditions aux limites sont fournies par les modèles ARPEGE et ALADIN déterministes (Figure 10.2).

La première méthode vise ainsi à échantillonner les incertitudes dans les conditions aux limites à grande échelle, alors que la seconde a pour objectif d'échantillonner les incertitudes dans les conditions initiales à méso-échelle. Vié *et al.* (2010) ont évalué ces deux méthodes sur la période du 15 octobre 2008 au 2 novembre 2008. Cette période est caractérisée par une

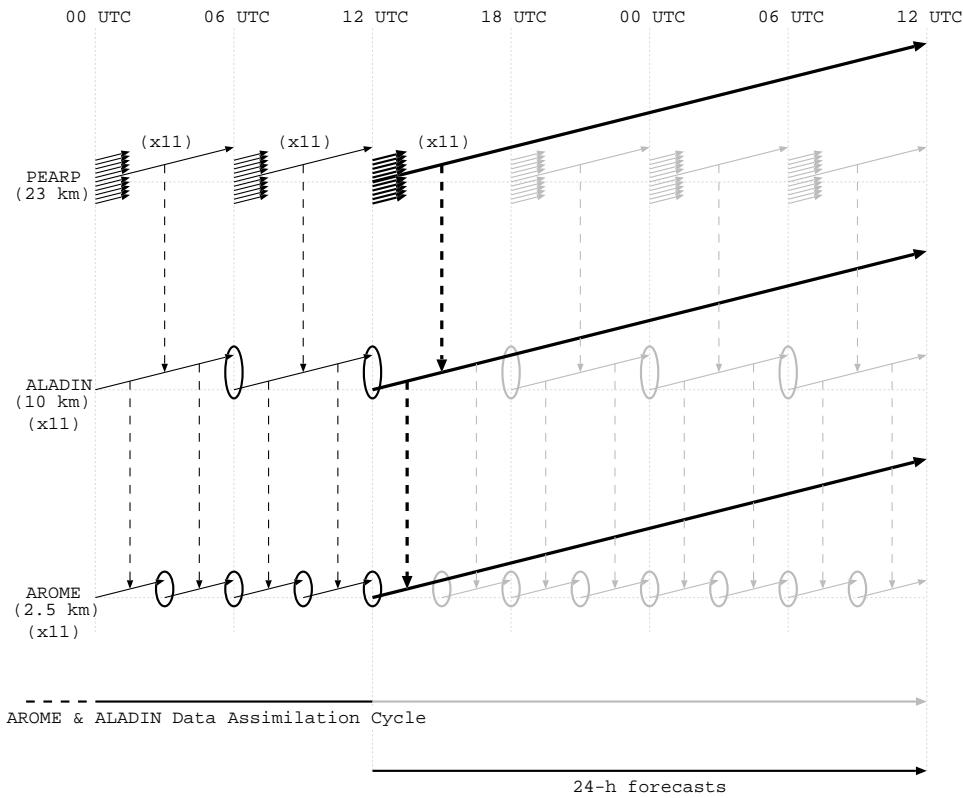


FIG. 10.1: Configuration des expériences AROME-PEARP. Les flèches continues représentent les prévisions des différents modèles. Les lignes en pointillés indiquent quel modèle fournit conditions initiales et aux limites à quel autre. Les ellipses représentent les cycles d'assimilation qui interviennent dans la chaîne. (D'après Vié *et al.*, 2010).

succession d'épisodes pluvieux sur le sud-est de la France, incluant en particulier les deux événements étudiés dans le chapitre 9 (21-22 oct. 2008 et 1-2 nov 2008). Vié *et al.* (2010) montrent que la méthode de perturbations des conditions initiales donne plus de dispersion dans les champs de précipitation en début de prévision (< 12 h) alors que la méthode de perturbation des conditions aux limites est meilleure aux échéances plus longues. Une troisième méthode combinant les deux approches a donc été développée. Cette méthode, appelée AROME-PECOMB, reprend le schéma d'expérience d'AROME-PEARP, mais les observations assimilées par les cycles d'assimilation AROME ne sont plus identiques pour tous les cycles, chacun assimilant un ensemble d'observations perturbées aléatoirement. Vié (communication personnelle) a montré que cette troisième méthode était meilleure que les deux autres méthodes.

10.3 Evaluation des lames d'eau sur les bassins cévenols

L'évaluation des précipitations par Vié *et al.* (2010) a été réalisée à l'échelle de la France. Une évaluation des précipitations adaptée à la problématique hydrologique en région Cévennes-Vivarais est présentée ici. Tout d'abord les lames d'eau sur les bassins

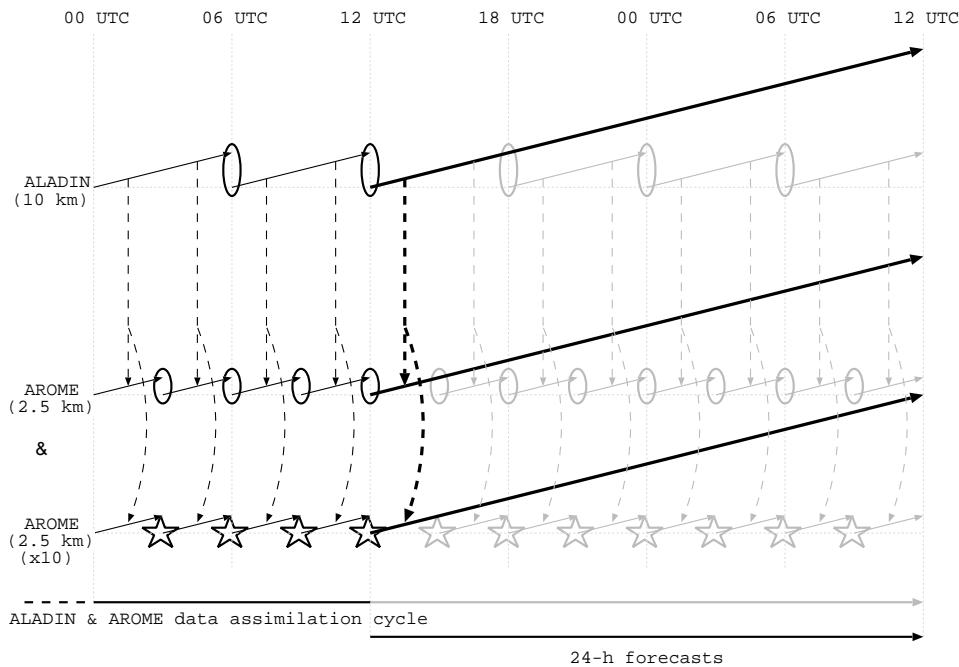


FIG. 10.2: Configuration des expériences AROME-PERTOBS. Les flèches continues représentent les prévisions des différents modèles. Les lignes en pointillés indiquent quel modèle fournit conditions initiales et aux limites à quel autre. Les ellipses représentent les cycles d’assimilation qui interviennent dans la chaîne. L’utilisation d’observations perturbées dans le cycle d’assimilation est représentée par des étoiles. (D’après Vié *et al.*, 2010).

d’étude prévues par chacun des membres et des méthodes sont présentées pour les deux cas de crues dans la période de disponibilité des prévisions d’ensemble atmosphériques. La figure 10.3 présente les lames d’eau moyennes sur les bassins cumulées sur 24 h (à partir de 12 UTC le 21 octobre 2008 et à partir du 1^{er} novembre 2008 à 12UTC), ainsi que le cumul moyen sur le domaine entier englobant les 3 bassins versants d’étude. La lame d’eau du radar de Bollène, ainsi que la lame d’eau prévue par le modèle déterministe AROME démarrant du même réseau (12 UTC) sont aussi indiquées. Les figures 10.5 et 10.6 présentent la distribution spatiale de ces cumuls pour l’ensemble AROME-PECOMB, des figures similaires pour les ensembles AROME-PEARP et AROME-PERTOBS sont fournies dans l’annexe C.

Dans le cas du 21-22 octobre 2008, les cumuls de la prévision opérationnelle déterministe AROME (points rouges) sont proches des cumuls observés (croix noires) (Fig. 10.3 a, c et e), avec une très bonne localisation du maximum de précipitations (Fig. 10.4 a et b). L’évaluation qualitative de la distribution spatiale des cumuls 24 h (Fig. 10.5) fait apparaître qu’aucun des membres des ensembles ne fournit une prévision meilleure qu’AROME déterministe en terme de répartition spatiale. En revanche, en terme de cumul moyen de pluie sur le bassin, certains membres sont meilleurs qu’AROME déterministe (Fig. 10.3 a, c et e). Si on compare les méthodes entre elles, on note qu’avec AROME-PEARP, les membres tendent à surestimer les cumuls sur les bassins des Gardons et de la Cèze. Pour les deux autres ensembles, la médiane de l’ensemble est plus proche de la valeur observée.

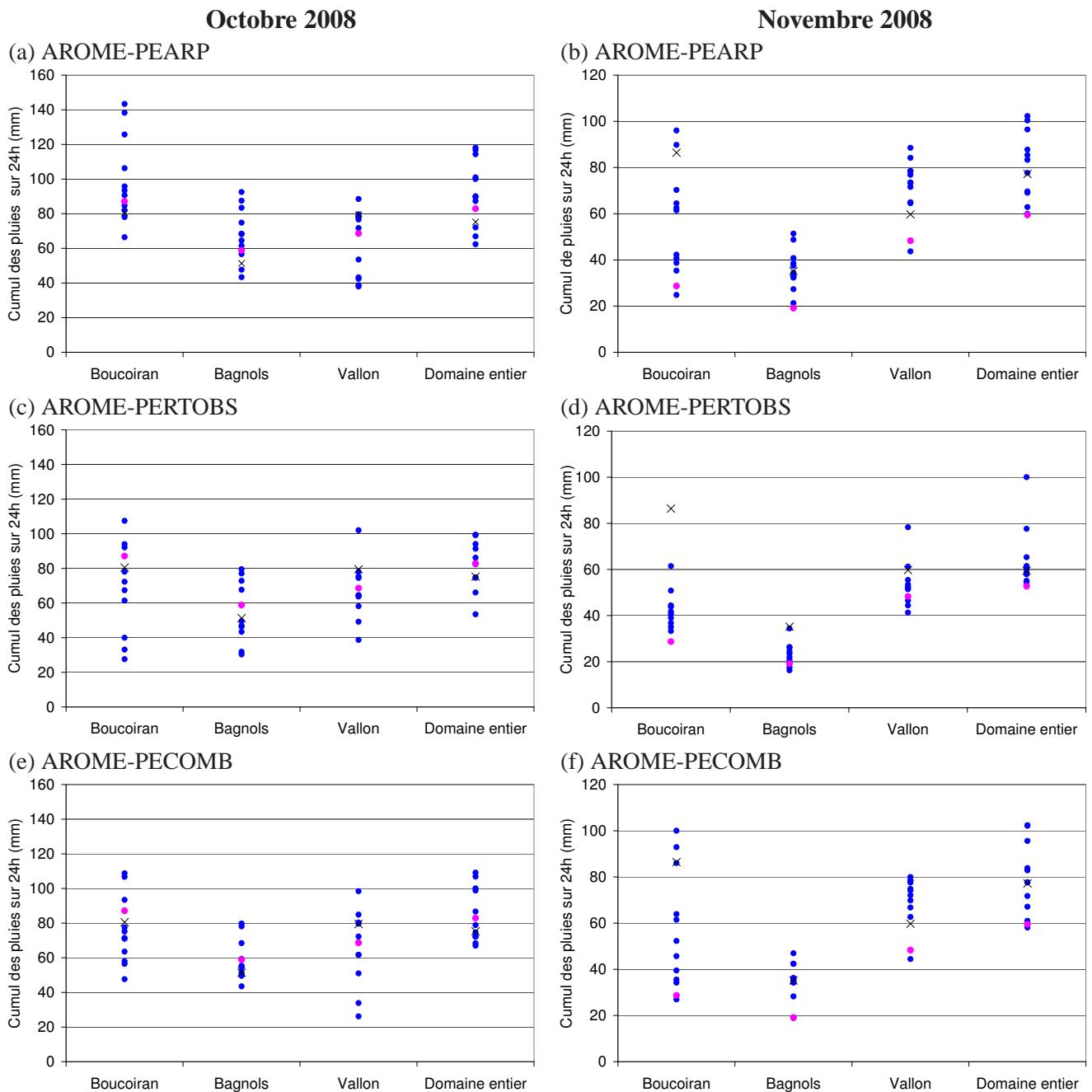


FIG. 10.3: Cumuls de pluie (en mm) moyennés sur les bassins versants ou sur le domaine complet d'étude (présenté Fig. 5.1) du 21/10/2008 à 12 UTC au 22/10/2008 à 12 UTC (à gauche) et du 01/11/2008 à 12 UTC au 02/11/2008 à 12 UTC (à droite). Les points bleus représentent ces cumuls calculés pour les différents membres de l'ensemble AROME-PEARP (a, b), AROME-PERTOBS (c, d) et AROME-PECOMB (e,f); les points rouges sont ceux calculés pour AROME déterministe; les croix noires indiquent ceux calculés pour les observations radar.

L'ensemble AROME-PECOMB est sur ce cas plus proche d'AROME-PERTOBS que d'AROME-PEARP. Il est important de mentionner que pour tous les ensembles, la valeur observée se trouve bien dans l'intervalle des lames d'eau simulées par les 11 membres. Tous

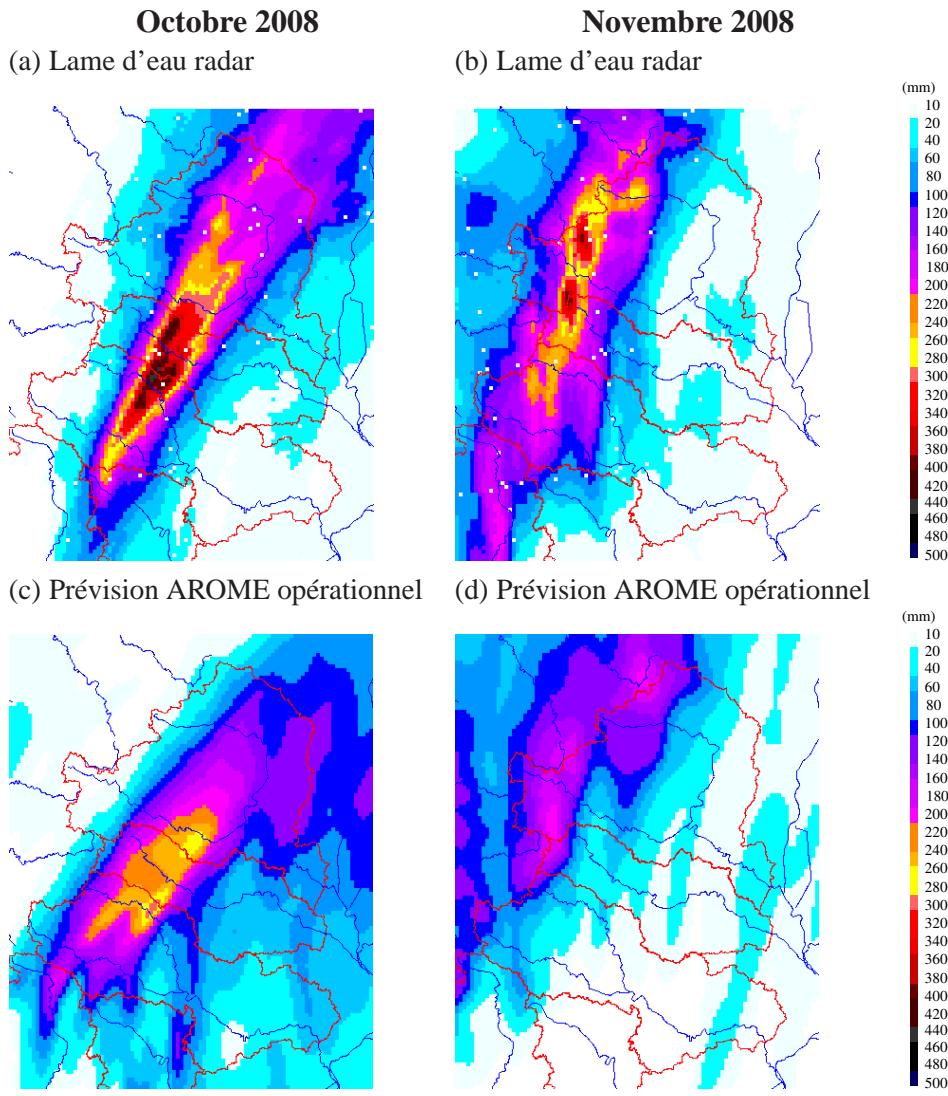


FIG. 10.4: Cumuls de pluie (en mm/24 h) sur le domaine ISBA-TOPMODEL issus de la lame d'eau radar (a, b) et d'AROME opérationnel (c, d) du 21/10/2008 à 12UTC au 22/10/2008 à 12UTC (à gauche) et du 01/11/2008 à 12UTC au 02/11/2008 à 12UTC (à droite).

les membres indiquent de forts cumuls sur la région (Fig. 10.5), mais avec les plus forts cumuls n'affectant pas les mêmes bassins versants d'un membre à l'autre, une caractéristique recherchée pour les applications hydrologiques de ces prévisions d'ensemble.

Pour le cas des 1-2 novembre 2008, les cumuls prévus par AROME déterministe sur les bassins versants sont moins bons que sur le cas du 21-22 octobre 2008 (Fig. 10.4). A l'échelle des bassins versants, les ensembles AROME-PEARP et AROME-PECOMB donnent une amplitude de cumuls encadrant la valeur observée (Fig. 10.3 b et f), ce que ne parvient pas à faire l'ensemble AROME-PERTOBS. Ces différences peuvent s'expliquer par une plus forte variabilité dans la localisation des précipitations les plus fortes avec les ensembles AROME-PEARP et AROME-PECOMB, alors que la localisation des précipitations les plus fortes varie peu d'un membre à l'autre avec AROME-PERTOBS.

Les figures 10.7 et 10.8 montrent le pourcentage de cas où les membres ont dépassé les seuil 150 mm en 24 h et 250 mm en 24 h. Représenter ainsi des résultats probabilistes peut être très informatif pour un prévisionniste météorologue mais aussi hydrologue. En effet, ce dernier pourra juger du risque de forte pluie sur tel ou tel bassin versant. Quels que soient le cas et l'ensemble, très peu de membres prévoient effectivement le dépassement des 250 mm en 24 h. On a pourtant observé plus de 400 mm ponctuellement pour chacun des cas (Fig. 10.4 a et c). On parvient toutefois à bien représenter la zone où l'on a le plus de chance d'avoir de la pluie malgré des disparités entre les ensembles. L'ensemble AROME-PERTOBS propose une extension spatiale du risque de forte pluie légèrement différente des deux autres ensembles. Ces deux derniers proposent des solutions voisines, avec un risque de dépassement légèrement atténué pour l'ensemble AROME-PECOMB.

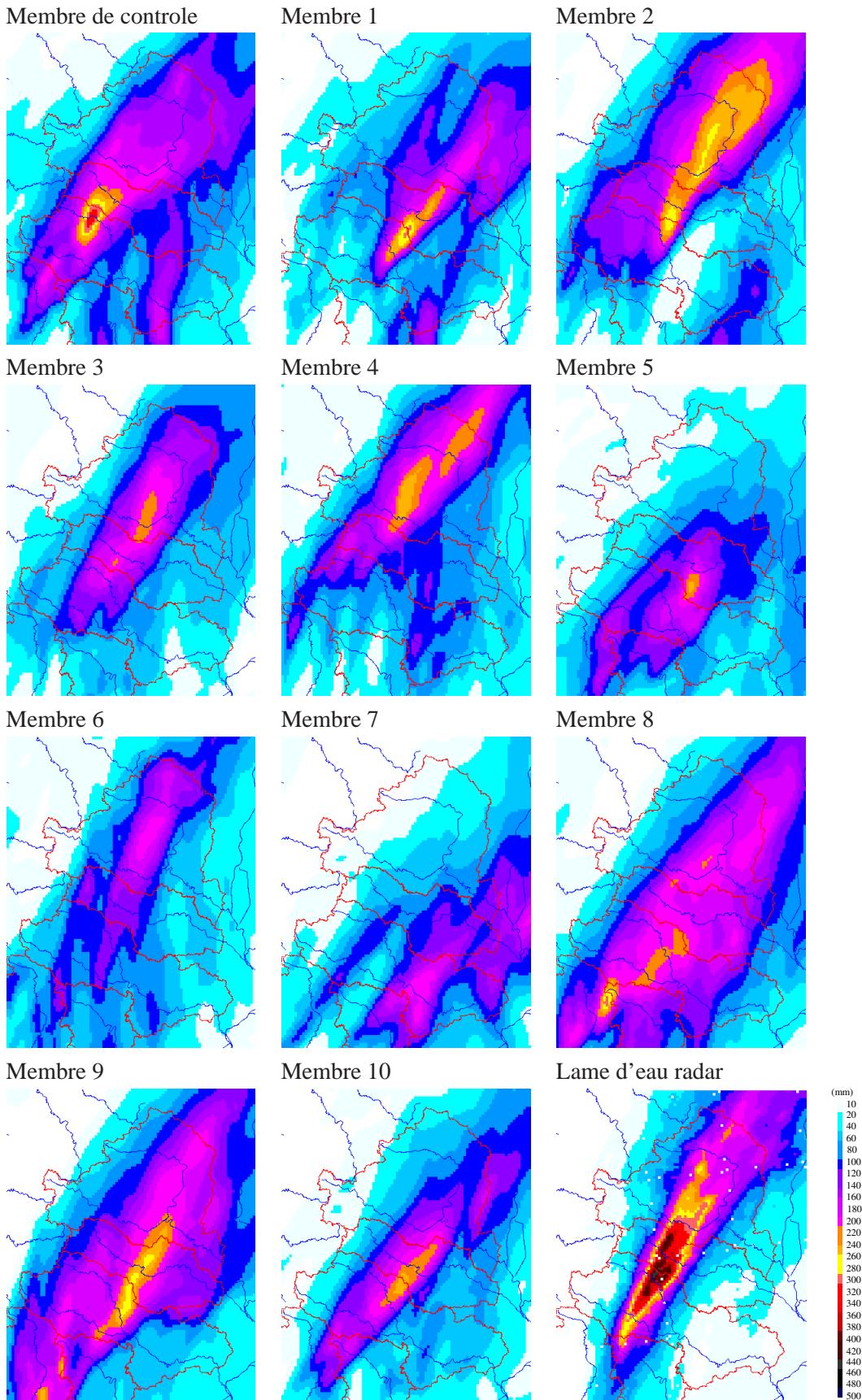


FIG. 10.5: Cumuls de pluie (en mm) du 21/10/2008 à 12UTC au 22/10/2008 à 12UTC sur le domaine ISBA-TOPMODEL issus des différents membres de l'ensemble AROME-PECOMB et de la lame d'eau radar.

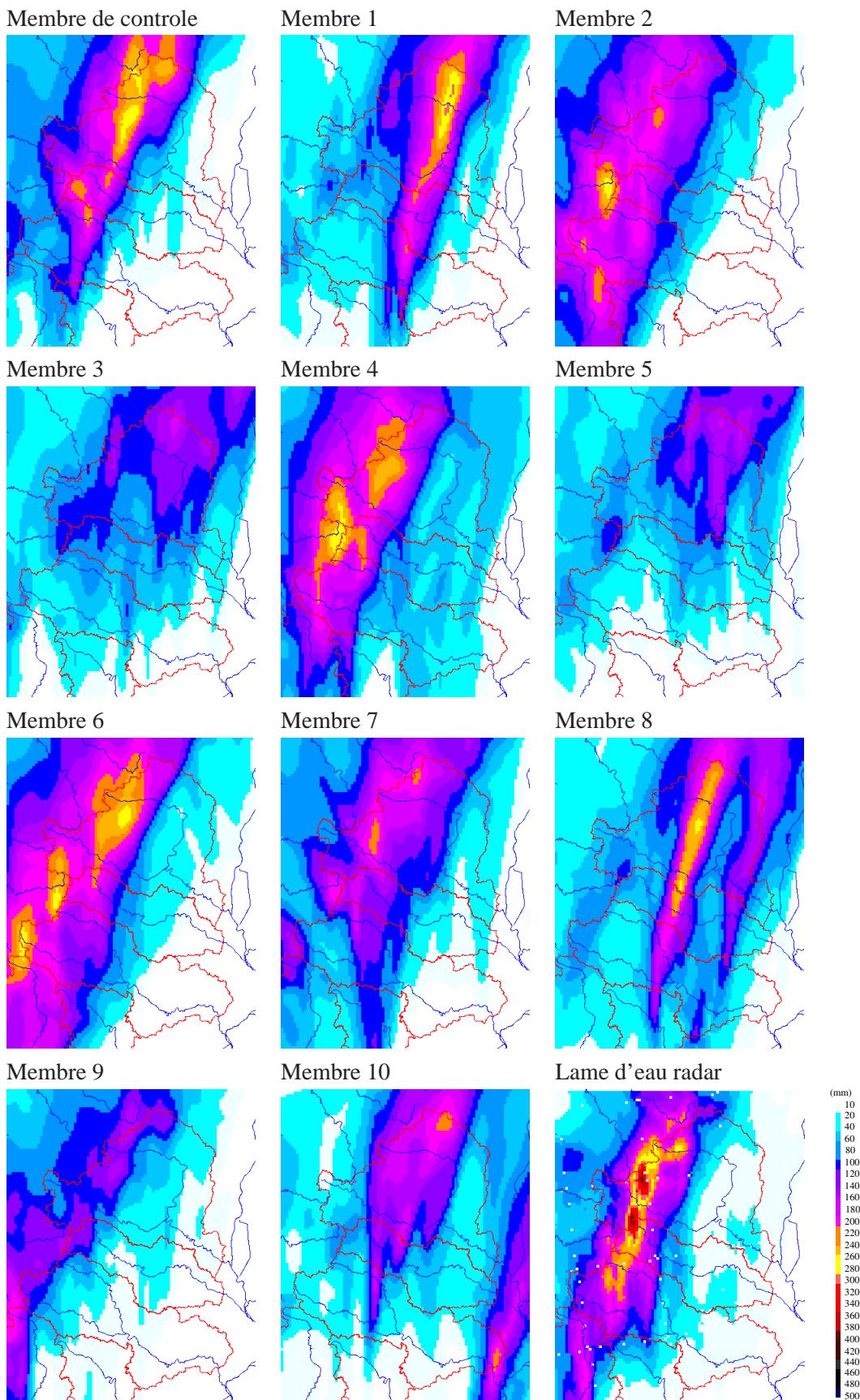


FIG. 10.6: Cumuls de pluie (en mm) du 01/11/2008 à 12UTC au 02/11/2008 à 12UTC sur le domaine ISBA-TOPMODEL issus des différents membres de l'ensemble AROME-PECOMB et de la lame d'eau radar.

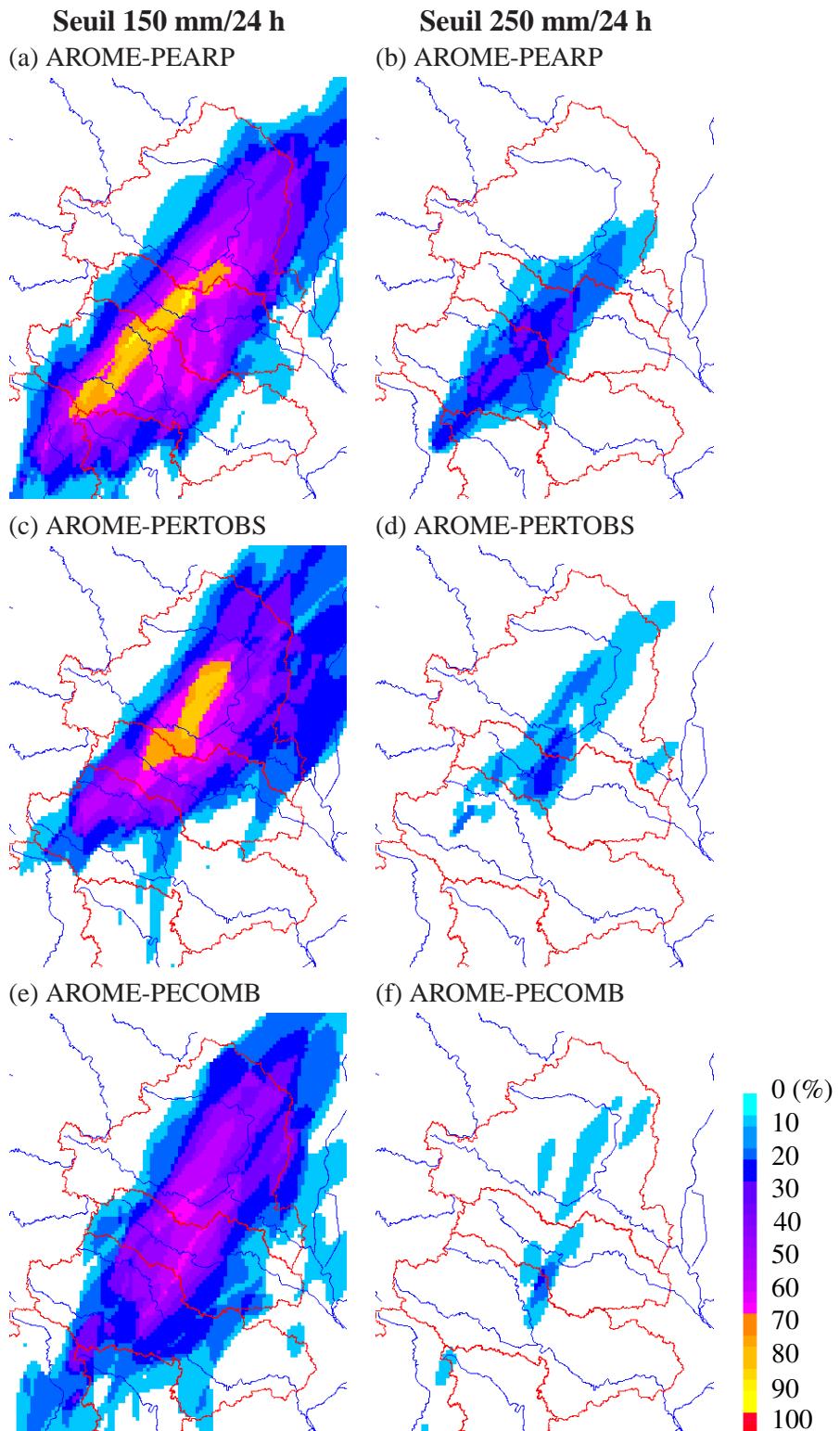


FIG. 10.7: Pourcentage de membres dépassant le seuil 150 mm/24 h (à gauche) et 250 mm/24 h (à droite) du 21/10/2008 à 12UTC au 22/10/2008 à 12UTC pour l'ensemble AROME-PEARP (a et b), AROME-PERTOBS (c et d) et AROME-PECOMB (e et f).

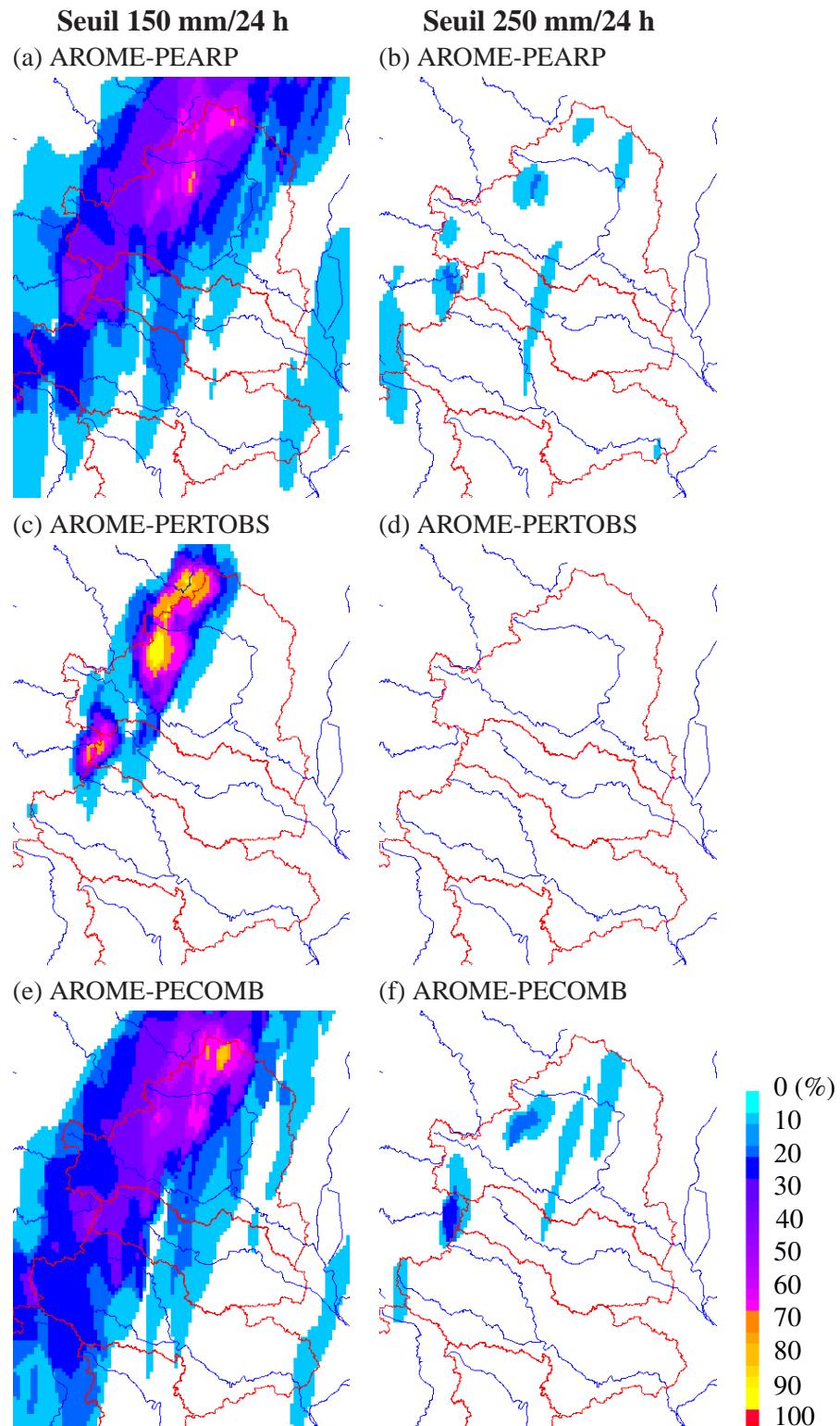


FIG. 10.8: Pourcentage de membres dépassant le seuil 150 mm/24 h (à gauche) et 250 mm/24 h (à droite) du 01/11/2008 à 12UTC au 02/11/2008 à 12UTC pour l'ensemble AROME-PEARP (a et b), AROME-PERTOBS (c et d) et AROME-PECOMB (e et f).

10.4 Réponses hydrologiques

10.4.1 Evaluation qualitative

Ces trois ensembles de prévisions météorologiques ont été utilisés en entrée d'ISBA-TOPMODEL. Des prévisions d'ensemble de débits ont ainsi été obtenues sur nos trois bassins versants d'étude. Les débits simulés sont présentés figures 10.9 à 10.11. Ces figures sont toutes organisées comme suit :

- les points noirs représentent les débits horaires observés
- les courbes bleues représentent les débits prévus avec ISBA-TOPMODEL forcé par les membres de l'ensemble utilisé
- la courbe rouge représente la médiane associée à l'ensemble (valeurs médianes des débits des membres à chaque échéance)
- l'enveloppe grisée est bornée par les courbes des quantiles $q_{0.75}$ et $q_{0.25}$ (la courbe du bas est formée par les valeurs dépassées par 75% des membres, celle du haut par les valeurs dépassées par 25% des membres).
- la courbe verte représente les débits prévus avec ISBA-TOPMODEL forcé par les sorties d'AROME déterministe.

L'ensemble AROME-PEARP

Les chroniques de débits simulés à partir de l'ensemble AROME-PEARP (Fig. 10.9) sont souvent plus proches de l'observation que celles obtenues à partir du modèle déterministe et ce pour les trois bassins versants considérés. L'enveloppe constituée par les quartiles suggère sans équivoque la survenue d'une crue dans la journée. En outre, les pics de crue observés sont en général inclus dans cette enveloppe. Seul le bassin de l'Ardèche (Vallon Pont d'Arc) fait exception puisque le pic observé est sous-estimé par tous les membres pour le cas d'octobre, et se situe en dessous du quartile $q_{0.75}$ pour le cas de novembre. La dispersion en terme d'amplitude de la crue reste souvent raisonnable, sauf sur Bagnols/Cèze pour le cas d'octobre où le quartile $q_{0.25}$ est très fort. En revanche, au niveau de la dynamique de la crue, les simulations d'ensemble proposent des scénarii différents qui conduisent à une dispersion assez grande des résultats. Il est difficile au vu des différents scénarii d'estimer l'heure où le risque de pic de crue est le plus grand.

Les cumuls de pluie sur 24 h des figures 10.3a et b expliquent en général bien l'amplitude des crues simulées. Par exemple, les débits simulés à Vallon Pont d'Arc pour le cas d'octobre sont tous sous-estimés car les volumes de pluie en entrée sur le bassin sont inférieurs à ceux observés. Toutefois, par rapport à AROME opérationnel, plusieurs membres ont des cumuls 24 h supérieurs. Pourtant un seul membre conduit à un pic de crue supérieur à celui de l'opérationnel. Le volume total d'eau sur les bassins n'explique pas à lui seul la réponse en terme de débits simulés. La chronologie des pluies, très différente d'un membre à l'autre, a également une importance. En plus de la quantité totale sur le bassin ou de sa chronologie, la distribution spatiale est aussi importante. Pour l'ensemble AROME-PEARP (Fig. C.1 à C.4), aucun des champs simulés ne propose de noyaux pluvieux aussi forts que ceux observés par le radar. Plus exactement, les champs de précipitation sont plus "aplatis", les gradients moins importants que ceux observés.

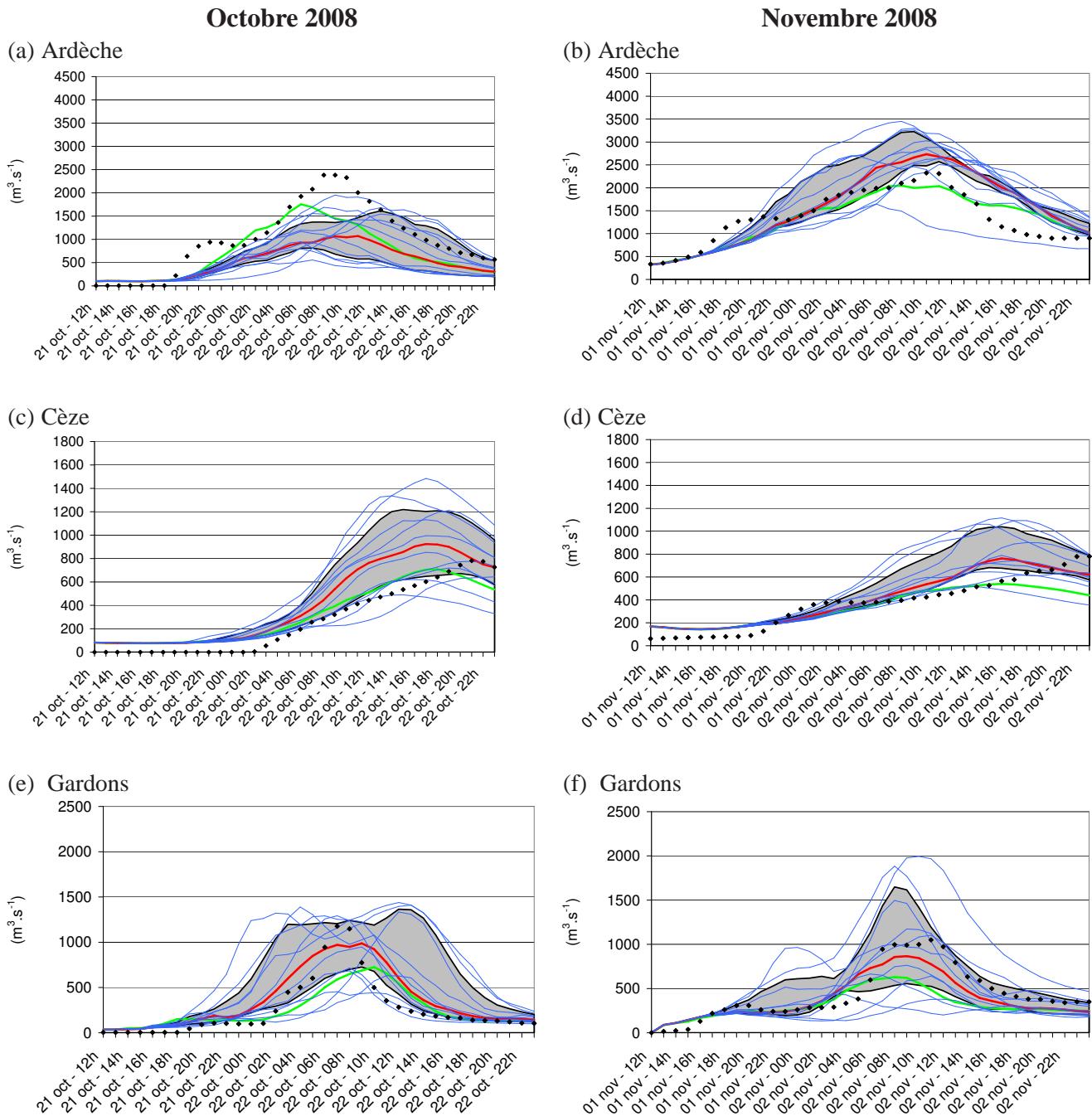


FIG. 10.9: Chronique de débits observés et simulés à partir de l'ensemble **AROME-PEARP** du 21/10/2008 à 12UTC au 22/10/2008 à 23UTC (à gauche) et du 01/11/2008 à 12UTC au 02/11/2008 à 23UTC (à droite) sur les bassins versants de l'Ardèche à Vallon Pont d'Arc (a, b), de la Cèze à Bagnols (c, d) et des Gardons à Boucoiran (e, f). Voir paragraphe 10.4.1 pour légende complète.

L'ensemble AROME-PERTOBS

Les ensembles de débits simulés obtenus à partir de l'ensemble AROME-PERTOBS ont une dispersion plus faible qu'avec AROME-PEARP, clairement insuffisante pour le cas de novembre 2008. Ceci est expliqué par la faible variabilité en localisation des

précipitations de l'ensemble AROME-PERTOBS sur ce cas mentionnée ci-dessus. Les débits simulés à Boucoiran sont beaucoup moins pertinents pour la prévision de crues que ceux d'AROME-PEARP, avec une valeur médiane bien en dessous de la valeur observée et moins bon qu'AROME déterministe. Cette sous-estimation traduit la sous-estimation des lames d'eau sur le bassin mentionnée ci-dessus pour le cas de novembre en particulier (Fig. 10.3d). Pour Vallon Pont d'Arc, les ensembles de débits simulés sont meilleurs que ceux d'AROME-PEARP avec un meilleur phasage temporel avec le pic de crue observé sur le cas d'octobre 2008 et une enveloppe plus proche des observations sur le cas de novembre.

L'ensemble AROME-PECOMB

L'ensemble AROME-PECOMB conduit à un ensemble de débits simulés plus proche en général de celui obtenu pour AROME-PEARP que celui d'AROME-PERTOBS. Les cumuls de pluie sur 24 h des différents membres des deux ensembles AROME-PECOMB et AROME-PEARP sont d'ailleurs plus proches surtout pour l'épisode de novembre (les graphiques 10.3 b et f se ressemblent beaucoup). On peut avoir une dispersion plus faible comme pour la Cèze pour le cas de novembre (Fig. 10.9d et 10.11d). Mais les résultats peuvent aussi être détériorés comme pour les Gardons en octobre où le pic de crue observé ne se situe plus dans l'enveloppe des quartiles avec l'ensemble AROME-PECOMB (Fig. 10.9e et 10.11e).

10.4.2 Evaluation objective

Malgré le faible nombre d'épisodes, des scores ont été calculés afin de disposer d'une évaluation plus objective. Le paramètre évalué dans ces scores est le débit horaire à l'exutoire de chacun des bassins. Pour chacun des cas, les observations sont disponibles et, lorsqu'une simulation de référence est nécessaire, on utilise la prévision d'ISBA-TOPMODEL forcé par les sorties d'AROME opérationnel. Les scores sont d'une part des scores classiquement utilisés pour l'évaluation de prévisions probabilistes (cf. A.3.1 et A.3.2) :

- le RPSS
- la moyenne (EQM) de l'ensemble
- la dispersion (σ) de l'ensemble.

et d'autre part, des scores classiquement utilisés pour évaluer la prévision des débits (cf. A.2.1) :

- le score de NASH (moyenné sur les deux cas et tous les membres)
- le pourcentage de membres dont l'amplitude du pic est égale à celle du pic observé à plus ou moins 10% ($Qx+/-10\%$) ou à plus ou moins 20% ($Qx+/-20\%$)
- le pourcentage de membres dont le pic de crue survient en même temps que l'observation à 2 heures près ($\Delta T+/-2h$) ou à 4 heures près ($\Delta T+/-4h$)

Les résultats par bassin versant sont indiqués dans les tableaux 10.1 à 10.3. Pour chaque score et chaque bassin, la valeur de scores la meilleure est indiquée en gras.

Considérons d'abord les scores "ensemblistes". La dispersion la plus faible est obtenue en utilisant l'ensemble AROME-PERTOBS mais cet ensemble n'a la plus faible erreur moyenne que pour le bassin de l'Ardèche. Pour les deux autres bassins, les scores entre AROME-PEARP et AROME-PECOMB sont très voisins. Les RPSS de l'ensemble AROME-PECOMB sont toutefois meilleurs. Le point commun des trois ensembles et des trois bassins

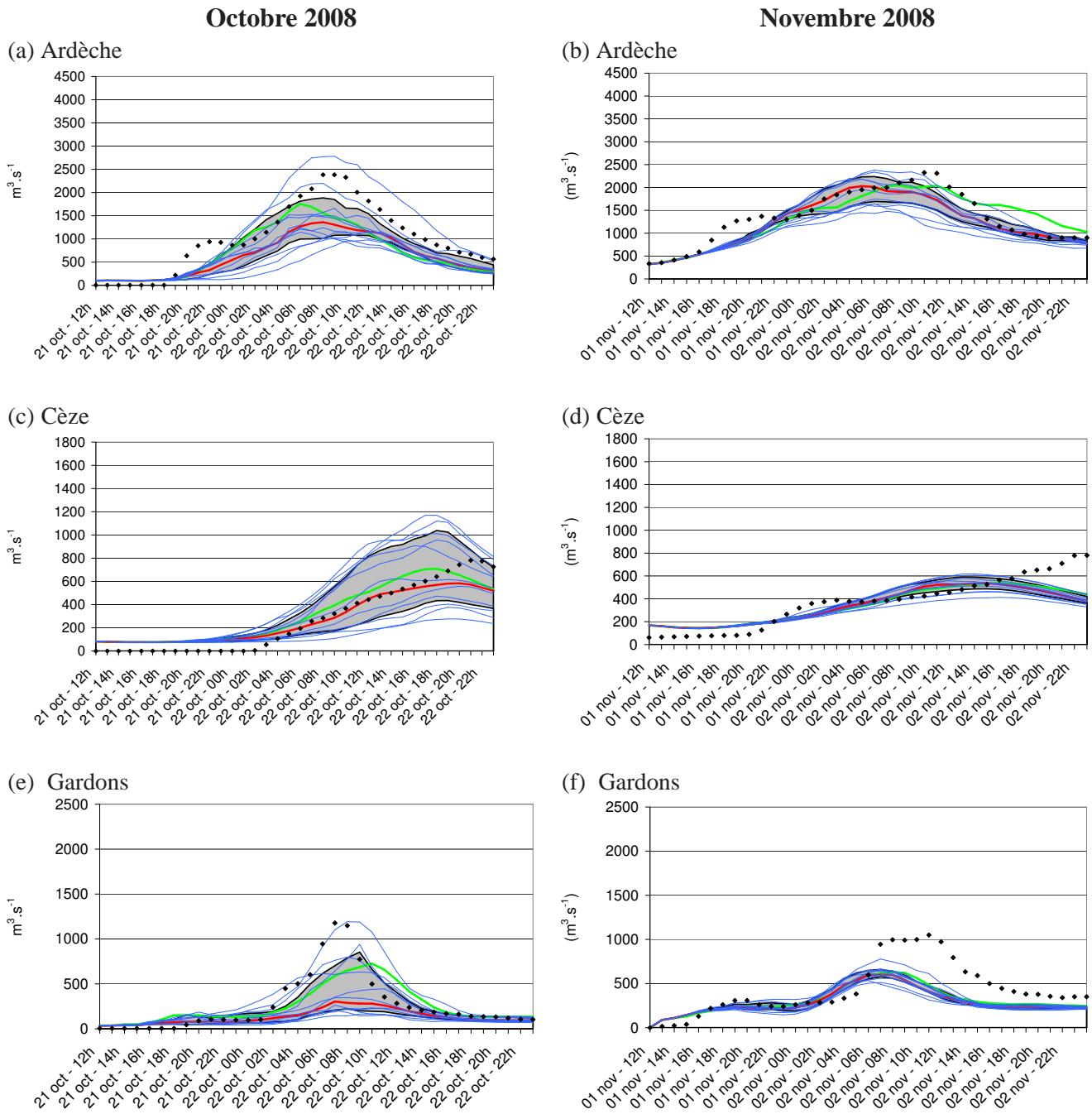


FIG. 10.10: Chronique de débits observés et simulés à partir de l'ensemble **AROME-PERTOBS** du 21/10/2008 à 12UTC au 22/10/2008 à 23UTC (à gauche) et du 01/11/2008 à 12UTC au 02/11/2008 à 23UTC (à droite) sur les bassins versants de l'Ardèche à Vallon Pont d'Arc (a, b), de la Cèze à Bagnols (c, d) et des Gardons à Boucoiran (e, f). Voir paragraphe 10.4.1 pour légende complète.

versants est le fait que la dispersion est grande par rapport à l'EQM. Ce ratio atteint un ordre de grandeur pour le bassin des Gardons pour AROME-PEARP et AROME-PECOMB.

Sur les scores déterministes, globalement la simulation AROME-PERTOBS donne les meilleurs scores. Pour l'amplitude du pic de crue, nous avons des scores très proches pour

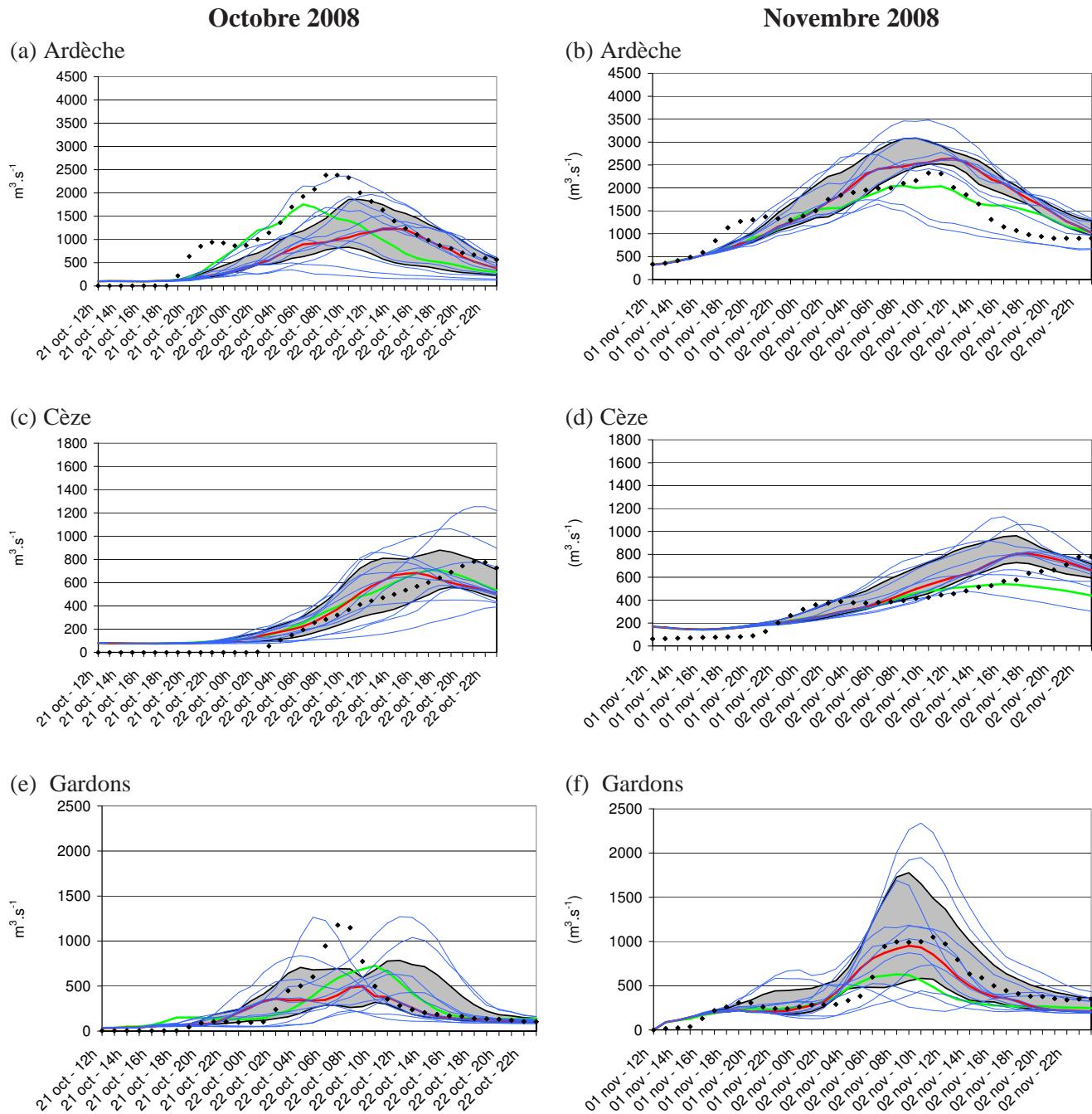


FIG. 10.11: Chronique de débits observés et simulés à partir de l'ensemble **AROME-PECOMB** du 21/10/2008 à 12UTC au 22/10/2008 à 23UTC (à gauche) et du 01/11/2008 à 12UTC au 02/11/2008 à 23UTC (à droite) sur les bassins versants de l'Ardèche à Vallon Pont d'Arc (a, b), de la Cèze à Bagnols (c, d) et des Gardons à Boucoiran (e, f). Voir paragraphe 10.4.1 pour légende complète.

AROME-PEARP et AROME-PECOMB sur les bassins des Gardons et de la Cèze, un avantage à AROME-PERTOBS pour l'Ardèche. Quant au décalage temporel, c'est en général AROME-PEARP qui tire le mieux son épingle du jeu. Le score de Nash est systématiquement meilleur pour AROME-PERTOBS.

Ces résultats sont en accord avec l'évaluation qualitative précédente, il est difficile d'indiquer un ensemble supérieur à un autre sur l'ensemble des cas et des bassins.

Score	AROME-PEARP	AROME-PERTOBS	AROME-PECOMB
RPSS	0,321	$5,8 \cdot 10^{-2}$	0,359
EQM	149,8	228,6	154,2
σ	1357,7	480,6	1299,8
$Q_x +/- 10\%$	13,6%	0%	13,6%
$Q_x +/- 20\%$	22,7%	13,6%	27,3%
$\Delta T +/- 2h$	56,8%	22,7%	45,5%
$\Delta T +/- 4h$	74,7%	86,4%	59,1%
NASH	-0,14	0,28	0,05

TAB. 10.1: Scores obtenus pour les simulations de débits à Boucoiran (Gardons) en utilisant les différents ensembles.

Score	AROME-PEARP	AROME-PERTOBS	AROME-PECOMB
RPSS	$-4,3 \cdot 10^{-3}$	$7,9 \cdot 10^{-2}$	0,159
EQM	135,1	102,6	96,9
σ	580,1	327,0	497,3
$Q_x +/- 10\%$	31,8%	0%	33,3%
$Q_x +/- 20\%$	45,5%	9,0%	59,2%
$\Delta T +/- 2h$	13,6%	18,2%	27,3%
$\Delta T +/- 4h$	40,9%	45,5%	36,3%
NASH	0,29	0,55	0,55

TAB. 10.2: Scores obtenus pour les simulations de débits à Bagnols sur Cèze en utilisant les différents ensembles.

Score	AROME-PEARP	AROME-PERTOBS	AROME-PECOMB
RPSS	-0,135	0,210	$-8,9 \cdot 10^{-2}$
EQM	461,9	310,1	456,1
σ	1757,9	1197,3	1620,4
$Q_x +/- 10\%$	4,6%	27,3%	9,0%
$Q_x +/- 20\%$	22,7%	45,5%	40,9%
$\Delta T +/- 2h$	59,2%	36,3%	45,5%
$\Delta T +/- 4h$	95,5%	81,8%	77,2%
NASH	0,24	0,59	0,24

TAB. 10.3: Scores obtenus pour les simulations de débits à Vallon Pont d'Arc (Ardèche) en utilisant les différents ensembles.

10.4.3 Conclusion

Les résultats obtenus en forçant ISBA-TOPMODEL avec les ensembles météorologiques à l'échelle convective basés sur AROME sont encourageants. La réponse hydrologique à ces ensembles laisse présager la survenue d'une crue significative dans la journée, ce qui n'était pas le cas en utilisant uniquement les prévisions de précipitation du modèle opérationnel. Concernant le choix d'un ensemble plutôt qu'un autre, les conclusions varient en fonction du bassin versant et du cas considéré. Pour réaliser ce choix, il faudrait disposer d'un échantillon largement plus important. Un défaut commun à ces ensembles est toutefois de proposer une dispersion en général trop grande (par rapport à l'EQM).

En outre, la mise en place de ce type de méthode pour faire de la prévision hydrologique d'ensemble souffre d'une limitation importante qui est son coût en temps de calcul, qui limite dans l'immédiat une utilisation opérationnelle en temps réel et à l'échéance de 2-3 ans, avec l'augmentation de puissance de calcul attendue, le nombre de membres de l'ensemble opérationnel. Pour répondre à ces deux limitations, une autre approche a été développée dans le cadre de ce travail de thèse, approche basée sur le modèle AROME opérationnel, mais qui pourrait aussi être combinée à une prévision d'ensemble AROME à terme pour augmenter le nombre de membres de la prévision d'ensemble hydrologique. Les bases de la méthode et son évaluation aux deux cas d'étude sont décrites dans les chapitres suivants.

Chapitre 11

Une climatologie des erreurs de prévision des pluies par AROME

La méthode de génération d'ensemble de précipitations développée dans le cadre de cette thèse repose sur les prévisions du modèle AROME déterministe. Afin de spécifier et calibrer la méthode de perturbation des prévisions de précipitation, une climatologie des erreurs de prévision du modèle AROME opérationnel a été réalisée au préalable. Il s'agit de documenter le type d'erreurs réalisées en général par AROME en terme de prévision de pluie. Pour cela, les champs de pluies horaires simulés par AROME (que l'on appellera QPF pour Quantitative Precipitation Forecast) pour des événements pluvieux significatifs survenus entre octobre 2008 et octobre 2009 sur un large quart sud-est de la France ont été comparés aux lames d'eau sur 1 h issues du composite des radars de Météo-France (QPE pour Quantitative Precipitation Estimation).

11.1 Méthode d'évaluation

La comparaison a concerné des événements pluvieux sur le quart sud-est de la France (Corse exceptée) (Fig. 11.1). Une approche de plus en plus répandue pour la vérification des prévisions de pluies issues de modèles à l'échelle convective, comme AROME, est une évaluation orientée objet (cf. paragraphe A.1). C'est ce type de comparaison qui va être réalisée ici.

Les données

Les données simulées que l'on cherche à évaluer sont les champs issus du modèle AROME : les prévisions des quatre réseaux (00 ; 06 ; 12 et 18 UTC) réalisées de manière opérationnelle ont été utilisées. Dans tous les cas, les deux premières heures prévues par AROME n'ont pas été considérées. En effet, ces deux premières échéances peuvent être affectées par la mise en équilibre du modèle (spin-up).

Concernant les observations considérées comme la référence, il était nécessaire de disposer de pluies spatialisées. Nous avons éliminé d'emblée les données de pluviomètres krigées car elles n'apportent pas une résolution comparable aux QPF. Les sources disponibles étaient donc soit les lames d'eau de radars locaux (radar de Bollène ou de Nîmes), soit les lames d'eau de la composite radars (mosaïque France). Ces différentes lames d'eau sont calibrées en temps réel par les données des pluviomètres. Ces différents champs ont été évalués pour

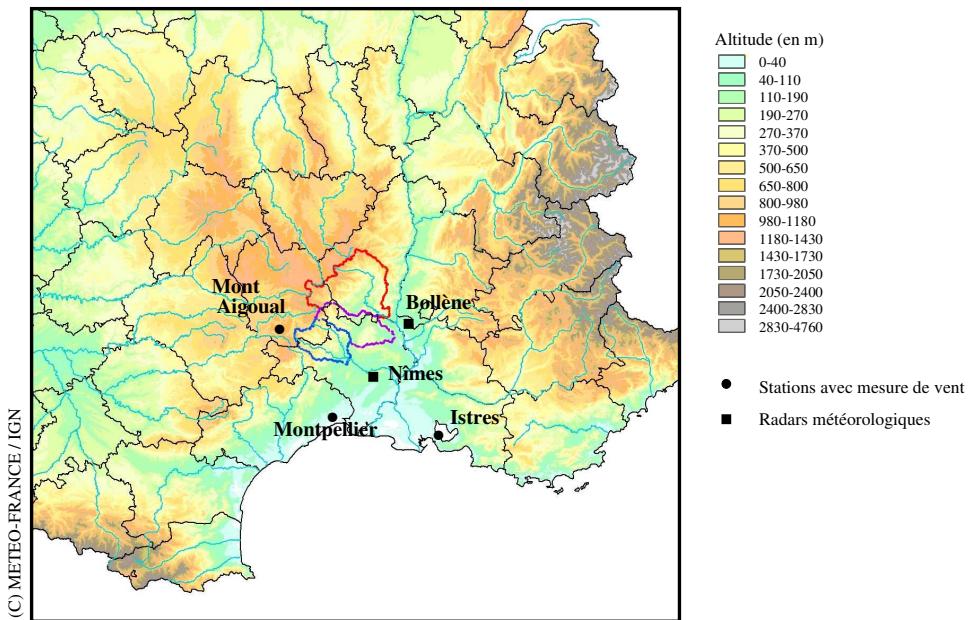


FIG. 11.1: Domaine géographique utilisé pour l'évaluation des champs de précipitations AROME.

choisir lesquels allaient servir de référence dans notre comparaison.

Les cas d'étude

L'échantillon sur lequel la comparaison a été effectuée comporte des événements pluvieux où la pluie relevée sur plusieurs pluviomètres du réseau d'observation de Météo-France a dépassé les 70mm en 24 h sur le domaine de comparaison (cf. Fig. 11.1). Nous avons ainsi 12 épisodes pluvieux :

03-04 sep. 2008	01-02 nov. 2008
11-12 sep. 2008	04 nov. 2008
07-08 oct. 2008	13-14 dec 2008
19-20 oct. 2008	29-30-31 déc. 2008
21-22 oct. 2008	02-03 fév. 2009
30-31 oct. 2008	21-22 oct. 2009

Divers échantillons ont été considérés :

- un échantillon total, utilisant les prévisions jusqu'à 24 heures d'échéances des quatre réseaux quotidiens AROME sur tous les cas soit presque 1120 champs de pluies horaires, nommé par la suite ECH_TOT
- un échantillon regroupant les prévisions jusqu'à 12 h d'échéance utilisant les quatre réseaux quotidiens soit 295 champs de pluies horaires, appelé ECH_12h
- un échantillon n'utilisant que les prévisions à 24 h d'échéance du réseau 00 UTC, soit 450 champs de pluies horaires, appelé ECH_R00UTC.

L'identification des objets

La première étape est la détermination d'"objets pluies". Ces objets sont définis comme des zones de pixels connexes où une condition "la quantité de pluie cumulée pendant une

durée Δt est supérieure à un seuil S'' est remplie. D'abord, nous avons cherché à définir des objets représentant l'ensemble de la zone pluvieuse. Nous avons retenu le seuil de 2 mm/h. A l'intérieur de ces objets précipitants, nous avons délimité des objets où la pluie prend un caractère plus convectif. Nous avons choisi le seuil de 9mm/h. Ce dernier a été défini par les climatologues de Météo-France comme étant un seuil critique au niveau horaire (c'est le cas dans la Base des Données Climatologiques ou BDCLIM). Le seuil de 14 mm/h a été également testé. Enfin pour rechercher l'influence éventuelle d'un changement de la durée de cumul, les seuils de la BDCLIM de 14 mm/3 h et 17 mm/6 h ont été choisis.

Pour les deux types de données (i.e. observées et simulées), les objets pour chacun des seuils (Tab. 11.1) ont été identifiés. Puis pour chaque seuil, on fait correspondre à chaque objet identifié dans l'observation radar, l'objet dans le champ de précipitation AROME dont le barycentre est le plus proche en distance du barycentre de l'objet observé.

Métriques utilisées pour la comparaison

Les objets ont d'abord été caractérisés en terme de :

- Nombre de mailles dans l'objet
- Quantité de pluie moyenne sur l'objet
- Position du barycentre de l'objet
- Rapport d'aspect et d'inclinaison de l'ellipse approchant l'objet

Les statistiques classiques telles que moyennes ou écart-types des différences ont été calculées. Pour la localisation, nous avons considéré les décalages spatiaux le long des axes des abscisses et des ordonnées sur le plan de projection conforme. Une autre métrique, SAL, bien adaptée à l'approche objet développée ici a été utilisée. Elle est décrite ainsi que ces résultats dans le chapitre suivant.

Choix des seuils et durée de cumul pertinents

Seuil (en mm)	Δt (en h)
2	1
9	1
14	1
14	3
17	6

TAB. 11.1: Valeurs de seuils et de durée de cumul testées pour l'identification d'objets.

Les valeurs de S et Δt (Tab. 11.1) ont été utilisées sur le sous échantillon ECH_R00UTC pour l'identification des objets. Les données d'observations du radar de Bollène ont constitué la référence. Une comparaison quantitative a été réalisée sur cet échantillon réduit. La figure 11.2 montre que l'analyse des objets obtenus avec les durées de cumul 3h et 6h n'apporte pas d'information différente : les objets concernés sont souvent géographiquement plus étendus mais les conclusions de la comparaison AROME/radar ne sont que peu différentes de celles obtenues pour les pluies horaires. Nous avons donc retenu un cumul horaire de pluie pour notre comparaison qui correspond également à la durée du cumul utilisé pour forcer le modèle hydrologique. L'augmentation de la valeur du seuil (14 mm/h) entraîne une réduction du nombre d'objets sélectionné et donc un échantillon plus petit de comparaison, sans changer

les conclusions de comparaison. La figure 11.3 montre, par exemple, les différences de pluie moyenne entre objets simulés et observés pour les deux seuils 9 mm/h et 14 mm/h. Elles se répartissent préférentiellement sur les classes médianes (entre -2 mm et +2 mm) pour les deux seuils.

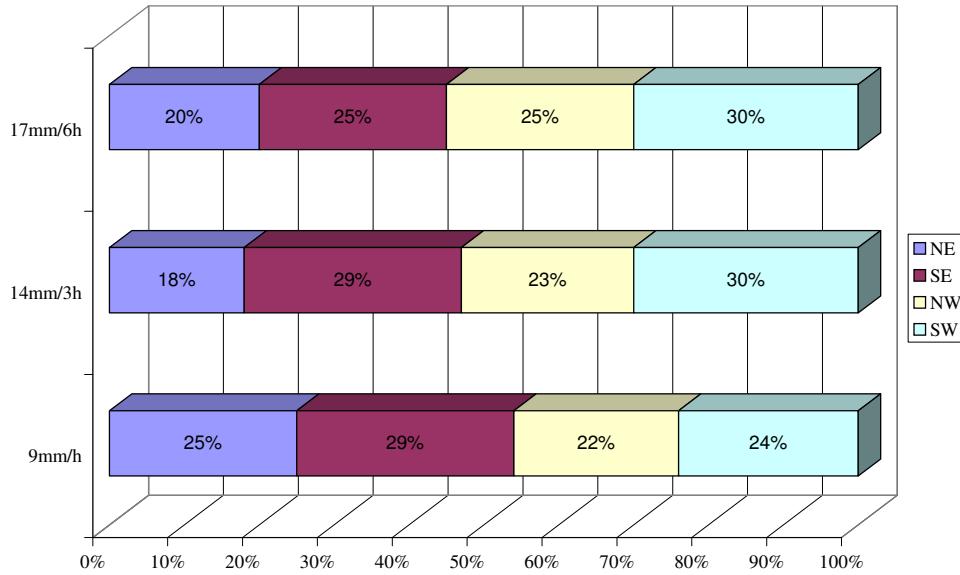


FIG. 11.2: Pourcentages de décalage des barycentres des objets simulés par rapport à ceux des objets observés dans les quatre directions (quelle que soit la distance) pour différents seuils d'identification.

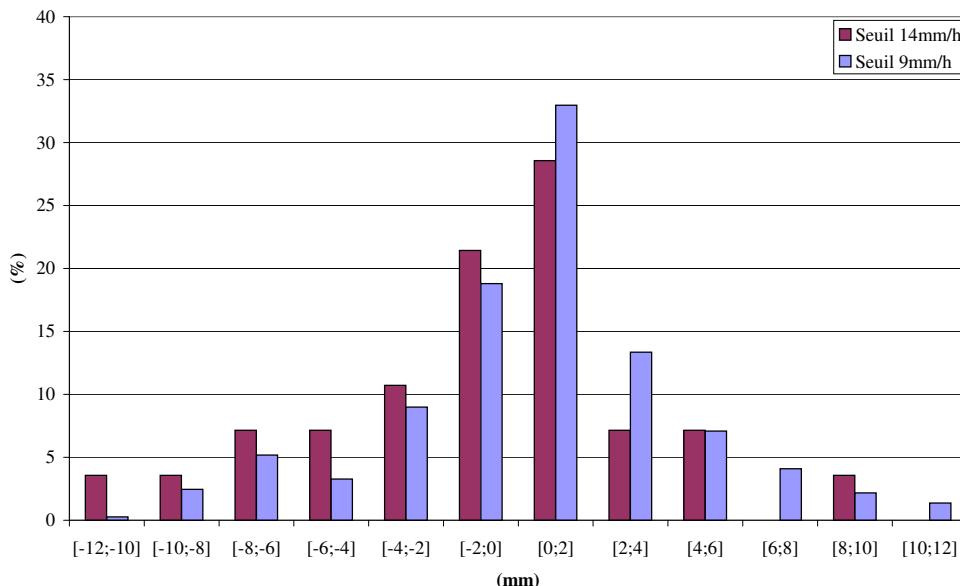


FIG. 11.3: Répartition des différences de pluie moyenne entre objets simulés et observés pour les seuils d'identification 9 mm/h et 14 mm/h.

Choix de la référence "radar"

Il s'agit de choisir entre les différents produits opérationnels disponibles pour établir notre référence. Nous avons d'abord évalué les lames d'eau des radar locaux de Bollène et Nîmes. Tout d'abord les radars locaux ont une portée réduite. Leur visibilité hydrologique est souvent considérée égale à 100 km, ce qui réduit considérablement leur intérêt pour notre comparaison. Il est tout de même intéressant de noter que les radars de Bollène et Nîmes ne conduisent pas aux mêmes objets. Les figures 11.4 et 11.5 présentent deux exemples d'objets obtenus pour différentes sources de données radar. Le radar de Nîmes permet de mieux détecter les objets de pluie situés plus à l'ouest ou vers la Méditerranée que le radar de Bollène (Fig. 11.4 a et b). Inversement, les objets les plus au nord sont mieux vus par le radar de Bollène. En outre, la localisation des pluies les plus fortes proposée peut être différente. Par exemple sur la figure 11.5, les objets où la pluie dépasse 9 mm/h (en noir) ou 14 mm/h (en gris) n'ont pas la même extension et ne sont pas forcément au même endroit. Ces images sont associées à des plans qualité qui donnent pour chaque pixel, un pourcentage de qualité qui permet d'identifier les endroits où la lame d'eau est mauvaise mais qui ne permet pas de corriger la valeur du cumul de pluie proposé (Fig. 11.6).

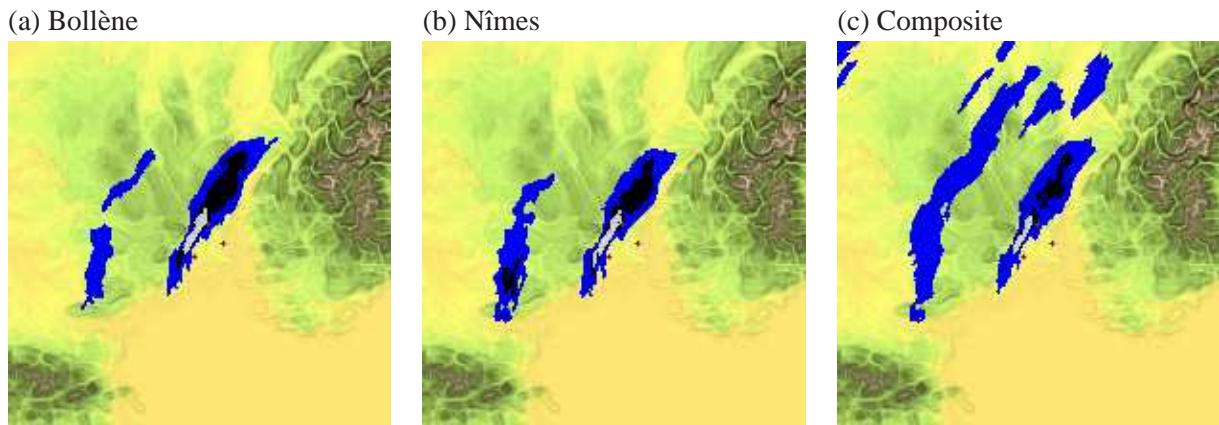


FIG. 11.4: Objets identifiés sur le champ de pluie horaire du 21 octobre 2008 à 23UTC estimé à partir du radar de Bollène (a), du radar de Nîmes (b) et de la composite PANTHERE (c). Les couleurs dépendent du seuil retenu : 2 mm/h (bleu), 9 mm/h (noir) et 14 mm/h (gris).

Pour s'affranchir de ces défauts, une solution est d'utiliser la lame d'eau composite PANTHERE sur la France puisque cette dernière utilise l'ensemble des radars français pour évaluer les cumuls de précipitations. Les figures 11.4c et 11.5c présentent des exemples d'objets obtenus : leur forme est en bon accord avec les radars locaux mais la quantité de pluie proposée n'est pas la même. Une évaluation de cette lame d'eau par rapport aux pluviomètres a été réalisée à la Direction des Systèmes d'Observation de Météo-France (Note interne n°188). Elle a montré une bonne restitution des systèmes pluvieux convectifs mais une légère tendance à la sous-estimation des quantités de pluie les plus fortes en particulier sur notre zone d'intérêt. En revanche, la lame d'eau PANTHERE composite est également connue pour une mauvaise estimation des pluies faibles. Si ce n'est pas très préjudiciable dans notre étude qui porte sur des phénomènes pluvieux significatifs, il faudra toutefois en tenir compte pour les objets de pluie dépassant les 2 mm/h. Notre choix s'est donc porté sur les lames d'eau com-

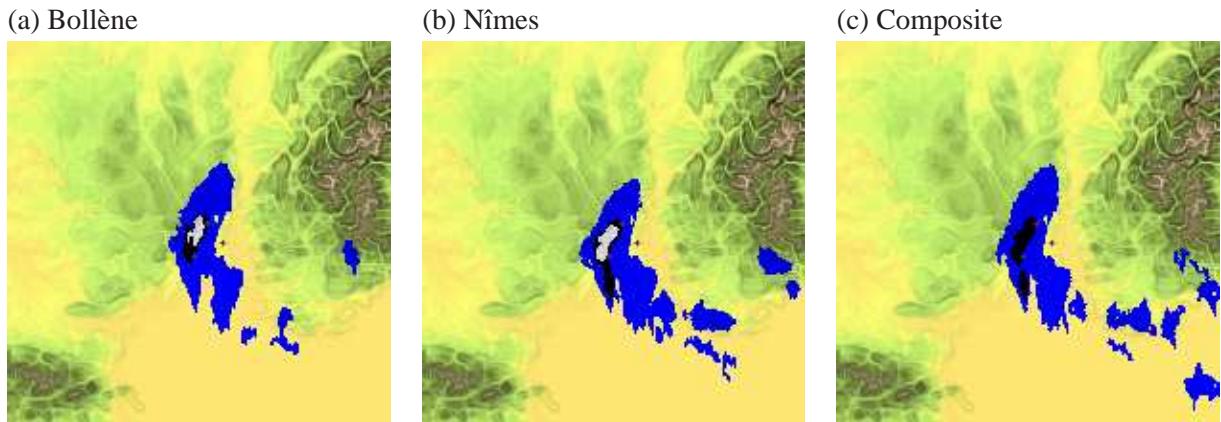


FIG. 11.5: Même figure que 11.4 pour le 2 février 2009 à 13UTC.

posites PANTHERE comme référence. Les données correspondant à un code qualité inférieur à 70% ont été exclues des comparaisons quantitatives. (Fig. 11.6)

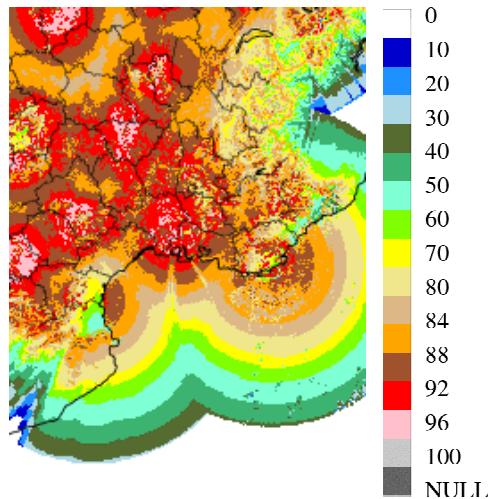


FIG. 11.6: Code qualité d'une image lame d'eau issue de la composite PANTHERE. Ce code dépend de la présence ou non d'un écho fixe, du taux de masque et de l'altitude de la mesure. Un pixel avec un code $Q = 0$ est de mauvaise qualité, un pixel avec $Q = 100$ est d'excellente qualité.

11.2 Résultats de l'évaluation

Une première évaluation qualitative a d'abord été réalisée par comparaison visuelle des objets simulés et observés. Elle n'a pas permis de tirer de conclusion systématique sur les erreurs de la prévision AROME. En effet, les erreurs de localisation tant en amplitude qu'en distance sont différentes d'un événement à l'autre. Il en est de même des erreurs d'intensité. Malgré tout, des caractéristiques générales ressortent sur le décalage temporel entre objets issus du radar et issus du modèle. En général, AROME reproduit bien et au bon moment

l'existence ou pas d'objets et ce à tous les seuils : il est rare qu'il rate un événement. Par contre, la propagation (ou la stationnarité) des systèmes simulés semblent moins bien prévue. Concernant le réseau AROME utilisé, ce n'est pas forcément le réseau le plus "récent" qui fournit la prévision la plus proche de la réalité.

Une évaluation quantitative a ensuite été réalisée pour confirmer cette comparaison visuelle. Elle a été réalisée sur l'échantillon total ECH_TOT. Pour un propos plus clair, on appellera O2 les objets correspondant au seuil 2 mm/h et O9 ceux correspondant au seuil 9 mm/h.

Position des objets

	Décalage en X entre		Décalage en Y entre	
F	-50 km et +50 km	-25 km et +25 km	-50 km et +50 km	-25 km et +25 km
O2	72%	54%	77%	56%
O9	69%	49%	59%	37%

TAB. 11.2: Pourcentage de cas où le décalage spatial entre les barycentres des objets simulés et des objets observés se situent dans la fourchette F.

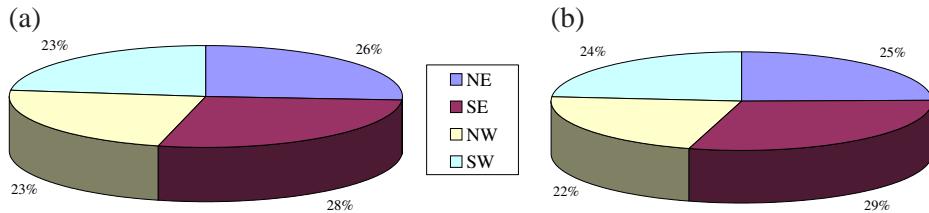


FIG. 11.7: Pourcentages de décalage des barycentres des objets simulés par rapport à ceux des objets observés sur l'échantillon total dans les quatre directions (quelle que soit la distance) pour les O2 (a) et pour les O9 (b).

Pour chaque échéance (pluie horaire), la répartition des décalages entre le barycentre de l'objet simulé et celui de l'objet observé selon les quatre directions NW, NE, SE, SW a été tracée indépendamment de l'amplitude du décalage (Fig. 11.7). L'amplitude est représentée, quant à elle, sous forme d'histogramme (Fig. 11.8 et 11.9). Concernant la direction du décalage (Fig. 11.7), même si l'on remarque une légère prédominance de la direction Est (54% des cas) pour les O2 comme pour les O9, il n'y a pas de direction prédominante du décalage, les quatre directions sont pratiquement équiprobables. La répartition de l'amplitude des décalages (Fig. 11.8 et 11.9) est bien centrée sur le 0 et décroît assez rapidement autour de cette valeur. Les courbes sont assez symétriques à l'exception de celle concernant les décalages en Y des O9. En effet, dans ce cas, la courbe est plus aplatie et plus étalée : les erreurs de décalage sont plus importantes en moyenne dans la direction sud/nord que dans la direction ouest/est. Le tableau 11.2 indique les pourcentages de décalage entre -10 mailles et +10 mailles (donc -25 km et +25 km) et -20 mailles et +20 mailles (donc -50 km et +50 km). Le décalage plus important en Y pour les O9 apparaît là encore. Toutefois, on voit que la fourchette [-50 km ; +50 km] englobe bien la majorité des cas.

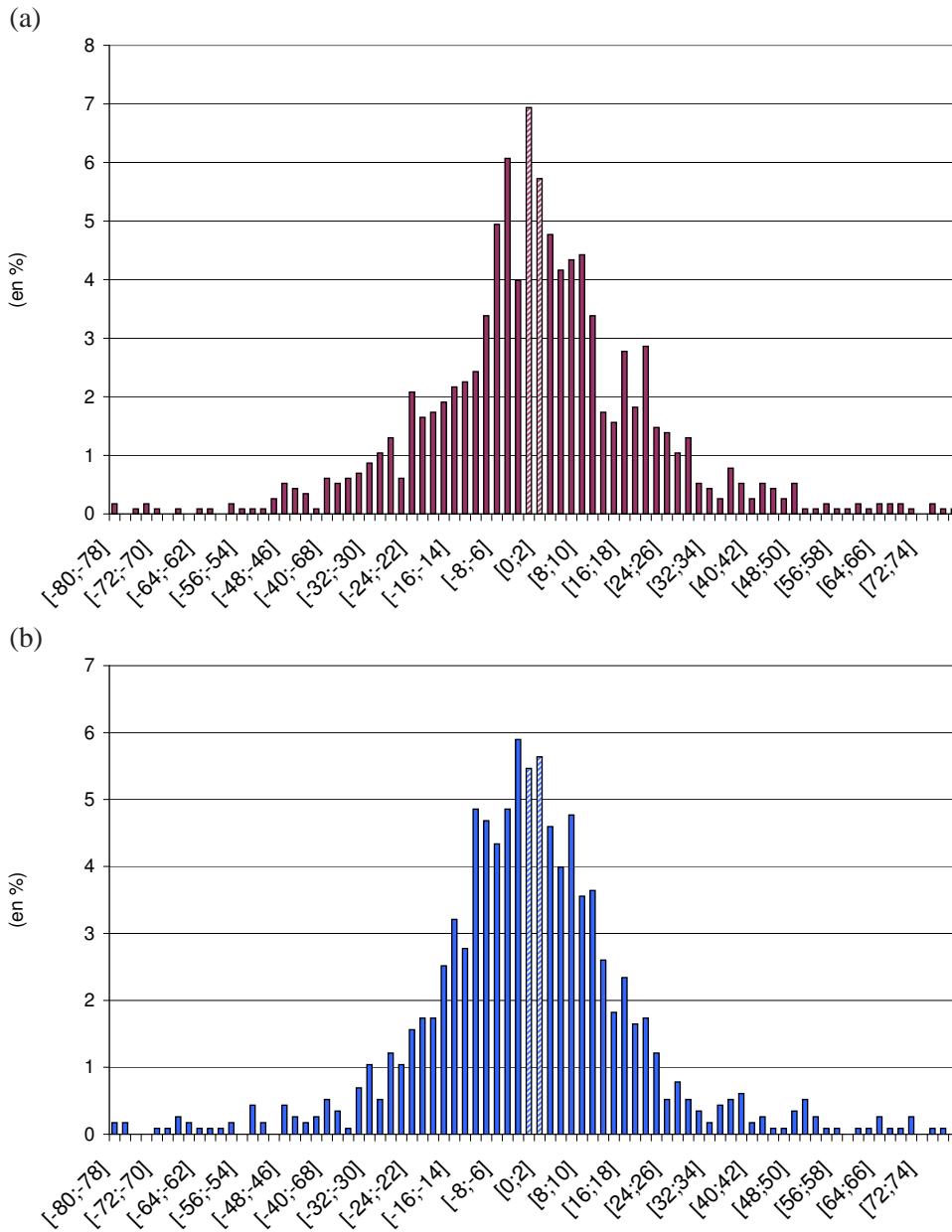


FIG. 11.8: Distribution des distances de décalage selon l'axe des X (a) et des Y (b) des barycentres des O2 simulés par rapport à ceux des O2 observés sur l'échantillon total. Les classes indiquées en abscisses sont en nombre de maille (de 2,5km de côté). Les deux classes centrales (hachurées) sont les classes où l'erreur est la plus faible ($[-2;0]$ et $[0;2]$)

Taille et pluie moyenne par objet

La figure 11.10 montre la différence de taille et pluie moyenne pour les objets O2 (Fig. 11.10a) et O9 (Fig. 11.10b) en pourcentage. Si dans 70% des cas AROME a des O2 plus petits que ceux observés sur les images radar, dans presque 60% des cas les O9 sont plus gros au contraire. Concernant la pluie moyenne, elle est plus importante dans 60% des cas pour AROME à la fois pour les O2 et O9.

La moyenne et l'écart-type des pluies horaires sur les objets et sur l'ensemble de

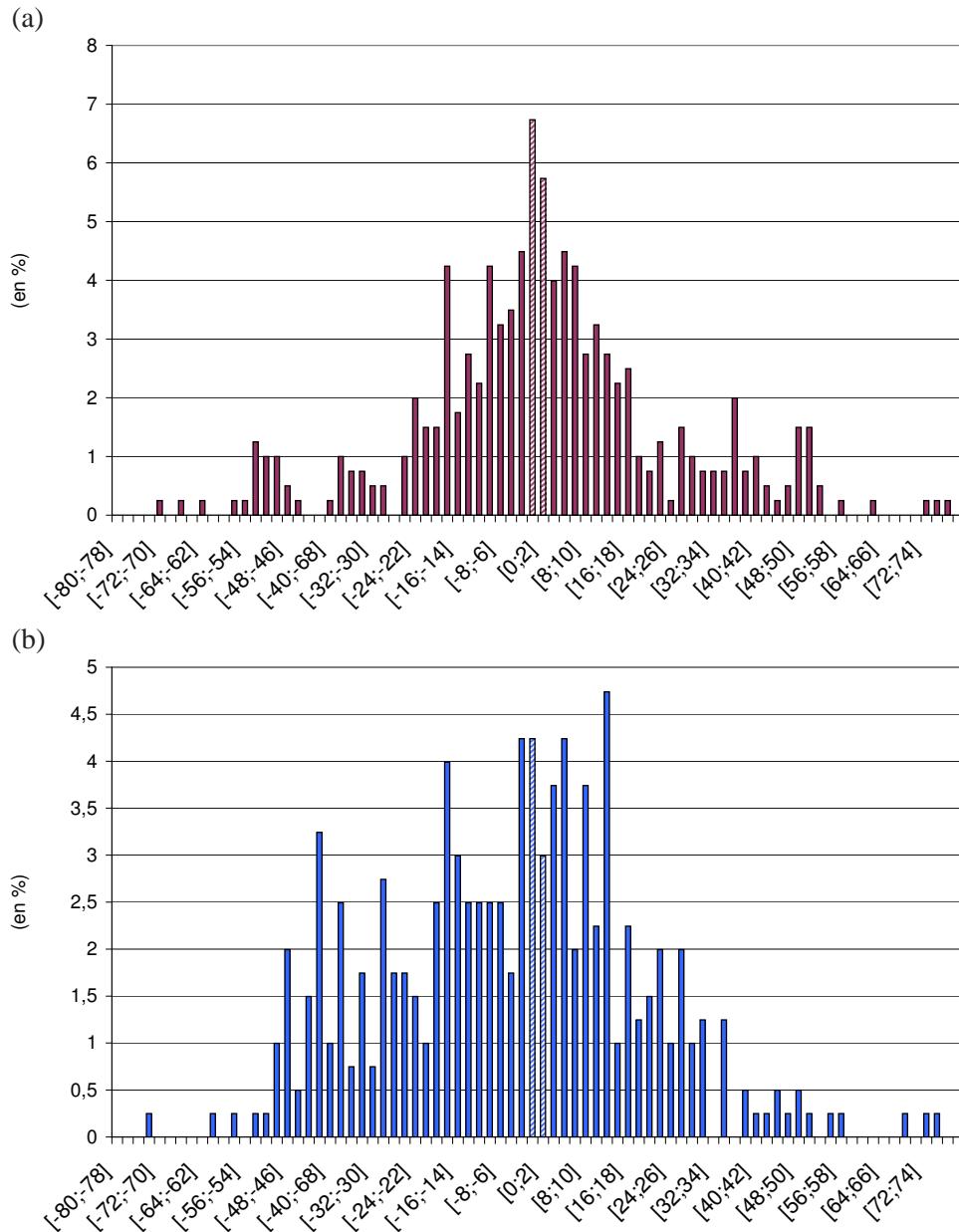


FIG. 11.9: Mêmes graphes que 11.8 pour les O9

l'échantillon figurent dans le tableau 11.3. Pour les deux groupes d'objets, la moyenne obtenue sur les objets prévus par AROME est du même ordre de grandeur que celle des objets observés même si elle est légèrement plus forte : de 10% pour les O2, de 2% pour les O9. Les écart-types sont eux-aussi du même ordre de grandeur, légèrement plus forts pour les O2 d'AROME mais plus faibles pour les O9 d'AROME.

Pour aller plus loin dans la comparaison des quantités de pluie, on a tracé le nuage de points donnant la pluie simulée sur un "objet AROME" par rapport à celle observée par le radar (Fig. 11.11). Le nuage est assez dispersé autour de la première bissectrice. La courbe de tendance montre une surestimation pour les pluies situées au dessous de 5 mm,

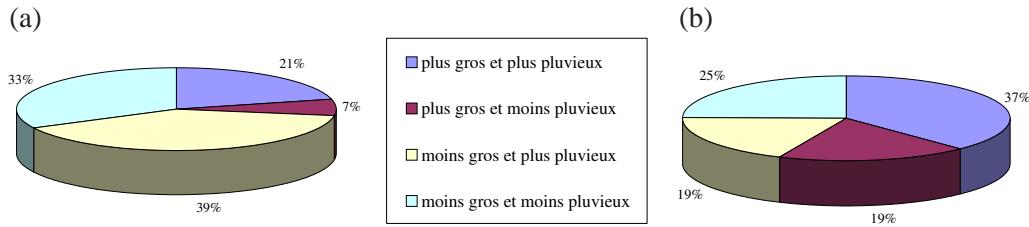


FIG. 11.10: Différence de taille et pluie moyenne entre les objets simulés et les objets observés sur l'échantillon total pour les O2 (a) et pour les O9 (b)

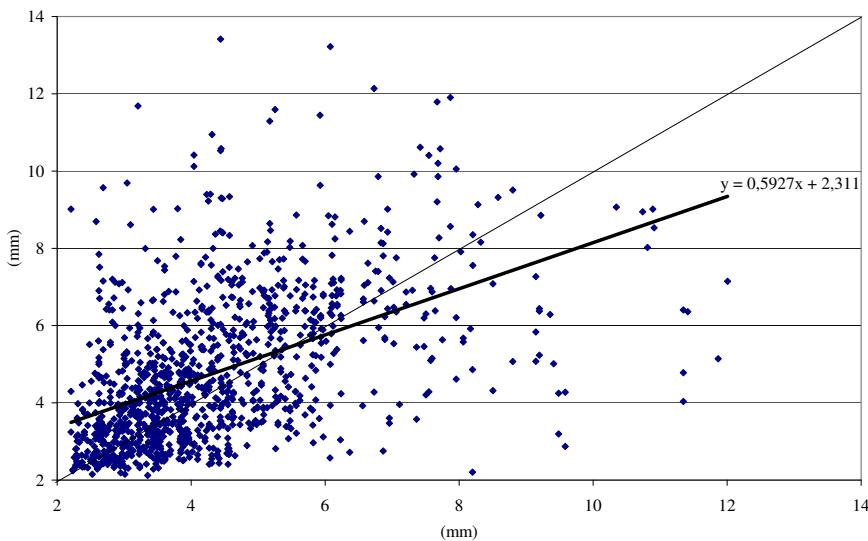


FIG. 11.11: Pluie moyenne (en mm) sur les objets prévus par AROME en fonction de la pluie moyenne sur les objets observés pour le seuil 2 mm/h (O2). La droite tracée en trait épais représente la tendance du nuage de point. La première bissectrice est tracée en trait fin.

une sous-estimation ensuite. Toutefois, ce n'est qu'une tendance et non un signal clair et systématique.

Il paraît cependant difficile de tirer des conclusions sur une surestimation ou sous-estimation systématique du modèle par rapport à notre référence.

	Radar		AROME	
	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type
O2	4.31	1.59	4.75	1.71
O9	14.20	3.50	14.59	2.74

TAB. 11.3: Moyenne et écart-type des pluies horaires sur les objets.

Dépendance au réseau AROME.

La même analyse que précédemment a été réalisée en ne prenant que les 12 premières heures et en dissociant les 4 réseaux (ECH_12). Le tableau 11.4 synthétise les résultats. Pour chacun des 4 réseaux quotidiens, on montre la répartition des décalages de barycentres dans les 4 directions ainsi que les moyennes et écart-types des pluies sur les objets identifiés dans

les images radar et AROME pour les seuils 2 mm/h et 9 mm/h. Concernant la position, la répartition des décalages de barycentres dans les 4 directions varie en fonction des réseaux mais sans tendance claire. En outre, si l'on ne considère qu'un réseau donné, la répartition est très différente d'un événement à l'autre.

Objets Réseau	O2				O9			
	00	06	12	18	00	06	12	18
ARO plus NE que RAD	25%	26%	25%	28%	32%	25%	12%	24%
ARO plus SE que RAD	27%	20%	30%	37%	28%	29%	33%	29%
ARO plus NW que RAD	23%	29%	20%	17%	21%	32%	21%	12%
ARO plus SW que RAD	23%	22%	23%	20%	18%	13%	33%	34%
Pluie moyenne RAD	4,29	4,28	4,17	4,20	13,53	13,88	14,33	13,81
Ecart-type des pluies RAD	1,35	1,50	1,55	1,38	2,68	3,26	3,51	3,03
Pluie moyenne ARO	4,74	5,00	4,58	4,52	14,44	14,41	15,27	14,27
Ecart-type des pluies ARO	1,73	2,00	1,98	1,80	2,88	2,39	3,36	2,54

TAB. 11.4: Caractéristiques des objets prévus (ARO) par rapport aux objets observés (RAD) sur les sous-échantillons de 12 h par réseau (Décalage des barycentres, moyenne et écart-type des pluies).

Pour chaque type d'objet (O2 et O9), les moyennes des pluies sont du même ordre de grandeur et toujours légèrement supérieures avec AROME. Concernant les écart-types, les résultats sont moins nets, elles sont supérieures pour les O2 d'AROME mais peuvent être inférieures pour les O9.

Par conséquent, il n'est pas possible de faire de distinction entre les "erreurs" commises par AROME d'un réseau à l'autre.

Ellipse englobant les objets

Pour chaque champ de pluie horaire et chaque source de données de l'échantillon total, l'ellipse englobant les objets a été déterminée. Les ellipses obtenues pour les objets observés et pour les objets prévus par AROME ont ainsi pu être comparées, pour les seuils 2 mm/h et 9 mm/h. Nous ne présentons ici que les résultats pour les objets O2, les résultats étant très similaires pour les objets O9.

La figure 11.12 montre la distribution des directions d'inclinaison par pas de 10°. L'inclinaison 45° est clairement privilégiée. Effectivement, 45° correspond à une ellipse orientée SW-NE qui correspond à l'orientation climatologique privilégiée des précipitations le long du relief Cévenol. La distribution présente un second pic autour de l'inclinaison 135°, *i.e.* l'ellipse englobant est orientée SE-NW et donc dans le sens du vent de SE fréquemment observé. Les distributions des ellipses AROME et radar sont fortement similaires, avec cependant une plus forte proportion d'ellipses orientées autour de 45° pour les objets simulés, alors que c'est l'inverse pour les inclinaisons autour de 135°.

La comparaison des grands axes et petits axes entre objets prévus par AROME et objets observés montre que dans plus de 80% des cas les axes ont des dimensions d'ellipse identiques à 20% près. Le rapport d'aspect pour les objets simulés est supérieur à celui de l'objet observé correspondant dans 48% des cas, ce qui correspond à des objets plus ronds pour AROME.

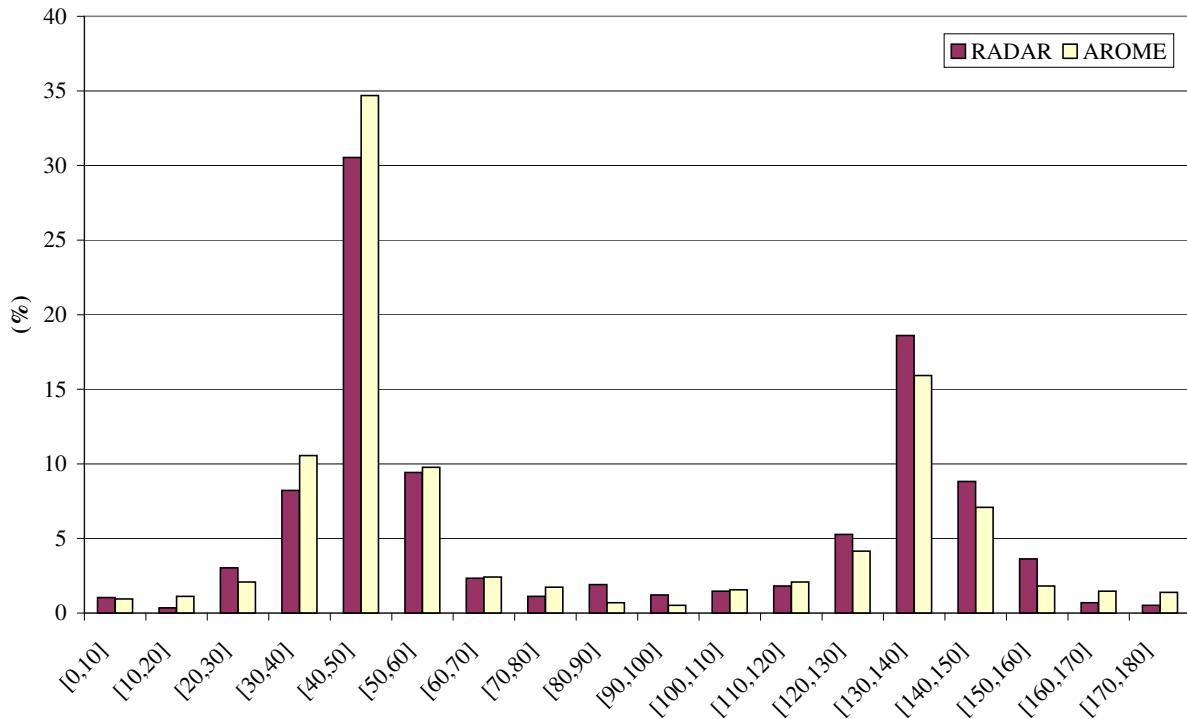


FIG. 11.12: Distribution des directions d'inclinaisons des ellipses englobant les objets prévus par AROME et les objets observés (RADAR) sur l'échantillon total pour le seuil 2 mm/h (O2)

11.3 Conclusions

L'évaluation orientée objet des champs de pluie horaires simulés par AROME nous a donc permis d'évaluer les erreurs du modèle AROME en terme de localisation et d'amplitude des objets pluvieux. Les décalages spatiaux le long des axes nord/sud et est/ouest sont en général inférieurs à 50 km. Pour les objets convectifs, l'erreur de localisation est plus grande dans la direction sud-nord que dans la direction ouest-est. La moyenne des précipitations sur les objets simulés est plus forte que celle des objets issus de la lame d'eau radar. Cependant, cette tendance est peut-être liée à la sous-estimation des précipitations par les lames d'eau radar sur notre région d'étude (cf. 11.1). D'autre part, nous avons calculé les densités de probabilité d'erreur de localisation pour les objets pluvieux ainsi que celle d'erreur d'intensité pluvieuse à la fois pour les objets où la pluie dépasse le seuil de 2 mm/h et ceux où elle dépasse les 9 mm/h. Ces différentes PDF vont être utilisées pour la génération des perturbations des champs de pluie simulés par le modèle AROME déterministe.

Cette évaluation a, en outre, été complétée par l'estimation des coefficient SAL (Wernli *et al.*, 2008), calculés sur l'échantillon total en considérant les deux types d'objets (O2 et O9). Les résultats sont présentés dans le chapitre suivant (article en préparation pour le journal NHESS).

Chapitre 12

Introduction de perturbations dans les champs de pluie prévus pour générer une prévision d'ensemble des débits

12.1 Résumé de l'article à soumettre à NHESS

Une méthode de perturbation des champs de pluie prévus par le modèle AROME a été développée pour générer des ensembles de prévisions de précipitations à court-terme. Ces ensembles météorologiques ont été fournis au système couplé ISBA-TOPMODEL pour réaliser des prévisions d'ensembles de débits. Cette méthode de perturbation tire profit des avantages de la nouvelle génération de modèles de prévision météorologique à l'échelle convective, en terme de résolution horizontale et de représentation des processus. Elle permet aussi d'échantillonner l'incertitude sur la localisation et l'amplitude des pluies prévues.

Une courte climatologie des erreurs de prévision du modèle AROME, dans le cas d'événements fortement pluvieux survenus sur le sud-est de la France, a été réalisée afin de calibrer les perturbations à appliquer aux champs de pluie prévus. La méthode SAL de vérification orientée objet de Wernli *et al.* (2008) s'est montrée bien adaptée pour évaluer séparément les erreurs en terme de localisation, d'amplitude et de structure. Nous n'avons pas mis en évidence de biais systématique des prévisions AROME. En particulier, le défaut général des modèles météorologiques à grande échelle de sous-estimation des précipitations n'apparaît pas pour le modèle à haute résolution AROME. Les erreurs de localisation, elles, sont inférieures à 50 km dans 80% des cas. Ces résultats justifient la méthode de perturbation des pluies, appellée PERT-RAIN, puisque cette dernière est basée directement sur le scénario du modèle à haute-résolution.

Une évaluation menée sur deux cas de crues montre que les ensembles de précipitations générés avec PERT-RAIN améliorent la prévision de débit par rapport à la prévision déterministe du modèle AROME. La performance de PERT-RAIN est globalement aussi bonne que celle obtenue avec une prévision d'ensemble à l'échelle convective réalisée avec le modèle AROME par Vié *et al.* (2010). Des tests de sensibilité montrent que l'ensemble à 50 membres permet d'améliorer médiane et dispersion par rapport à un ensemble avec moins de membres. La perturbation en localisation a l'impact le plus fort sur la dispersion de l'ensemble mais les meilleurs résultats sont obtenus lorsque localisation, amplitude et structure des objets pluvieux sont modifiées.

Manuscript prepared for Nat. Hazards Earth Syst. Sci.
with version 3.2 of the L^AT_EX class copernicus.cls.

Date: 19 January 2011

Flash-flood ensemble forecasts based on convective-scale NWP

B. Vincendon¹, V. Ducrocq¹, O. Nuissier¹, and B. Vié¹

¹GAME/CNRM (Météo-France, CNRS), Toulouse, France

Correspondence to: B. Vincendon
(beatrice.vincendon@meteo.fr)

Abstract. Mediterranean intense weather events often lead to devastating flash-floods. Extending the forecasting leading times further than the watershed response times implies the use of numerical weather prediction (NWP) to drive hydrological models. However the nature of the precipitating events as well as the temporal and spatial scales of the watershed response make their forecast difficult even using a high-resolution convection-permitting NWP deterministic forecast. This study proposes a new method to sample the uncertainties of those high-resolution NWP precipitation forecasts in order to quantify the predictability of the streamflow forecasts. A perturbation method has been developed to produce short-term precipitation ensemble forecasts from single-value convection-permitting meteorological forecasts. These hydrometeorological ensemble forecasts are then ingested into an hydrological model dedicated to flash-flood forecasting to produce ensemble streamflow forecasts. The verification on two flash-flood events show that this forecasting ensemble performs better than the deterministic forecast. The performance of the precipitation perturbation method has been also found globally as good as the one obtained using a state-of-art research convection-permitting NWP ensemble for a much cheaper computing time cost.

1 Introduction

Flash-floods (FF) are the most costly hazards in the north- western Mediterranean. They are triggered by heavy rainfall events which occur often in autumn all along the north-western coast. The geomorphologic characteristics of the region with steep slopes and small to medium size catchments lead to short hydrological response times. Hydrological forecasting systems driven by rainfall observations only do not provide the timely prediction for warning and preparedness prior to a flash-flood event. Extending the forecasting lead times further than the watershed response times implies the use of quantitative precipitation forecasts (QPF) from numerical weather prediction (NWP) models (Melone et al., 2005, Ferraris et al., 2002).

One critical issue for utilizing QPF from NWP models to drive hydrological models is scale matter. The time and spatial scales of NWP errors are generally much larger than the corresponding FF scales (Roberts et al., 2009). The new generation convection-permitting atmospheric models using 1-4 kilometre horizontal resolution are the only NWP models functioning at the scale of hydrological catchments prone to FF. No additional downscaling procedures as those used for larger scale NWP systems (e.g. Deidda , 2000, Regimeau et al., 2007 among others) are thus needed. Their QPF can be directly used to drive the rainfall-runoff models. Several past studies evaluated the value of convective-scale meteorological forecasts to drive hydrological models dedicated to Mediterranean flash-floods (Anquetin et al. , 2005; Chancibault et al., 2006; Vincendon et al., 2009). These studies found that the precipitation underestimation is significantly reduced for the convective scale QPF, but there are still uncertainties on rainfall location that could be detrimental to a good discharge forecast. Even a 50-km shift error which is considered a quite small error from a meteorological forecast perspective can lead to fully miss the simulation of a flash-flood as the heaviest forecasted rain falls outside the watershed with such location error.

These studies also showed that a meteorological simulation that improves objective scores in terms of quantitative precipitation forecast do not systematically lead to an improved hydrological simulation. Meteorological forecasting uncertainties are propagated into hydrological forecast systems and combine with other uncertainties associated with the hydrological modelling (Krzysztofowicz, 2002; Diomede et al., 2006; Bowler et al., 2006). The initial soil moisture has been shown to be a major source of hydrological modelling uncertainties (Zehe et al., 2005, Le Lay and Saulnier, 2007). Calibration of the model parameters is another source of uncertainties and many studies try to address the associated equifinality issues (Beven and Freer, 2001, Montanari , 2005). It is however admitted that the uncertainty of the driving model QPF plays the largest role in the uncertainties of the descendant hydrological model prediction in case of flash-floods (Le Lay and Saulnier, 2007).

Ensemble prediction is the recognized way to explore and quantify those different types of uncertainties. Numerous studies used the probabilistic precipitation forecast obtained from atmospheric ensemble prediction systems to drive hydrological models (e:g. Bartholmes et Todini , 2005; Siccaldi et al., 2005, Davolio et al., 2008, Thielen et al., 2009, among others). Many of those systems, known as HEPS (Hydrological Ensemble Prediction System) and running into operations or nearly, are listed by Cloke et Pappenberger (2009). Actions like COST 731 (Zappa et al., 2010) or MAP D-PHASE (Rotach et al., 2009) also contributes to the development of HEPS but most of them concern medium range hydrological forecast for large to medium size watersheds.

For flash-flood short-range forecasting, a first approach relies on the operational large scale ensemble meteorological forecasting systems and the downscaling of their members to bridge the scale gap between the atmospheric model resolution and the watershed size. Downscaling techniques can be either statistical or dynamical or a combination of both (Wilby et Wigley, 1997; Xu , 1999; Xuan et al. , 2009; Beaulant et al. , 2010). Several works aim at downscaling the Ensemble Prediction System (EPS) forecast of ECMWF (Molteni et al., 1996). Diomede et al. (2006) performed a 10-km resolution dynamical downscaling of "representative members" selected from a clustering of the ECMWF EPS (COSMO-LEPS, Marsigli et al., 2005). Ferraris et al. (2002) added a multifractal disaggregation of the LEPS members to cope with the smaller Mediterranean

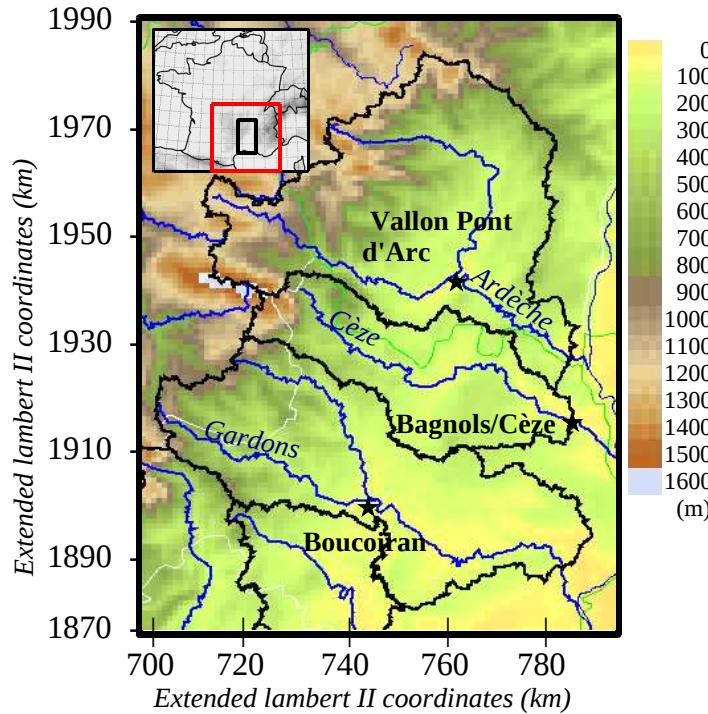


Fig. 1. Location of the main watersheds (delineated in black) and main rivers (in blue) of the Cévennes-Vivarais region. The studied outlets are indicated by stars : Vallon Pont d'Arc for the Ardèche river (1930 km^2), Bagnols for the Cèze river (1110 km^2), and Boucoiran for the Gardons river (1910 km^2). The location of this domain with respect to France is given in the top left corner (black box). The red square delineates the domain \mathcal{D} used for the SAL comparison described in section 3.1.

watersheds. A drawback of these statistical-dynamical downscaling methods is to add a new source of uncertainty to quantify. Convective-scale ensemble NWP could avoid the resort to a rainfall disaggregation method for the Mediterranean small-to-medium catchments, but it is still in its infancy and is computationally-intensive. An alternative approach is developed here to take advantage of the progresses made by the new convective-scale operational deterministic NWP systems in term of QPF for generating ensemble precipitation fields that directly match the time and spatial scales of the observed heavy precipitation events and the associated hydrological watershed responses. Perturbations are introduced in the deterministic convective-scale QPF based on model error statistics for north-western Mediterranean heavy rain events. Then, the value of these ensemble precipitation fields is evaluated by driving an hydrological model dedicated to flash-flood simulation. The QPF perturbation method is compared to an experimental convective-scale ensemble forecasting system which serves as reference for the state-of-the-art convective-scale ensemble NWP. The outline of the paper is as follows : section 2 describes the models and section 3 the QPF perturbation method. Then the results are discussed in section 4 and sensitivity tests in section 5. Conclusion follows in section 6.

2 Meteorological and hydrological forecasting systems

2.1 The hydrological model

The ISBA-TOPMODEL hydrological model (Bouilloud et al., 2010) is used to produce ensemble discharge forecasts for the three main catchments of the French Cévennes-Vivarais region (cf. Figure 1): the Gardons river at Boucoiran (1090 km^2), the Cèze river at Bagnols-sur-Cèze (1110 km^2) and the Ardèche river at Vallon Pont d'Arc (1700 km^2). The ISBA-TOPMODEL coupled system was designed and calibrated to simulate flash-floods on this area. It is a full coupling between the land surface model ISBA (Interaction Surface Biosphere Atmosphere, Noilhan and Planton, 1989) and a version of TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979) adapted to the Mediterranean context (Pellarin et al., 2002). This coupling consists in introducing into

ISBA a lateral soil water distribution following the TOPODYN concept. The soil-atmosphere interface is managed by ISBA, especially for evaporation and soil infiltration. Then the ISBA soil moisture fields are modified through TOPMODEL lateral transfers based on topographical information. From the new saturated areas and new soil moisture fields obtained, ISBA computes sub-surface runoff and deep drainage which are routed to the watershed outlets to produce total discharges. ISBA-TOPMODEL proved to be efficient to simulate French Mediterranean flash-floods using hourly observed rainfall such as radar quantitative precipitation estimates (Vincendon et al., 2010).

2.2 The atmospheric prediction system

2.2.1 AROME deterministic operational forecasts

The convective scale precipitation forecasts are provided by the Météo-France operational model AROME (Seity et al., 2010). AROME is run at a 2.5 km horizontal resolution over a domain mainly covering France since late 2008.

AROME is based on the non-hydrostatic version of the adiabatic equations of the limited-area model ALADIN (Bubnovà et al., 1995; Bernard, 2004). Its physical parametrizations come from the research model Meso-NH (Lafore et al., 1998). No parameterization of deep convection is needed thanks to the high resolution and a bulk microphysics scheme (Caniaux et al., 1994) that governs the prognostic equations of six water variables (water vapour, cloud water, rain water, primary ice, graupel and snow). Moreover, AROME has its own data assimilation cycle based on a 3D-VAR data assimilation scheme. The rapid forward sequential assimilation cycle produces 3-hourly data analyses and a 30-hour forecast at 00, 06, 12 and 18 UTC. The observations assimilated include those from radio-soundings, screen-level stations, wind profilers, weather radar (Doppler winds), GPS, buoys, ships and aircraft, satellite data. The lateral boundaries are provided by the ALADIN forecasts.

2.2.2 AROME ensemble forecasts

As a reference for evaluating our QPF perturbation method, we select the dynamic downscaling with the AROME model of the global ensemble ARPEGE forecasting system, PEARP (Nicolau , 2002) as described in Vié et al. (2010). The eleven PEARP members are first dynamically downscaled by ALADIN that provide the lateral boundary conditions to AROME. A mesoscale data assimilation is performed in AROME to improve the meso-scale initial conditions like in the AROME deterministic operational forecasting system. The AROME ensemble, called hereafter AROME-PEARP, is thus constituted of eleven convective scale forecast members. Vié et al. (2010) performed a probabilistic evaluation of their ensembles over a 31-day period during the fall 2008. Their conclusions concerning QPF were that the probabilistic information was valuable compared to the deterministic forecast. AROME-PEARP ensemble was yet found underdispersive. An important drawback of this method is the high computational cost. Running such system in real time is hardly affordable with the current computer power dedicated to operational numerical weather prediction.

3 The QPF perturbation method

3.1 The AROME deterministic operational QPF uncertainties

The basic idea is to fully benefit from the valuable information contained in the AROME deterministic operational forecast to build a set of possible QPF scenarios. A preliminary step is thus to quantify the uncertainties in location and amplitude of the AROME deterministic operational QPF encountered during heavy precipitation over the region. This will allow to establish the probability density function (pdf) of the errors that will be used for generating the QPF ensemble members.

The object-based quality measure SAL defined by Wernli et al. (2008) has been selected to assess the value of the hourly AROME QPF. This method permits to evaluate three different aspects of the quality of rainfall forecast fields over a specific domain: their structure (S), their location (L) and their amplitude (A). Their formulation is given in Appendix A. This method is well appropriated for the verification of QPF from convection-permitting weather prediction models on short time scales. It is also well fitted to our object-based QPF perturbation method described in this paper.

The SAL method is applied to verify the hourly AROME QPF against the quantitative precipitation estimates (QPE) from radar data over the domain \mathcal{D} shown in Figure 1. The domain enclosed the three watersheds but is a little larger than the area covered by them in order to better cope with the size of the mesoscale precipitation systems that induced heavy precipitation in that region. The 1 km^2 resolution radar QPE is based on the Météo-France weather radar network, calibrated by raingauges (Tabary, 2007, Tabary et al., 2007). The verification sample contains all the significant rainy events (24 days) that occurred from October 2008 to October 2009 over the domain. A rainy event is considered as significant if the daily rainfall exceed 70

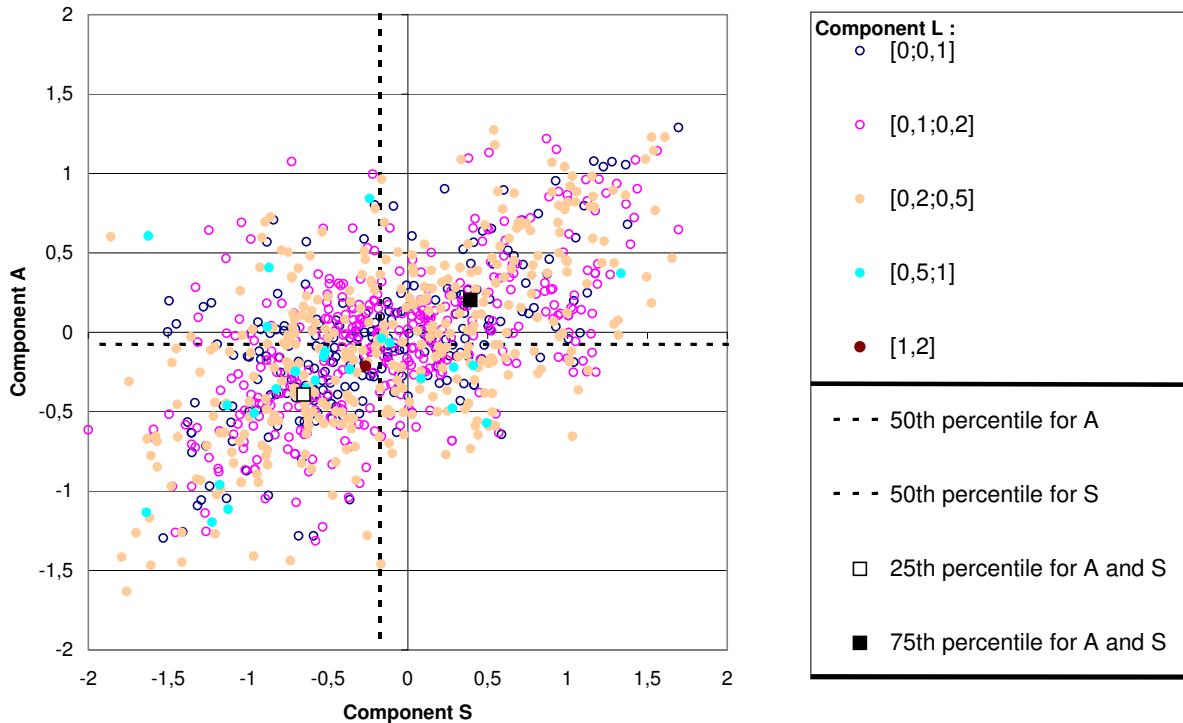


Fig. 2. SAL diagrams for the hourly precipitation forecast of AROME for the threshold 2mm/h. Every dot shows the value of the three components of SAL for a particular hour of the days of the sample listed in Table 1. The L component is indicated by the colour of the dots (see scale on the top of the layout). Median values of S and A are shown as dashed lines, the squares correspond to the 25th (white) and 75th (black) percentiles of the distributions of S and A. (see Appendix B for more details).

mm at least at one raingauge station over the domain. The SAL method is applied to each hourly QPF from 3h to 24 h forecast range. Indeed, the two first hours of forecasting may be damaged due to AROME spin-up.

The SAL method requires first to identify individual precipitation objects both in the observed and forecasted hourly rainfall fields. The precipitation objects are defined as continuous grid points exceeding a fixed threshold. Two different thresholds are used to enclose coherent objects in the threshold contour. A first threshold is fixed at a low value (2mm/h) to delineate the rainy areas (hereafter called "rainy objects"). Then a second higher value (9mm/h) permits to identify the areas with convective rainfall (called hereafter "convective objects") within the rainy objects.

Figures 2 and 3 show SAL diagrams for both the rainy and convective objects respectively. These SAL diagrams as proposed by Wernli et al. (2008) synthesise the SAL components on a single graph. The abscissa and ordinate correspond to the S and A component respectively and the colour of the point is for the L component. The scale of colour is indicated in the layout. Consequently, the clear dots situated in the centre of the diagram represent very good forecasts. Negative [positive] values of S occur for too small [large] objects or too peaked [flat] objects or a combination of both. Positive [negative] values of A indicate an overestimation [underestimation]. Dashed lines indicate the median values of S and A. The white square has the 25th percentile of the distribution of S as abscissa and the 25th percentile of the distribution of A as ordinate. Similarly, the black square corresponds to 75th percentiles of S and A. Both for the 2mm and 9mm thresholds, the median of the A component is very close to zero indicating that there is no systematic underestimation (or overestimation) of the intensity of the rainfall. Figures 2 and 3 show that most of the AROME forecasts are quite satisfactory since they lead to absolute values of A and S smaller than 1.5 and values of L smaller than 1. Moreover points are situated along the main diagonal of the diagram for the 2mm threshold (Figure 2) which points out a coherent behaviour of the model. The model overestimations of precipitation amounts go along with too-large and/or flat objects. On the contrary, the model tends to underestimate rainfall amounts because of too-small and/or peaked objects. Those cases of underestimation are slightly more frequent than the opposite cases since the median of A and S are both negative.

For the convective objects (Figure 3), the S component is more frequently positive. Consequently, the simulated objects are

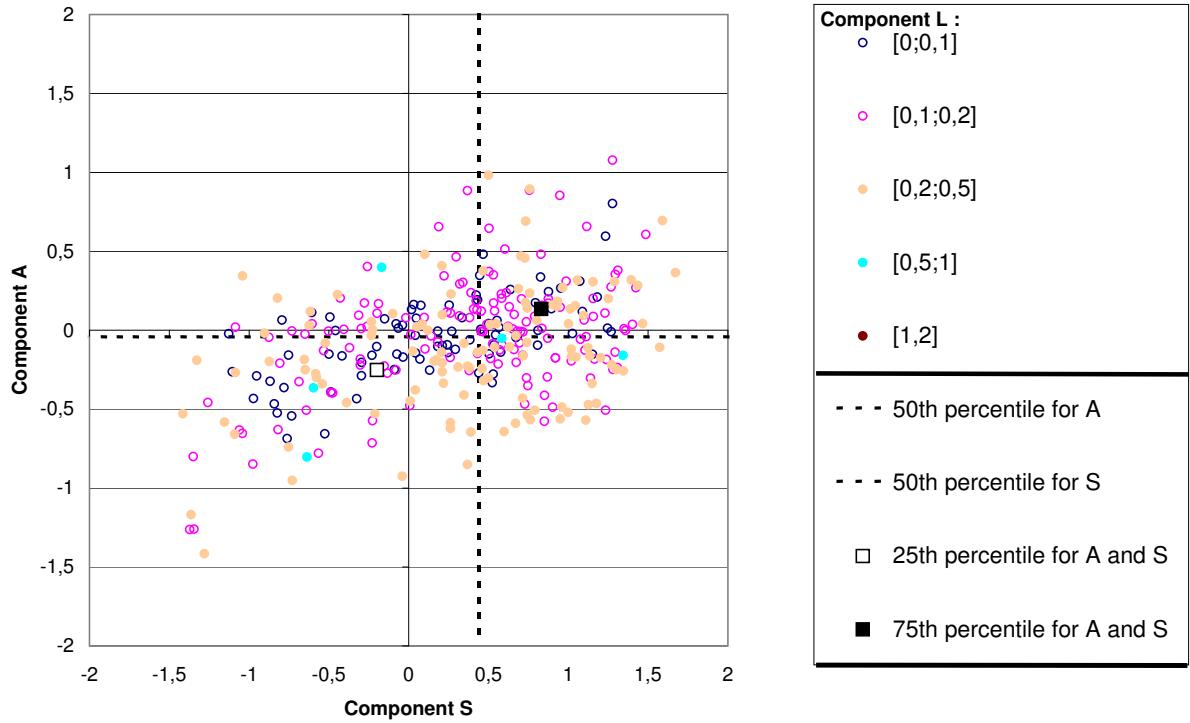


Fig. 3. Same as Fig. 2, but for the threshold 9mm/h.

too-large and/or flat even when rainfall amounts are underestimated (i.e. in the bottom right quadrant). It occurs when the model predicts stratiform precipitation in a situation with intense localised showers.

The L component does not show a systematic behaviour with S and A components. One can find any colour for the dots in the four quadrants. A further look on the distance between the barycentre of simulated and observed objects (not shown) shows that in about 80 percent of the cases, the shift (in the four directions) does not exceed 50 km.

In addition, to allow us to estimate the probability density function (PDF) of the location and amplitude errors, this object-based approach shows that the deterministic QPF on which the QPF perturbation ensemble will be built is not subject to systematic errors and provides a valuable possible scenario not too far from the observed one.

3.2 The perturbation generation

The method for generating an ensemble of rainfall forecasts is also based on an object-oriented approach taking advantage of the SAL evaluation. The perturbation method is based on the following principles :

- The rainy objects are moved according to the pdf of the location errors of the AROME deterministic forecast.
- The intensity of the rain inside the rainy objets are varied according to the pdf of the amplitude errors of the AROME deterministic forecast.
- The convective objects within each rainy object are set more or less peak/flat according to the pdf of the amplitude errors of the convective objects.

First, rainy objects are selected within the AROME deterministic hourly rainfall field at time t_0 over the domain \mathcal{D} (Figure 4). These rainy objects are moved by step of 5 km along the x and y axes of the conformal projection plane from -XY to XY kilometers. Among all these possibilities, N members are randomly selected according to the pdf of the location errors of the AROME deterministic forecast. Then, for each member n , the rainfall intensity at each pixel of the rainy object is multiplied by a factor f , randomly selected according to the pdf of the amplitude errors of the AROME deterministic forecast. Finally, the rainfall intensity of each pixel of the convective objects within the rainy objects is multiplied by a factor f_c , randomly selected according to the pdf of the amplitude errors of the convective objects. The same displacement xy , and intensity factors f and

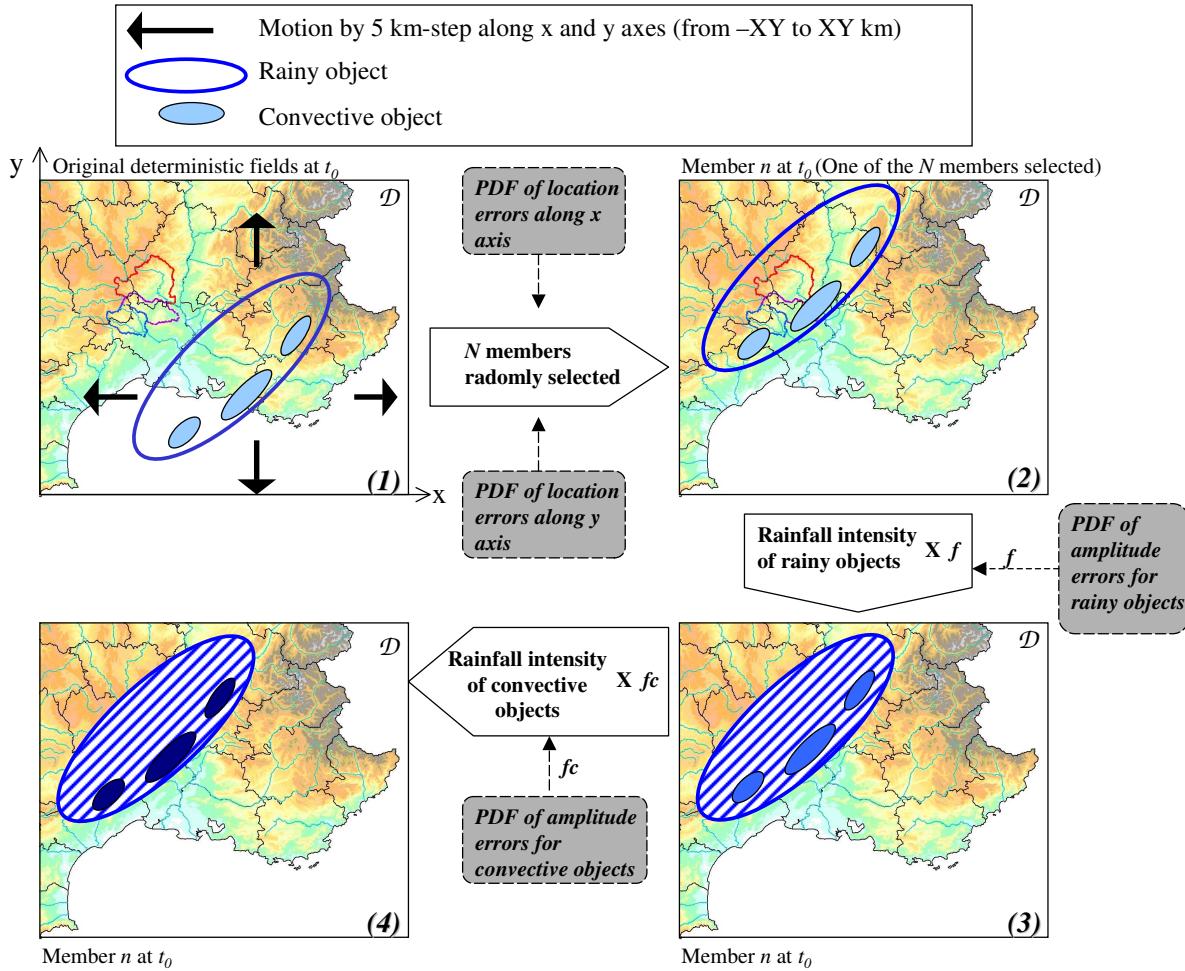


Fig. 4. Principle of the perturbation generation method at time t_0 .

f_c apply from range t_0 to range t_f to define a physically consistent rainfall scenario for each member. This method is hereafter called PERT-RAIN.

So PERT-RAIN has been designed to take advantage of (i) the capabilities of the convective-scale NWP models to produce realistic and hydrological-scale relevant precipitating systems, (ii) the climatology of the AROME model errors, both in terms of amplitude and location and (iii) our knowledge of heavy rain events over the region. Contrary to the stochastic models classically used to downscale coarser scale NWP rainfall fields, the distribution of precipitation within the rainy object is not governed by statistical laws but follows the physical distribution given by the convective-scale model. Indeed, within Mediterranean heavy precipitating systems, the convective cells are not randomly distributed but generally organized along the leading edge facing the marine low-level flow. Our method retains this physical property.

PERT-RAIN is applied to each hourly AROME QPF from 3h (t_0) to 24h (t_f) forecast range. The reference simulation PERT-RAIN considers 50 (N) members, that could be displaced up to ± 50 km (XY) along the x and y axes, and with intensity factors f and f_c that could vary from 0.5 up to 1.5. Those 50 rainfall scenarios are used to drive ISBA-TOPMODEL. The other parameters necessary to drive ISBA-TOPMODEL still come from the AROME deterministic operational forecast. The ISBA-TOPMODEL simulations begin 48 hours before the start of the precipitation event. During this spin-up delay (Bouilloud et al., 2010), the forcing data come from observations. The initial conditions (soil water and temperature) come from the Météo-France hydrometeorological operational system SAFRAN-ISBA-MODCOU (Habets et al., 2008).

4 Ensemble streamflow forecast evaluation

4.1 The flash-flood cases

Hydrometeorological ensemble forecasts are performed for the two flash-flood events that are included in the AROME-PEARP evaluation period of Vié et al. (2010) : 21-22 October 2008 and 1-2 November 2008.

Southeastern France was concerned by an upper-level trough not very pronounced by October 21. A frontal disturbance moving eastward was strengthened by the south to south-easterly convergent low-level flow that supplied moisture from the Mediterranean. The largest rainfall occurred over the foothills of the Cévennes on the evening of October 21. Daily rainfall reached 470 mm and a significant rise of the water level of Gardons, Cèze and Ardèche rivers was measured. The AROME deterministic operational forecast based on the 21 October at 12UTC analysis succeeds in producing high rainfall amounts over the Cévennes catchments. The rainy object location in the AROME forecast approximately matches the observed precipitation area but the convective part is underestimated both in terms of spatial extent and maximum rain intensity.

Another heavy precipitation event affected the Cévennes area ten days later. A strong upper-level trough approached France from October 31 which evolved in a cut-off low over the Iberian peninsula by November 2. A surface low pressure center was located over south-western France that generated a rapid northward advection of moist and warm marine air. The Cévennes area was affected by heavy rain and river flooding. Around 400 mm in two days were recorded over the Massif Central foothills. The AROME operational forecasts slightly underestimate the rainfall totals. The rainy objects in AROME forecasts are also located too far north compared to the observed ones.

4.2 The AROME-PEARP streamflow forecasts

A first set of streamflow ensemble forecasts is produced by the ISBA-TOPMODEL hydrological system driven by the eleven AROME-PEARP ensemble rainfall forecasts described in sec. 2.2.2. This set constitutes our reference for evaluating in the following sections the performance of the PERT-RAIN method and its variants. Figure 5 shows the discharges simulated by ISBA-TOPMODEL using AROME-PEARP hourly rainfall ensemble members for the Oct. and Nov. cases respectively. The discharge simulated by ISBA-TOPMODEL driven by the AROME deterministic forecast is also plotted. The shaded area in Fig. 5 represents the ensemble spread between quantiles $q_{0.25}$ and $q_{0.75}$ of the members. For both cases, the median of the members is generally closer to the observations than the simulation driven by the AROME deterministic operational forecast. For all cases, both the median and the ensemble spread simulate a flood peak. This shows that this probabilistic approach introduces a valuable information compared to the deterministic one. However, the quality of the results depends on the catchment and on the case. Most of the time, the observed flood peak is included into the ensemble spread except for the Ardèche watershed. For this watershed, the flood peak is underestimated by all the members for the Oct. case and overestimated by most of the members for the Nov. case. Those discharges are of course strongly linked to the precipitation totals falling over the watershed. As instance, the flow peak underestimation by all the members for the Oct. case is well explained by rainfall totals weaker than the radar rainfall estimate (see figure 6). However the total rainfall amount is not the only factor influencing the hydrological response. A focus on the Gardons watershed simulations for the Nov. case permits to illustrate that (Figure 7). The members 0, 7 and 8 of AROME-PEARP ensemble have about the same 24h-accumulated rainfall (between 60 and 65mm) but they lead to discharge simulations quite different. Indeed, the hourly rain chronology (see reversed histogram of figure 7) is also important as well as the spatial distribution (Figure 8).

Table 1. Percentages of members for which the simulated flood peak amplitude at Boucoiran, Bagnols ou Vallon Pont d'Arc is within 10% (resp. 20%) of the observed one ($Q_x +/- 10\%$, resp. $Q_x +/- 20\%$) and for which the simulated flood peak time is within +/-2 hours (resp. 4hours) near the observed one ($T +/- 2h$, resp. $T +/- 4h$). The values are written in bold when they are significantly better (more than 3%) than those of the competing experiment.

Catchment	Boucoiran(Gardons river)		Bagnols/Cèze (Cèze river)		Vallon (Ardèche river)	
Ensemble	AROME-PEARP	PERT-RAIN	AROME-PEARP	PERT-RAIN	AROME-PEARP	PERT-R
$Q_x +/- 10\%$	13,6	12,0	31,8	9,9	4,6	17,0
$Q_x +/- 20\%$	22,7	19,0	45,5	23,9	22,7	24,0
$T +/- 2h$	56,8	42,0	13,6	18,0	59,2	36,0
$T +/- 4h$	74,7	61,0	40,9	41,0	95,5	80,0

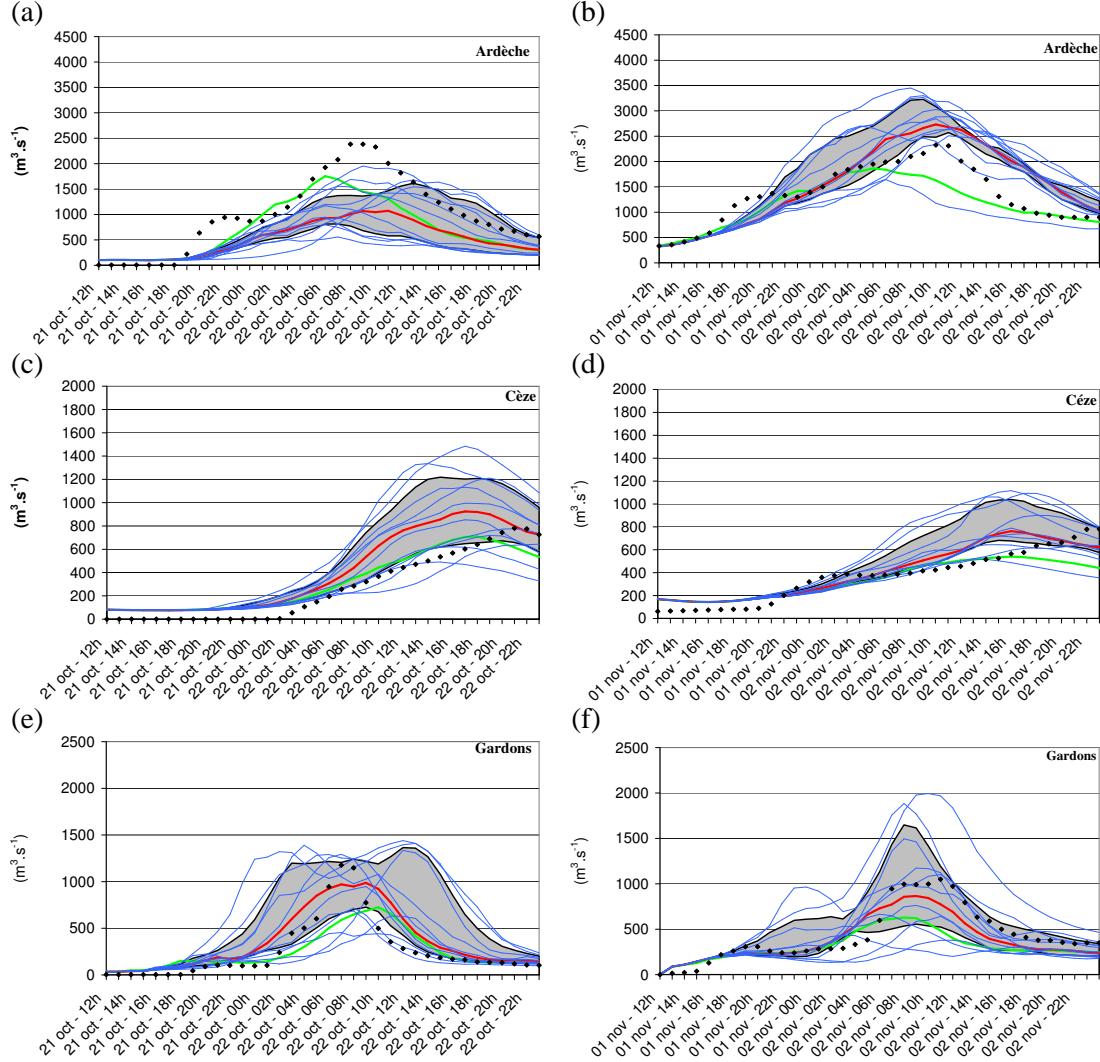


Fig. 5. Observed and forecast discharge time-series from 21 Oct. 2008 at 12UTC to 23 Oct. 2008 at 00UTC (left) and from 01 Nov. 2008 at 12UTC to 03 Nov. 2008 at 00UTC (right) over the three Cévennes-Vivarais watersheds : Ardèche at Vallon Pont d'Arc (a, b); Cèze at Bagnols (c, d); Gardons at Boucoiran (e, f). Hourly observed discharge is plotted as black diamonds, forecast discharge with ISBA-TOPMODEL using the members of AROME-PEARP ensemble simulation as blue curves. The red curve is for the ensemble median. The shaded area represents the ensemble spread between quantiles $q_{0.25}$ and $q_{0.75}$ of the members. The green curve is the forecast discharge with ISBA-TOPMODEL using the AROME deterministic operational forecast.

4.3 Perturbed rainfall forecast

The discharge time-series simulated by ISBA-TOPMODEL driven by the PERT-RAIN scenario are shown in Figure 9. A lot of members lead to an underestimation of the discharge with no flood at all. Also some members strongly overestimate the peak flow. Nevertheless, the median and the ensemble spread provide information about a flood occurrence as valuable as our reference (AROME-PEARP). The PERT-RAIN ensemble spread (grey area in Fig.9) is of the same order. Overall the PERT-RAIN median discharges are weaker than the AROME-PEARP ones, except for the Nov. case over the Gardons watershed and for the Oct. case for the Ardèche watershed. The PERT-RAIN median flow peaks are generally closer to the observed ones or of the same accuracy than the AROME-PEARP median peaks, except for the Oct. case over the Gardons watershed. It is worth mentioning that even if the perturbation only concerns rainfall location and amplitude (not the rainfall time evolution), PERT-

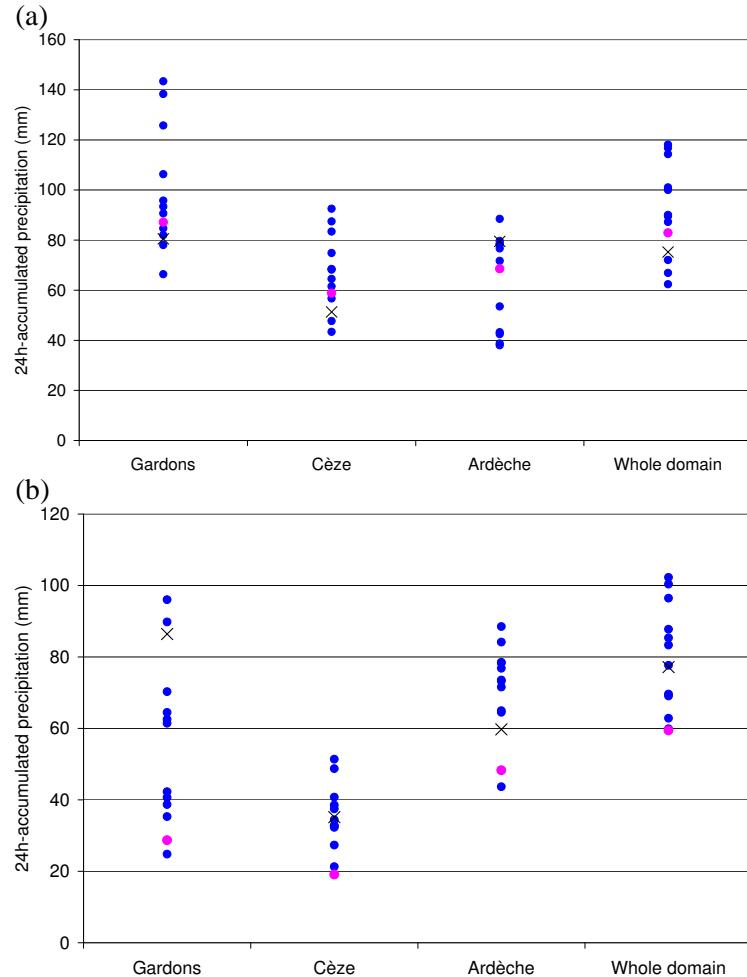


Fig. 6. 24h-accumulated rainfall (in mm) averaged over the three watersheds or over the whole domain from radar data (black crosses), from the AROME deterministic operational forecast (pink circle) or from the members of the AROME-PEARP ensemble (blue points) between 21 Oct. 2008 at 12 UTC and 22 Oct. 2008 at 12 UTC (a) and between 01 Nov. 2008 at 12 UTC and 02 Nov. 2008 at 12 UTC (b).

RAIN permits to obtain quite different precipitation chronics over the watersheds . A more objective comparison between PERT-RAIN method and AROME- PEARP ensemble regarding the amplitude and timing of the flow peak has been carried out (Tab. 1). The percentage of members that simulate the magnitude (Q) within $+/- 10\%$ [$+/- 20\%$] of the observed flood peak and its timing (T) within $+/- 2$ hours [$+/- 4$ hours] has been computed for each kind of ensemble. These scores confirm the visual inspection of the hydrograph : there is no method systematically performing better than the other. As instance, there are significantly more members close to the observed peak timing with AROME-PEARP for the Ardèche watershed whereas it is the opposite for the Cèze river.

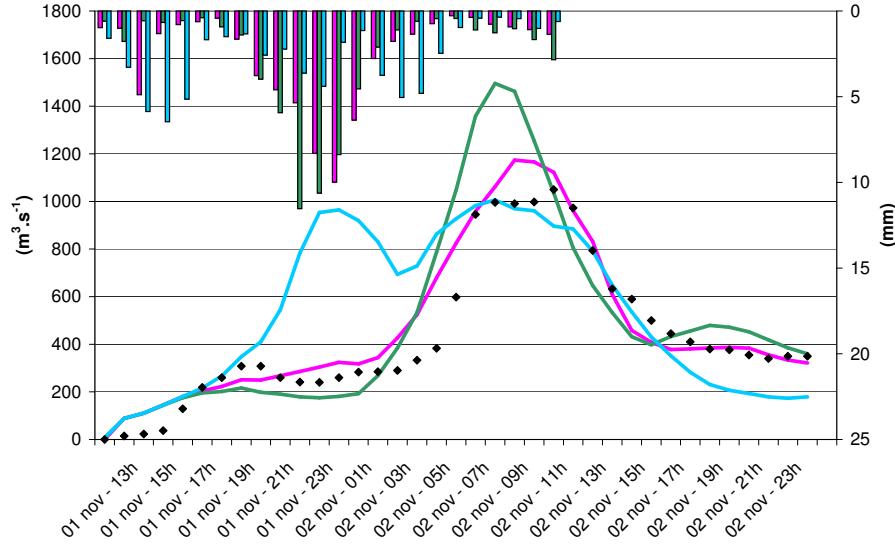


Fig. 7. Hourly discharges at Boucoiran from 01 Nov. 2008 at 12UTC to 03 Nov. 2008 at 00UTC simulated by ISBA-TOPMODEL driven by the members 0 (blue curve), 7 (green curve) and 8 (pink curve) of AROME-PEARP ensemble. Observed discharges are plotted as black points. Reverse histograms represent the corresponding hourly rainfall averaged over the Gardons watershed.

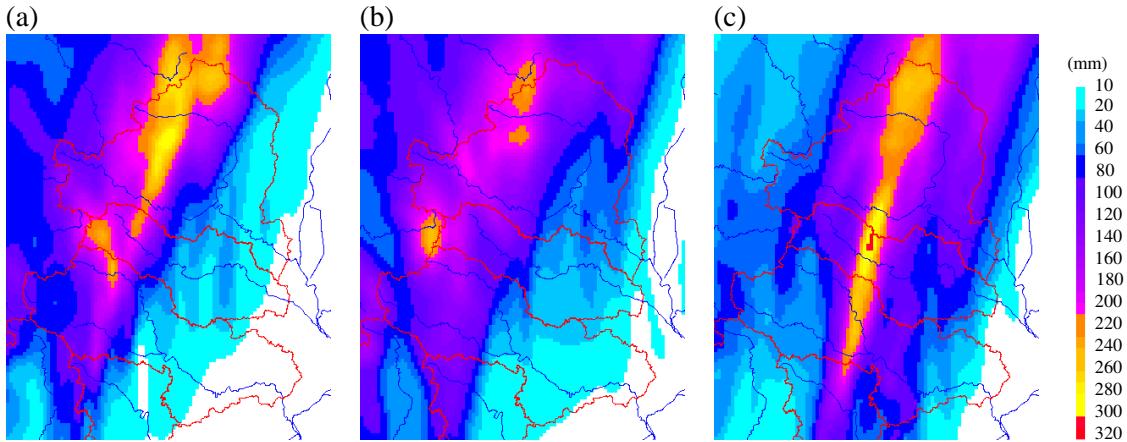


Fig. 8. Accumulated rainfall from 01 Nov. 2008 at 12UTC to 03 Nov. 2008 at 00UTC forecasted by the members 0 (c), 7(d) and 8(e) of the AROME-PEARP ensemble.

5 Sensitivity experiments

Some additional experiments are carried out to examine the sensitivity of the PERT-RAIN method to its degrees of freedom. Characteristics of the sensitivity experiments are given in Table 2.

The number of members N is first varied from 50 to 10 in order to examine how the PERT-RAIN method is deteriorated with fewer members. Figure 10 shows the simulated hydrographs obtained with $N=10$, $N=25$ and $N=50$ for the Nov. case over the Ardèche watershed. Clearly, decreasing the number of members enlarges the ensemble spread. The median of the ensemble also better fits the observations when the number of members is increased. Similar results are found for the other watersheds and case, that is to say a larger number of members leads to similar or improved results.

Then in order to evaluate the impact of the different SAL steps of the perturbation method, we set a series of three experiments by perturbing the SAL characteristics of the simulated objects separately. In the PERT-L experiment, only the location of the

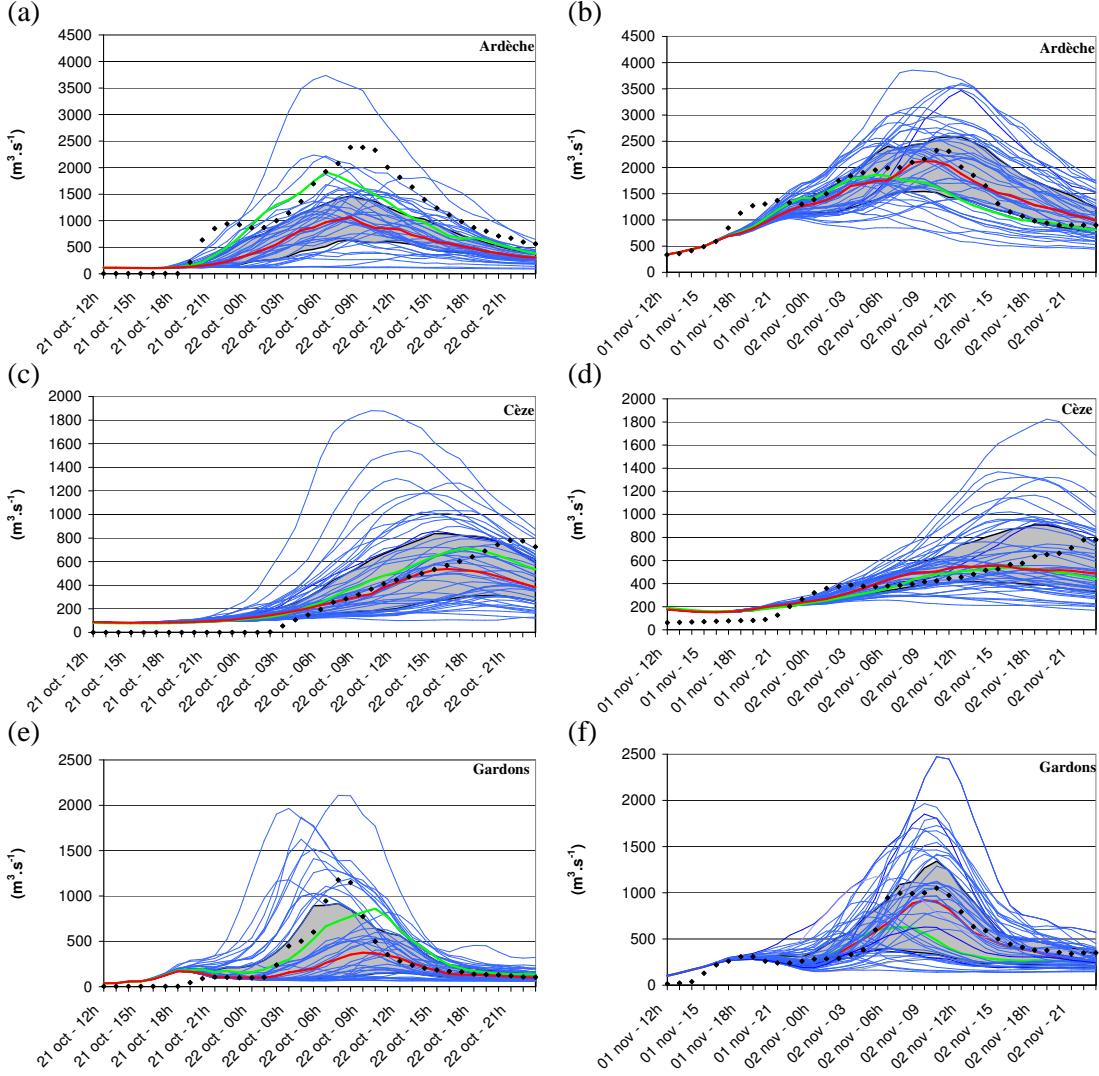


Fig. 9. Same as Fig. 5 but ISBA-TOPMODEL is driven by the members of the PERT-RAIN ensemble.

Table 2. Sensitivity experiments concerning the modification method.

Experiment name	Modification applied	N values	XY values
PERT-A	Rainfall intensity only (f)	10	None
PERT-S	Structure only (f_c)	10	None
PERT-L	Only location of rainy objects modified	10	25km / 50km
PERT-R10[25]	All modifications of the PERT-RAIN method	10 [25] / 50	50km

rainy objects is modified (step 1 of the perturbation method). In PERT-A only the step 2 varying the amplitude of the rainy object through f is kept. For the members of PERT-S, only the amplitude of the convective objects is modified (step 3 of the

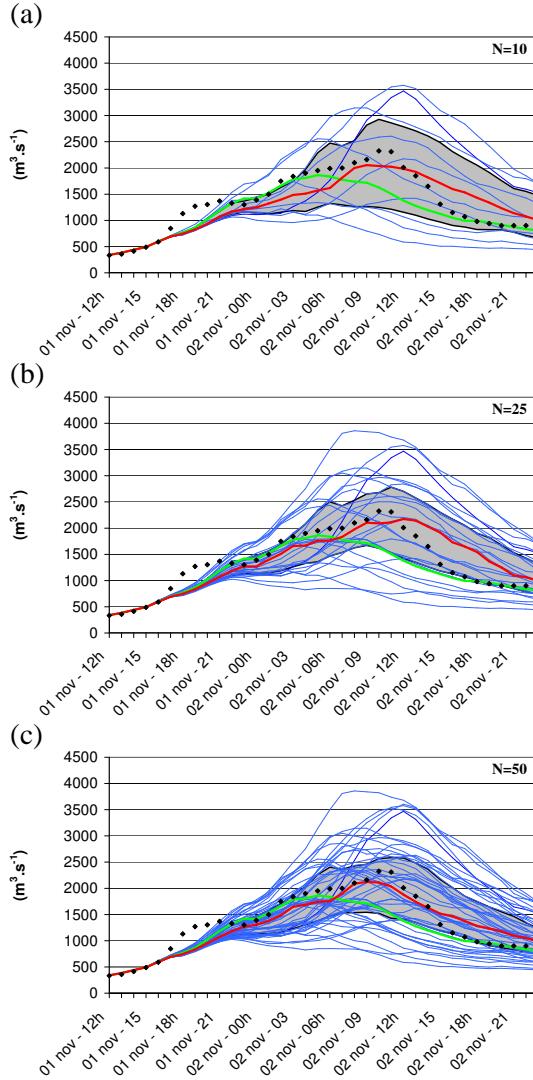


Fig. 10. Observed and forecast discharge time-series from 01 Nov. 2008 at 12UTC to 03 Nov. 2008 at 00UTC over the Ardèche watershed at Vallon Pont d'Arc for PERT-RAIN with $N=10$ (a), PERT-RAIN with $N=25$ (b) and PERT-RAIN with $N=50$ (c). See Fig.5 for the descriptions of the curves and shaded area.

perturbation method) trough f_c . These experiments are performed with 10 members only in order to reduce the computing time cost. This permits also to compare directly the results with the AROME-PEARP experiment ones.

When only the location is varied (PERT-L), keeping the same $XY = 50\text{km}$ as in the full PERT-RAIN ensemble, the median of the streamflow ensemble is weaker and fits less well the observed value compared to the full PERT-RAIN ensemble (Fig. 11a). When XY is decreased to 25 km (Fig. 11b), the ensemble spread is significantly reduced and the results are deteriorated. This is explained by the bad location of the original AROME deterministic operational rainfall objects compared to the radar ones for the Nov. case. Conclusions are different for the Oct. event, for which the initial AROME objects location was not so bad. We obtained in this latter case (not shown) a reduced spread using $XY=25\text{km}$ instead of 50km. When the location is not authorized to be modified in the perturbation method, the ensemble spread is also significantly reduced (Fig. 11cd). The observed flow peak is above the $q_{0.75}$ value. The flood dynamics obtained with the experiments PERT-A and PERT-S are quite similar, only the simulated peak magnitude is larger with PERT-S than with PERT-A. These results confirm the necessity to consider perturbations both in location and in amplitude. For the studied cases, the location perturbations have a larger impact

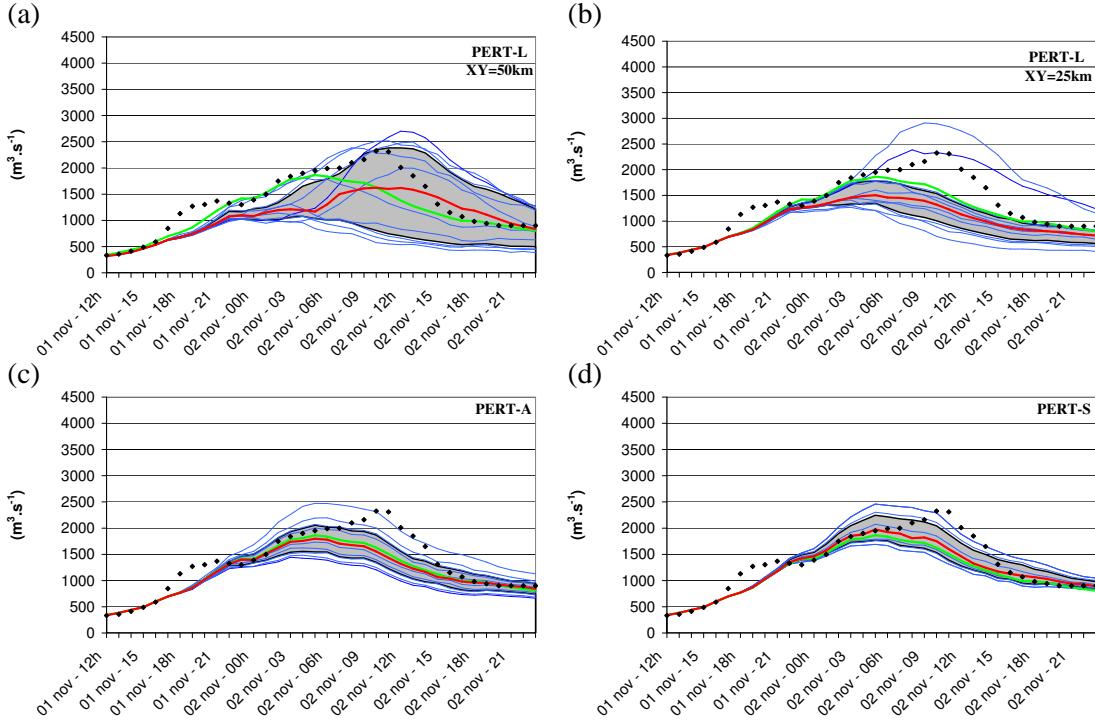


Fig. 11. Same as Fig. 10 but for experiments PERT-L with N=10 and XY=50km (a), PERT-L with N=10 and XY=25km (b), PERT-A with N=10 (c) and PERT-S with N=10 (d).

than the amplitude perturbations. Allowing displacement of the rainy objects up to 50 km for the perturbations is better for cases with larger error in location for the AROME deterministic operational forecast. Evaluation of the method over more cases is needed to decide on the best value.

6 Conclusions

A perturbation method has been developed to produce short-term precipitation ensemble forecasts for Mediterranean flash-floods from single-value convective-scale meteorological forecasts. These hydro-meteorological ensemble forecasts are then ingested into the ISBA-TOPMODEL model dedicated to flash-flood forecasting to produce ensemble streamflow forecasts. The perturbation method attempts to take benefit from the high-resolution and process-based model trajectory of the new generation convective-scale NWP forecasts while sampling the uncertainty in location and magnitude of the precipitation forecast. A short climatology of the meteorological AROME model errors encountered for heavy precipitation events over the studied area has been established in order to calibrate the perturbations to apply to the convective-scale precipitation forecasts. The SAL object-oriented verification method of Wernli et al. (2008) has been found well adapted for separately evaluating the errors in terms of location, amplitude and structure respectively. No systematic biases of the AROME forecast have been found. More specifically the general drawback of underestimation of heavy precipitation by the coarser NWP models is not found for the convection-permitting AROME model. Errors in location do not exceed 50 km in 80% of cases. These results justify the approach developed for the PERT-RAIN perturbation method, directly based on the high-resolution model scenario and its simulated rainy objects.

The verification performed on two different cases of flash-flood show that the precipitation ensembles generated from the PERT-RAIN ensemble method improves the streamflow forecast performance with respect to the deterministic single-value AROME forecast. The performance of the PERT-RAIN ensemble method is globally as good as the one obtained using a state-of-the-art research convective-scale NWP ensemble (AROME-PEARP). The sensitivity tests show that the 50 member ensemble provides better median and spread of the streamflow than the ensemble with fewer members. The perturbations in location have the strongest impact on the spread of the ensemble. However the best ensemble streamflow simulation is

obtained when the three kinds of perturbation are combined (location, amplitude and structure). Further verification on a larger size sample of flash-flood cases is needed to confirm these promising results. The observing periods of the HYMEX field experiment (<http://www.hymex.org>) will be also a test-bed for evaluating the method in a real-time framework.

The first advantage of the PERT-RAIN approach is its rather cheap computer time cost with respect to that of convective-scale NWP ensembles. So this method could be already applied to preprocess single-value convection-permitting operational NWP forecasts for real-time probabilistic streamflow forecasting. Moreover, this method could be also applied to each member of the future convective-scale NWP ensembles in order to enlarge the size of the ensemble. Considering their cost, the size of such convective-scale NWP ensembles should be still limited (around 10-20 members) in the foreseeable future. Results of our sensitivity tests, as well as previous studies, found that the optimal size for an ensemble is around 50.

The PERT-RAIN method addresses the first source of uncertainty in flash-flood hydrological forecasting. Other hydrological uncertainties, such as those associated with the initial soil moisture content or with the hydrological modelling system itself have to be also examined in the future in order to sample the total uncertainty associated with Mediterranean flash-flood forecasting.

Appendix A

Definition of the three components of SAL (Wernli et al., 2008)

SAL is an object based quality measure, which evaluates three components that concern the structure of the precipitation field (S), its amplitude (A) and its location (L). This measure is valid for a given geographical domain \mathcal{D} . It stands on the differences between a simulated precipitation field R_{mod} and the observed one R_{obs} .

The A component is the normalized difference of the domain-averaged precipitation values :

$$A = 2 \cdot \frac{\overline{R_{mod}} - \overline{R_{obs}}}{\overline{R_{mod}} + \overline{R_{obs}}} \quad (\text{A1})$$

It is a relative measure of the bias of the model over the domain \mathcal{D} .

Evaluation of S and L requires the identification of coherent precipitation objects in both forecast and observation.

The location component L is the sum of two contributions denoted $L1$ and $L2$. $L1$ is the normalised distance between the barycentre of the simulated field ($\mathbf{x}(R_{mod})$) and the one of the observed field ($\mathbf{x}(R_{obs})$) over all the domain \mathcal{D} .

$$L1 = \frac{|\mathbf{x}(R_{mod}) - \mathbf{x}(R_{obs})|}{d} \quad (\text{A2})$$

with d the maximum distance possible between two points of the domain \mathcal{D} . $L2$ takes into account the mean distance between the barycentre of the whole precipitation field (\mathbf{x}) and each barycentre of individual objects (\mathbf{x}_n). This function is denoted as r :

$$r = \frac{\sum_{n=1}^M R_n |\mathbf{x} - \mathbf{x}_n|}{\sum_{n=1}^M R_n} \quad (\text{A3})$$

where M is the total number of individual objects in the field, and R_n is the integrated amount of precipitation for the object n . $L2$ is then given by :

$$L2 = 2 \frac{|r_{mod} - r_{obs}|}{d} \quad (\text{A4})$$

$L (= L1 + L2)$ permits to evaluate the global shift of the simulated field compared to the observation. It gives also an information about the spatial precipitation distribution.

The structure component S is based on the "scaled volume" of each precipitation object V_n :

$$V_n = \frac{R_n}{R_n^{max}} \quad (\text{A5})$$

where R_n^{max} is the maximum rainfall value within the object n . For the whole field, one can compute the weighted mean precipitation volume of all objects denoted as V :

$$V = \frac{\sum_{n=1}^M R_n \cdot V_n}{\sum_{n=1}^M R_n} \quad (\text{A6})$$

S is then the normalized difference of observed and simulated V :

$$S = 2 \cdot \frac{V_{mod} - V_{obs}}{V_{mod} + V_{obs}} \quad (\text{A7})$$

Positive values of S correspond to simulated objects too-large compared to the observed ones or to a widespread simulated precipitation field while the observed one presents small convective events, *i.e.* simulated objects are too flat. On the opposite, negative values of S correspond to too small or too peaked simulated objects.

Acknowledgements. This work has been done in the framework of the MEDUP project funded by the “Vulnérabilité, milieux et Climat” programme of the Agence Nationale pour la Recherche.

References

- Anquetin, S., Yates, E., Ducrocq, V., Samouillan, S., Chancibault, K., Davolio, S., Accadria, C., Casaioli, C., Mariani, S. and Ficca, G. : The 8 and 9 September 2002 flash flood event in France: an intercomparison of operational and research meteorological model, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 5, 741-754, 2005.
- Bartholmes, J. and Todini, E. : Coupling meteorological and hydrological models for flood forecasting, Hydrol. Earth Syst. Sci., 9, 333-346, doi:10.5194/hess-9-333-2005., 2005.
- Beaulant, A.-L., Joly, B., Nuissier, O., Somot, S., Ducrocq, V., Joly, A., Sevault, F., Déqué, M., and Ricard, D. : Statistico-dynamical downscaling for Mediterranean heavy precipitation. Submitted to Q. J. R. Meteorol. Soc., 2010.
- Bernard, P. : Aladin/AROME dynamical core, status and possible extension to IFS. In ECMWF Seminar Proceeding, Sept. 2004, available from <http://www.ecmwf.int/publications/library> in NOV.2004, 2004.
- Beven, K., and Kirkby, M.J. : A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, Hydrol. Sci. Bull., 24, 43-69., 1979.
- Beven, K., and Freer, J. : Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology, J. Hydrol., 249, 11-29, 2001.
- Bouilloud, L., Chancibault, K., Vincendon, B., Ducrocq, V., Habets, F., Saulnier, G.M., Anquetin, S., Martin, E., and Noilhan, J. : An advanced coupling between the ISBA land surface model and the TOPMODEL hydrological model to simulate Mediterranean flash-floods, J. Hydrometeorol., 11(2), 315-333 , doi:10.1175/2009JHM1163, 2010.
- Bowler, N., Pierce, C., and Seed, A. : STEPS: A probabilistic precipitation forecasting scheme which merges an extrapolation nowcast with downscaled NWP, Q. J. R. Meteorol. Soc., 132, 99 2127-2155, 2006.
- Bubnovà, R., Hello, G., Bernard, P. and Geleyn, JF. : Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of ARPEGE/ALADIN NWP system, Mon. Weather. Rev., 123 : 515-535, 1995.
- Chancibault, K. , Anquetin, S. , Ducrocq, V. , Saulnier, G.-M. : 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, 2006.
- Delrieu, G., Ducrocq, V., Gaume, E., Nicol, J., Payrastre, O., Yates, E., Kirstetter, P.-E., Andrieu, H., Ayral, P.-A., Bouvier, C., Creutin, J.-D., Livet, M., Anquetin, S., Lang, M., Neppel, L., Obled, C., Parent-du-Chatelet, J., Saulnier, G.-M., Walpersdorf, A.,and Wobrock, W. : The catastrophic flash-flood event of 8-9 September 2002 in the Gard region, France: a first case study for the Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydro-meteorological Observatory, J. Hydrometeorol., 6, 34-52, 2005.
- Croke, H.-L. and Pappenberger, F. : Ensemble flood forecasting: a review, J. Hydrol., 375(3-4), 613-626, 2009.
- Courtier,P., Freydier,C., Geleyn,J.-F., Rabier, F., and Rochas, M., : The ARPEGE project at Météo-France. In Workshop on numerical methods in atmospheric models., 2, 193-231, Reading, UK. ECMWF, 1991.
- Davolio, S., Miglietta, M., Diomede, T., Marsigli, C., Morgillo, A. and Moscatello, A. : A meteo-hydrological prediction system based on a multi-model approach for precipitation forecasting; Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 8, 143-159, 2008.
- Deidda, R. : Rainfall downscaling in a space multifractal framework, Water Resource Research, 36, 1779-1794, 2000.
- Diomede, T., Marsigli, C., Nerozzi, F., Paccagnella, T. and Montani, A. : Quantifying the discharge forecast uncertainty by different approaches to probabilistic quantitative precipitation forecast, Adv. Geosci., 7, 189-191, 2006.
- Ferraris, L., Rudari, R., and Siccardi, F. : The uncertainty in the prediction of flash-floods in the northern Mediterranean environement, J. Hydrometeorol., 3, 714-726, 2002.
- Frogner, I.-L. and Iversen, T. : High-resolution limited-area ensemble predictions based on low-resolution targeted singular vectors, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 128, 1321-1341., 2002.
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J.L., Etchevers, P., Franchisteguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne , P., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Quintana-Segui, P., Rousset-Regimbeau, F. and Viennot, P. : The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France, J. of Geophys. Res., 113, D06113, doi:10.1029/2007JD008548 , 2008.
- Krzysztofowicz, R. : Bayesian system for probabilistic river stage forecasting, J. Hydrol., 268, 16-40, 2002.
- Lafore, J.P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fisher, C., Hereil, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J.P., Redelsperger, J.L., Richard, E., Vila-Guerau de Arellano, J. : The Meso-NH Atmospheric simulation system. Part I: adiabatic formulation and control simulations, Ann. Geophys., 16, 90-109, 1998.
- Le Lay, M. and G.M. Saulnier : Exploring the signature of spatial variabilities in flash flood events: Case of the 8-9 september 2002 Cévennes-vivarais catastrophic event, Geophys. Res. Lett.,34, L13401, doi:10.1029/2007GL029746, 2007.

B. Vincendon et al.: Introducing perturbation in rainfall fields for an ensemble forecasting of flash-floods

17

- Marsigli, C., Boccanfuso, F., Montani, A., and Paccagnella, T. : The COSMO-LEPS mesoscale ensemble system : validation of the methodology and verification, *Nonlin. Processes Geophys.*, 12, 527-536, 2005.
- Melone, F., Barbetta, S., Diomedè, T., Peruccacci, S., Rossi, M., Tessarollo, A., and Verdecchia, M. : Review and selection of hydrological models - Integration of hydrological models and meteorological inputs, Resulting from Work Package 1, Action 13, RISK AWARE - INTERREG III B - CADSES, 34 pp., <http://www.smr.arpapa.emr.it/riskaware/get.php?file=Report WP1.13.pdf>, 2005.
- Molteni, F., Buizza, R., Palmer, T.N. and Petroliagis, T. : The ECMWF Ensemble Prediction System: Methodology and Validation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122, 73-119., 1996.
- Montanari, A. : Large sample behaviors of the generalized likelihood uncertainty estimation (GLUE) in assessing the uncertainty of rainfall-runoff simulations, *Water Resour. Res.*, 41, W08406, doi:10.1029/2004WR003826, 2005.
- Nicolau, J. : Short-range ensemble forecasting. WMO/CSB Technical Conference meeting, Cairns (Australia), December 2002 (Proceedings), 2002.
- Noilhan, J. and Planton, S. : A simple parametrization of land surface processes for meteorological models, *Mon. Weather Rev.*, 117, 536-549, 1989.
- Pellarin, T., Delrieu, G., Saulnier, G.M., Andrieu, H., Vignal, B. and Creutin, J.D. : Hydrological visibility of weather radars operating in mountainous regions: case study for the Ardèche catchment, France, *J. Hydrometeor.*, 3, 5, 539-555, 2002.
- Regimebeau, F.R., Habets, F., Martin, E., and Noilhan, J. : Ensemble streamflow forecasts over France. ECMWF Newsletter, 111, 21-27, 2007.
- Roberts, N.M., Cole, S.J., Forbes, R.M., Moore, R.J., Boswell, D. : Use of high-resolution NWP rainfall and river flow forecasts for advance warning of the Carlisle flood, north-west England, *Meteorol. App.*, 16 (1). 23-44. 10.1002/met.94, 2009.
- Rotach, M.W., Ambrosetti, P., Ament, F., Appenzeller, C., Arpagaus, M., Bauer, H.-S., Behrendt, A., Bouttier, F., Buzzi, A., Corazza, M., Davolio, S., Denhard, M., Dorninger, M., Fontannaz, L., Frick, J., Fundel, F., Germann, U., Gorgas, T., Hegg, C., Hering, A., Keil, C., Liniger, M., Marsigli, C., McTaggart-Cowan, R., Montaini, A., Mylne, K., Ranzi, R., Richard, E., Rossa, A., Santos-Muoz, D., Schr, C., Seity, Y., Staudinger, M., Stoll, M., Volkert, H., Walser, A., Wang, Y., Werhahn, J., Wulfmeyer, V., and Zappa, M. : MAP D-PHASE: Real-time Demonstration of Weather Forecast Quality in the Alpine Region. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, doi: 10.1175/2009BAMS2776.1, 90, 1321-1336, 2009.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bernard, P., Bouttier, F., Lac C., and Masson, V. : The AROME-France convective scale operational model, *Mon. Weather Rev.*, accepted, 2010.
- Siccardi, F., Boni, G., Ferraris, L., and Rudari, R. : A Hydrometeorological approach for probabilistic flood forecast, *J. Geophys. Res.*, 110, D05101, doi:10.1029/2004JD005314, 2005.
- Tabary, P. : The new French radar rainfall product. Part I : methodology, *Wea. Forecasting*, Vol. 22, No. 3, 393 - 408, 2007.
- Tabary, P., Desplats, J., Do Khac, K., Eidelman, F., Gueguen, C., and Heinrich, J.-C. : The new French radar rainfall product. Part II : Validation, *Wea. Forecasting*, 22, 3, 409427, 2007.
- Thielen, J., Bartholmes, J., Ramos, M.-H. and de Roo, A. : The European Flood Alert System - Part 1: concept and development. *Hydrol. Earth. Syst. Sci.*, 13, 125-140, 2009.
- Vié, B., Nuissier, O., Ducrocq, V. : Cloud-resolving ensemble simulations of heavy precipitating events : uncertainty on initial conditions and lateral boundary conditions, *Mon. Weather Rev.*, accepted, doi:10.1175/2010MWR3487.1, 2010.
- Vincendon, B., Ducrocq, V., Dierer, S., Kotroni, V., Le Lay, M., Milelli, M., Quesney, A., Saulnier, G.-M., Rabuffetti, D., Bouilloud, L., Chancibault, K., Anquetin, S., Lagouvardos, K. and Steiner, P. : Flash flood forecasting within the PREVIEW project: value of high-resolution hydrometeorological coupled forecast, *Meteor. Atmos. Phys.*, 103, 115-125, 2009.
- Vincendon, B., Ducrocq, V., Saulnier, G.M., Bouilloud, L., Chancibault, K., Habets, F., Noilhan, J. : Benefit of coupling the ISBA land surface model with a TOPMODEL hydrological model dedicated to Mediterranean flash floods, *J. Hydrol.*, 394, 256-266, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.04.012, 2010.
- Wernli, H., Paulat, M., Hagen, M. and Frei, C. : SAL-A novel quality measure for the verification of quantitative precipitation forecasts, 2008, *Mon. Weather Rev.*, 136, 4470-4487, 2008.
- Wilby, R.L., and Wigley, T.M.L. : Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations, *Progress in Physical Geography* 21, 530-548, 1997.
- Xu C. : From GCMs to river flow: a review of downscaling methods and hydrologic modelling approaches, *Progress in Physical Geography*, 23 (2), 229-249, 1999.
- Xuan, Y., Cluckie, I.D., and Wang Y. : Uncertainty analysis of hydrological ensemble forecasts in a distributed model utilising short range rainfall prediction, *Hydrol. Earth. Syst. Sci.*, 13, 293-303, 2009.
- Zehe, E., Becker, R., Brdossy, A., and Plate, E. : Uncertainty of simulated catchment runoff response in the presence of threshold processes: Role of initial soil moisture and precipitation, *J. Hydrol.*, 315, 183-202, 2005.
- Zappa, M., Beven, K., Bruen, M., Cofio, A., Kok, K., Martin, E., Nurmi, P., Orfila, B., Roulin, E., Schrter, K., Seed, A., Szturc, J., Vehvilinen, B., Germann, U., Rossa, A. : Propagation of uncertainty from observing systems and NWP into hydrological models: COST-731 Working Group 2, *Atmos. Sci. Lett.*, 11(2), 83-91, 2010.

12.2 Résultats complémentaires et sensibilité

Les résultats de l'article présenté ci-dessus sont complétés sur certains aspects, afin de fournir une évaluation comparable à celle effectuée sur les prévisions d'ensemble AROME au chapitre 10.

12.2.1 Evaluation des champs de pluie PERT-RAIN

Les pourcentages de cas où les scénarios de pluie obtenus par la méthode PERT-RAIN ont dépassé les seuils 150 mm en 24 h et 250 mm en 24 h sont représentés figure 12.1. Il est intéressant de comparer ces cartes avec celles obtenues pour les ensembles basés sur la prévision d'ensemble AROME (Fig. 10.7 et 10.8). Les cartes de "risque" de dépassement de seuil obtenues avec la méthode PERT-RAIN sont assez proches de celles résultant des méthodes AROME-PEARP et AROME-PECOMB pour les deux épisodes. Sur le cas d'octobre 2008, la carte de "risque" présente une double structure avec PERT-RAIN plus marquée qu'avec AROME-PEARP et AROME-PECOMB. Elle est expliquée par un scénario en deux phases dans la prévision déterministe AROME qui est conservée par hypothèse avec PERT-RAIN alors que les prévisions d'ensemble AROME permettent d'autres chronologies de précipitations. Les zones de risque maximum sont plus réduites spatialement que celles obtenues avec les ensembles de prévision AROME, mais leur localisation est cohérente. Le seuil 250 mm/24 h est rarement dépassé, les zones où c'est le cas sont également en accord avec celles résultant des prévisions d'ensemble AROME.

Les figures 12.2 et 12.3 présentent les cumuls sur 24 heures de PERT-RAIN lorsque 10 membres sont sélectionnés, pour les cas d'octobre et novembre respectivement. Nous parvenons à générer des champs de pluies présentant des localisations, amplitudes et gradients différents mais physiquement réalistes.

12.2.2 Evaluation objective des débits

Méthode	RPSS	EQM	σ	NASH
AROME-PEARP	0,013	291,0	2251,0	0,13
AROME-PERTOBS	0,146	230,2	1101,7	0,47
AROME-PECOMB	0,077	283,5	2052,3	0,28
PERT-RAIN	0,053	323,7	2495,0	0,04
PERT-RAIN N=10	0,075	264,3	2211,5	0,15
Méthode	$\Delta T +/- 2h$	$\Delta T +/- 4h$	$Q_{max} +/- 10\%$	$Q_{max} +/- 20\%$
AROME-PEARP	37,5%	63,8%	15,3%	27,8%
AROME-PERTOBS	23,6%	51,4%	8,3%	20,8%
AROME-PECOMB	36,1%	52,8%	18,0%	38,9%
PERT-RAIN	31,4%	59,5%	12,7%	21,9%
PERT-RAIN N=10	30,3%	55,9%	7,6%	19,7%

TAB. 12.1: Scores obtenus pour les simulations de débits en utilisant les différents ensembles.

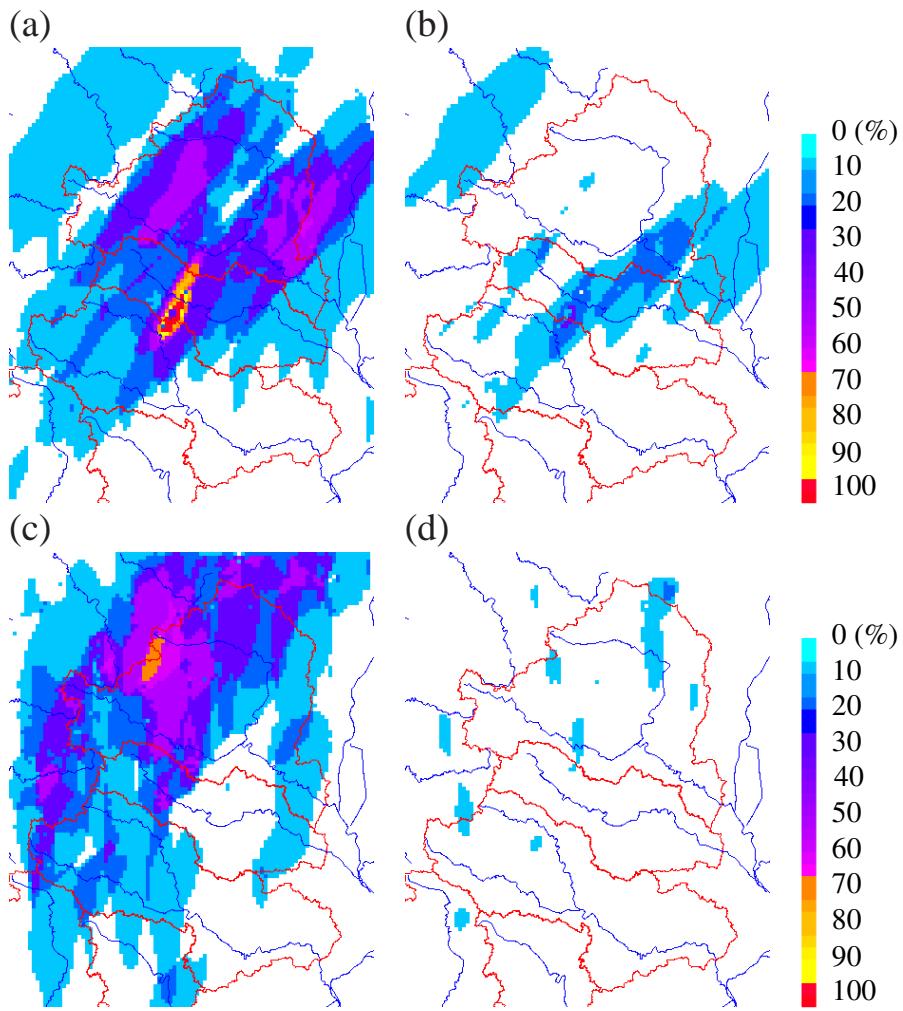


FIG. 12.1: Pourcentage de membres dépassant le seuil 150 mm/24 h (à gauche) et 250 mm/24 h (à droite) pour l'ensemble de scénario PERT-RAIN pour le cas du 21/10/2008 à 12UTC au 22/10/2008 à 12UTC (a et b) et pour le cas du 01/11/2008 à 12UTC au 02/11/2008 à 12UTC (c et d).

L'évaluation qualitative des réponses hydrologiques à l'ensemble de pluies issu de la méthode PERT-RAIN montre que les ensembles de débits obtenus pour chaque bassin et chaque épisode sont satisfaisants et que l'on a une qualité comparable à l'utilisation d'AROME-PEARP. On note toutefois que de nombreux membres, n'apportant que peu de pluie sur les bassins, conduisent à des hydrogrammes plats. On réalise aussi une évaluation objective en calculant les mêmes scores que ceux présentés au chapitre 10.4, sans faire de distinction ici entre les bassins versants et les cas. Le tableau 12.1 présente ces scores pour la méthode PERT-RAIN et pour les trois prévisions d'ensembles AROME. Les différences entre les quatre ensembles sont très faibles et peu significatives. On note une plus forte dispersion en général pour PERT-RAIN que pour les ensembles précédents. Il faut toutefois prendre garde ici car le grand nombre de membres de la méthode PERT-RAIN peut provoquer une augmentation de la dispersion. Nous avons donc réalisé une expérience supplémentaire (PERT-RAIN N = 10) où le nombre N de membres sélectionnés dans PERT-RAIN est réduit à 10. Les scores

ensemblistes et l'efficience de NASH obtenus pour cette expérience sont très proches de ceux obtenus pour AROME-PEARP et AROME-PECOMB (Tab. 12.1). Ceci tend à montrer que la méthode PERT-RAIN est désavantagée par son grand nombre de membres pour le calcul de ces scores.

Il est difficile d'après l'analyse des scores de montrer la supériorité d'un type d'ensemble par rapport à un autre. Notre échantillon de cas trop réduit ne permet pas de la mettre en évidence. D'autant que les deux cas sont très différents en terme de qualité de prévision. Ces résultats posent aussi la question du critère d'évaluation de la prévision d'ensemble. L'optimisation de la méthode devra ainsi passer à l'avenir par une prise en compte de son utilisation ultérieure. Par exemple, vaut-il mieux l'optimiser pour la prévision de dépassement de seuil ou plutôt pour sa capacité à prévoir la bonne chronologie des débits de crue ?

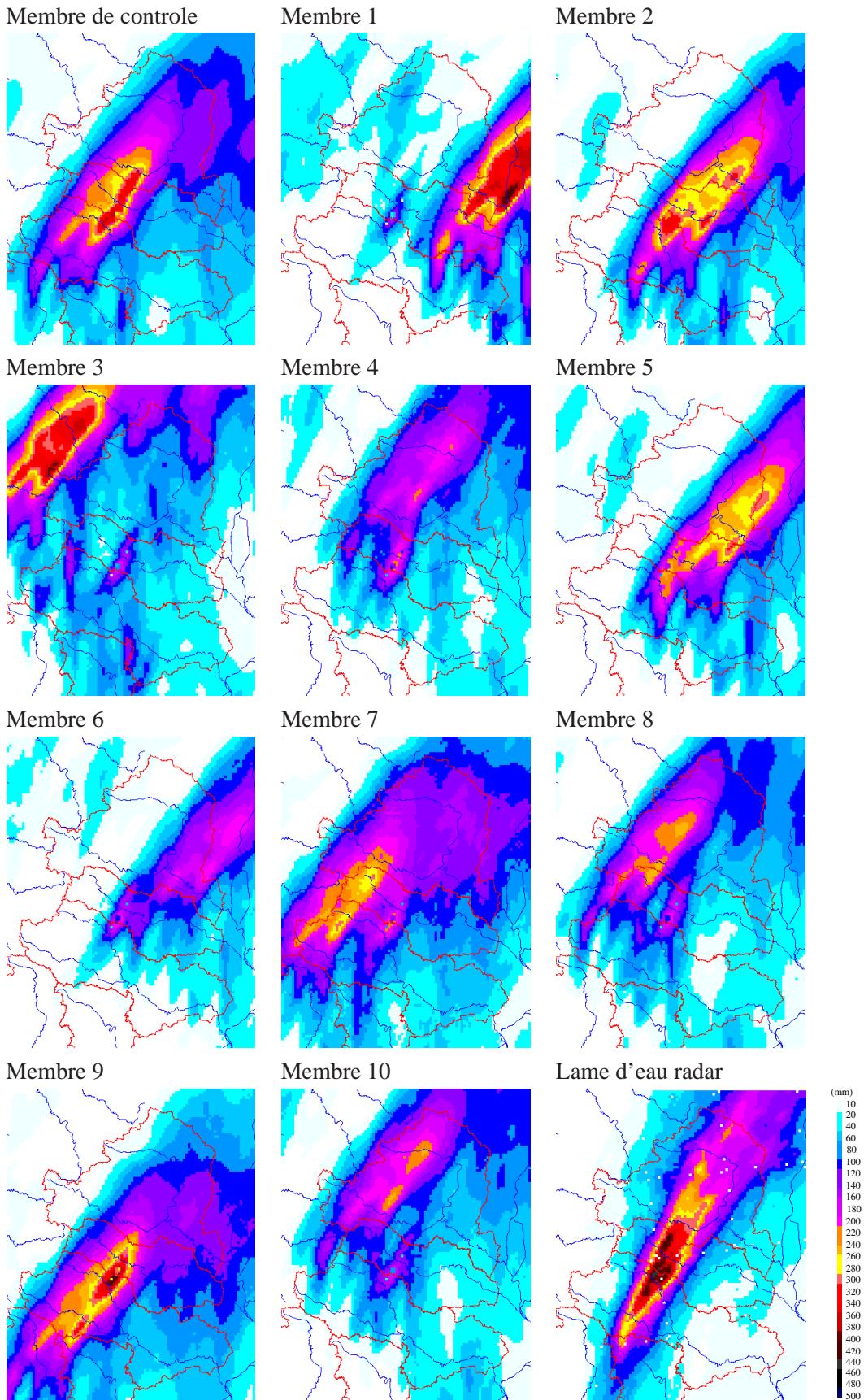


FIG. 12.2: Cumuls de pluie (en mm) du 21/10/2008 à 12UTC au 22/10/2008 à 12UTC moyennés sur le domaine entier issus de PERT-RAIN (avec sélection de 10 membres) et de la lame d'eau radar.

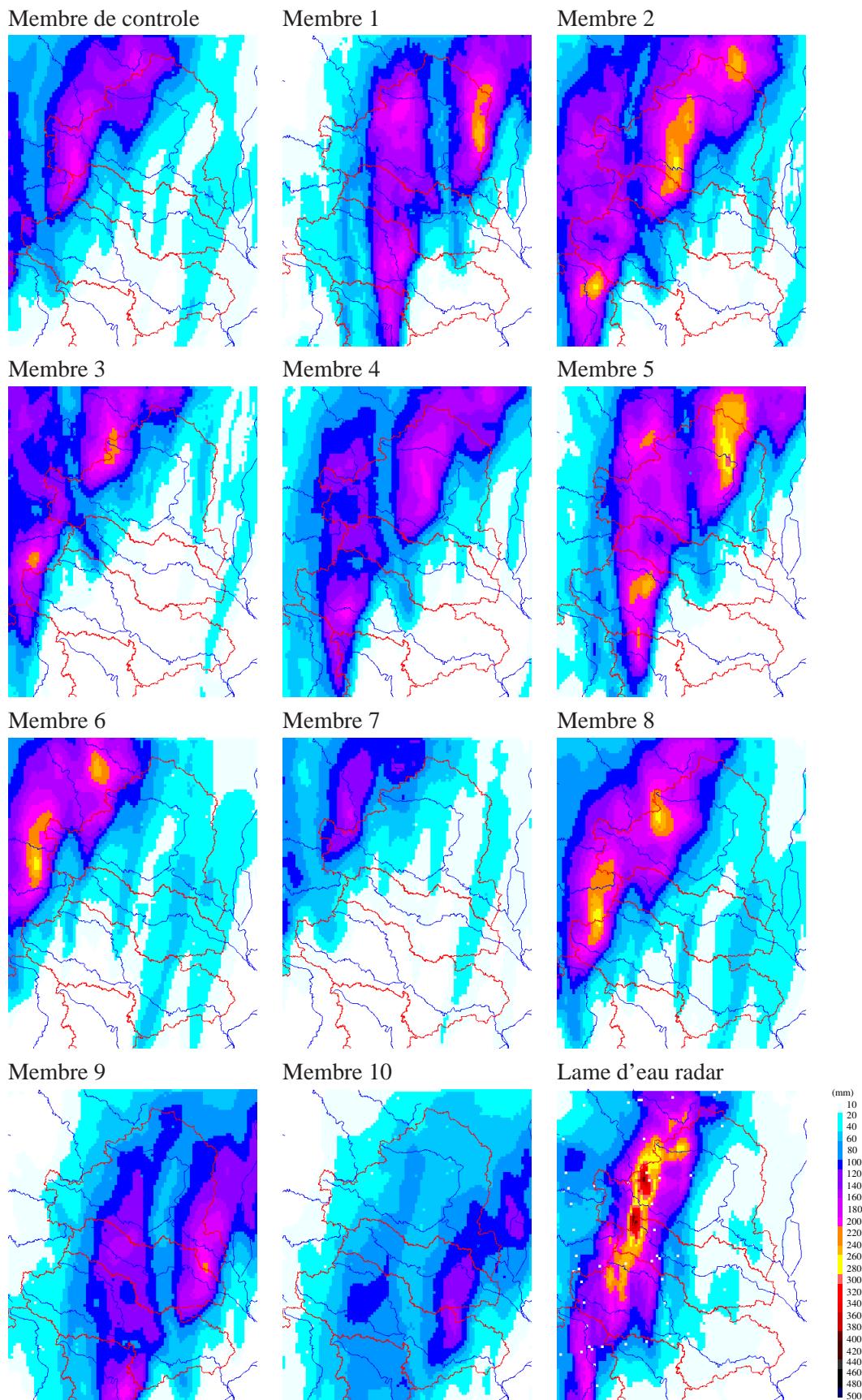


FIG. 12.3: Cumuls de pluie (en mm) du 01/11/2008 à 12UTC au 02/11/2008 à 12UTC moyennés sur le domaine entier issus de PERT-RAIN (avec sélection de 10 membres) et de la lame d'eau radar.

Conclusions sur la partie IV

Une méthode de génération de perturbations des champs de pluie du modèle déterministe opérationnel AROME a été développée en vue de mettre en place un système de prévision d'ensemble des débits pour les crues méditerranéennes. Cette approche, PERT-RAIN, permet d'obtenir des ensembles de pluies fournis en entrée d'ISBA-TOPMODEL. Les ensembles de débits ainsi générés sont d'une qualité satisfaisante sur deux cas de crues.

La méthode PERT-RAIN a été évaluée également par comparaison avec l'approche AROME-PEARP utilisant les sorties du système de simulation d'ensemble à l'échelle convective réalisées avec le modèle AROME. Sur les deux cas de crue, les ensembles obtenus avec AROME-PEARP et PERT-RAIN se sont montrés de qualité similaire. Mais la méthode PERT-RAIN a l'avantage d'être beaucoup moins coûteuse en temps de calcul que AROME-PEARP.

Cette évaluation n'a pu se faire que sur deux cas d'étude mais elle montre des résultats prometteurs. Les deux méthodes mises en œuvre vont devoir être comparées de manière plus objective et surtout sur davantage de cas d'étude. L'idée à terme est de les combiner afin de bénéficier de leurs avantages respectifs.

Conclusions et perspectives

Au début du mois de septembre 2010, le département du Gard était placé pour la troisième fois en Vigilance Rouge pour des précipitations intenses. Le 15 juin 2010, le département du Var subissait de graves inondations meurtrières, pour cause de pluies exceptionnelles. Les crues-éclair sont un risque majeur sur les zones méditerranéennes. Pourvoir les anticiper le plus tôt possible est essentiel pour prévenir leurs conséquences. Les travaux présentés dans cette thèse se sont placés résolument dans cet axe de progression. Ils avaient pour objectifs d'améliorer cette anticipation, en évaluant l'apport de la nouvelle génération de systèmes de prévision à haute résolution pour la prévision des crues-éclair et en proposant une méthode permettant d'échantillonner les incertitudes de ces prévisions météorologiques aux échelles hydrologiques pertinentes pour la prévision des crues rapides. Un objectif principal de ce travail de thèse était de réaliser les premiers pas vers la prévision d'ensemble des crues rapides sur des bassins versants de la région Cévennes-Vivarais. Pour l'atteindre, notre démarche a été la suivante :

Validation et évaluation du système hydrométéorologique

Un préalable était de disposer d'un système de modélisation adapté à la prévision des crues rapides et de connaître ses avantages comme ses limites. Au cours de travaux passés, le modèle TOPMODEL a été adapté au contexte de l'hydrologie des régions méditerranéennes. Cependant l'humidité des sols sur le bassin versant au moment de la survenue de l'événement pluvieux conditionne également fortement la réponse hydrologique. Pour ces raisons, nous avons choisi de coupler TOPMODEL avec le schéma de surface ISBA, capable de simuler les contenus en eau des sols. ISBA gère ainsi le bilan en eau sur des colonnes de sol et TOPMODEL réalise la redistribution latérale de l'eau du sol sur les bassins versants à partir de l'information topographique. A l'occasion de cette thèse, le système couplé ISBA-TOPMODEL a été consolidé puis validé sur des cas réels. Nous avons ensuite mis en avant les avantages d'un tel couplage par rapport à l'utilisation de ISBA ou TOPMODEL pris isolément. Nous obtenons ainsi des champs spatialisés de contenus en eau plus réalistes et des débits simulés plus proches des observations.

Couplage avec des prévisions météorologiques à l'échelle convective

Il fallait ensuite évaluer le potentiel pour la prévision des crues des prévisions météorologiques à l'échelle convective réalisées d'abord avec Meso-NH puis avec AROME, lorsque celui-ci est devenu opérationnel. La configuration utilisée pour Meso-NH dans cette thèse était très proche de celle du modèle AROME. Les champs de précipitation prévus par les modèles Meso-NH et AROME sur des cas d'étude ont d'abord été évalués d'un point de vue

météorologique. Puis ils ont été fournis en entrée d'ISBA-TOPMODEL, afin de permettre une évaluation du point de vue d'une application hydrologique. Les résultats des deux approches n'ont pas toujours convergé. Les cumuls de précipitation simulés sont souvent proches de ceux observés et la structure spatiale des systèmes précipitants est bien représentée. Mais l'erreur de localisation des zones de forte pluie simulées est souvent trop importante par rapport à la taille des bassins versants. Les pluies de la simulation peuvent n'affecter qu'une partie du bassin versant réellement concerné voire un autre bassin. Ces résultats nous ont encouragés à prendre en considération ces erreurs de prévision de la pluie pour définir une prévision d'ensemble des débits.

Prévision d'ensemble des débits

L'étape suivante a donc consisté à échantillonner l'incertitude sur les prévisions de pluie de ce type de modèle météorologique et de la propager dans le système ISBA-TOPMODEL. Pour ce faire, nous avons souhaité élaborer une méthode qui permettrait d'obtenir des scénarii de pluies à partir de l'information du champ de la prévision déterministe AROME. Des perturbations de ce champ sont générées à partir de la connaissance de la climatologie des erreurs du modèle AROME. Pour calibrer ces perturbations, les pluies prévues par AROME sur des cas d'évènements pluvieux marqués ont été comparées à celles observées grâce à une approche orientée objet. Ainsi nous avons pu spécifier la méthode de génération des perturbations pour produire un ensemble de 50 membres de champs de pluie. Cette méthode est basée sur la modification de différentes caractéristiques des objets pluvieux : leur localisation, leur amplitude et leur structure. Nous l'avons appliquée pour deux cas de crues. Les ensembles de pluie obtenus utilisés en entrée d'ISBA-TOPMODEL ont permis d'obtenir des ensembles de débits apportant une information plus pertinente que la prévision déterministe. Des tests de sensibilité de la méthode à ses différentes étapes ont montré que générer des perturbations du champ de pluie en modifiant uniquement la localisation des objets pluvieux dégrade les résultats. Modifier également l'amplitude et la structure des objets pluvieux permet d'obtenir des ensembles de débits plus informatifs.

Cette méthode a également été évaluée en confrontant ses résultats à une autre approche où l'incertitude sur les pluies en entrée du système ISBA-TOPMODEL est échantillonnée via une prévision d'ensemble à l'échelle convective réalisée avec le modèle AROME. Cette prévision d'ensemble est en cours de développement au CNRM, elle produit des ensembles de dix membres que l'on peut utiliser pour forcer ISBA-TOPMODEL. Sur les deux mêmes cas de crues, les résultats obtenus avec la prévision d'ensemble AROME sont de qualité comparable aux ensembles issus de notre méthode de génération de perturbations du champ de précipitation. Un avantage majeur de cette dernière méthode est toutefois son coût numérique faible.

Perspectives de ce travail

L'évaluation de cette méthode pour réaliser une prévision d'ensemble des débits n'a pu être réalisée que sur deux cas, ce qui est très insuffisant. A court terme, nous souhaitons élargir notre échantillon de cas d'étude pour confirmer les résultats très encourageants obtenus sur les deux cas et apporter des améliorations à la méthode. Parallèlement, il est également prévu une mise à niveau du modèle ISBA-TOPMODEL par rapport aux avancées réalisées dans SURFEX, plate-forme d'accueil du modèle. Après son extension au Vidourle

en 2010, nous étendrons également ISBA-TOPMODEL à deux nouveaux bassins versants du département du Var (le Gapeau et l'Argens) et évaluerons sa qualité dans ce contexte plus difficile d'un point de vue de la simulation hydrologique.

Un objectif à plus long terme est de documenter, voire échantillonner, l'incertitude totale associée à la chaîne hydrométéorologique. En effet, la seule source d'incertitude documentée puis échantillonnée dans cette thèse est celle liée à la prévision de la pluie. Il faudra donc étudier celle inhérente à la modélisation hydrologique elle-même. D'une part, il faudra documenter la sensibilité des résultats à l'utilisation de paramètres du modèle hydrologique d'équifinalité et selon les résultats la considérer dans la méthode de génération de l'ensemble de débits. L'incertitude sur la représentation des processus hydrologiques dans le modèle hydrologique pourrait être traitée via une approche multi-modèle en remplaçant ISBA-TOPMODEL par un autre modèle hydrologique distribué à base physique. Le modèle MARINE de l'Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse serait une bonne alternative à ISBA-TOPMODEL car il fait l'hypothèse que le ruissellement hortonien est majoritaire dans la formation des crues méditerranéennes au contraire de TOPMODEL qui est basé sur le ruissellement de Dunne. Enfin, il faudra aussi échantillonner l'incertitude liée à l'état initial en humidité des sols en se basant sur une étude de la sensibilité des modèles hydrologiques à ces conditions initiales. Ces études de sensibilité pourraient aussi être conduites à partir de modélisation adjointe de modèles hydrologiques permettant de hiérarchiser ces différentes sources d'incertitudes et de spécifier les perturbations à considérer dans la méthode de génération d'ensemble pour la prévision des débits.

Les périodes d'observations, renforcée et spéciale, du programme HyMeX fourniront un cadre idéal pour l'évaluation du système de prévision d'ensemble sur des bassins versants de la zone cible "Méditerranée Nord-occidentale" d'HyMeX. Ce cadre d'évaluation devrait aussi permettre d'optimiser son utilisation en mode prévision. L'objectif est de fournir à des prévisionnistes une prévision de crue sur des bassins versants méditerranéens assortie de la quantification de l'incertitude qui affecte cette prévision. Il faudra donc définir sur quelles échéances de prévision et quels paramètres (e.g., amplitude du pic de crue, dépassement de seuils, différentes phases de la courbe des débits, etc.) la prévision d'ensemble doit être calibrée. Cette prévision d'ensemble pourra alors constituer un outil d'aide à la décision pour la mise en alerte. Le passage de l'information de l'expert hydrométéorologue aux utilisateurs des prévisions est alors crucial. Là, les incertitudes sont liées au langage utilisé lors du passage d'information, à la perception de cette information probabiliste par les décideurs et aux divers contextes qui entrent en jeu, médiatique, économique et politique. L'efficacité du processus d'alerte dépend aussi de ce dernier niveau de la cascade des incertitudes.

Références

- Albergel, C., C. Rüdiger, T. Pellarin, J. Calvet, N. Fritz, F. Froissard, D. Suquia, A. Petitpa, B. Piguet, and E. Martin, 2008 : From near-surface to root-zone soil moisture using an exponential filter : an assessment of the method based on in-situ observations and model simulations. *Hydrology and Earth System Sciences*, **12**, 1323–1337.
- Alfieri, L. and J. Thielen, 2010 : Towards a flash flood early warning system through hydrological simulation of probabilistic ensemble forecasts. *Geophysical Research Abstracts*, **12**.
- Ambroise, B., 2000 : La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : processus, facteurs et modèles. *Bucarest*, 200pp.
- Anthès, R., 1983 : Regional models of the atmosphere in middle latitudes. *Monthly Weather Review*, **111**, 1306–1330.
- Applequist, S., G. Gahrs, R. Pfeffer, and X. Niu, 2002 : Comparison of methodologies for probabilistic quantitative precipitation forecasting. *Weather Forecasting*, **17**, 783–799.
- Arribas, A., K. Robertson, and K. Mylne, 2005 : Test of a Poor Man's Ensemble Prediction System for Short-Range Probability Forecasting. *Monthly Weather Review*, **133**, 1825–1839.
- Atger, F., 2003 : Validation et étude de quelques propriétés de systèmes de prévision météorologiques ensemblistes. *Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, France*.
- Aubert, D., C. Loumagne, and L. Oudin, 2003 : Sequential assimilation of soil moisture and streamflow data in a conceptual rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, 145–161.
- Avissar, R., 1995 : Recent advances in the representation of land-atmosphere interactions in general circulation models. . *Reviews of Geophysics*, **33**, 1005–1010.
- Ayral, P.-A., S. Sauvagnargues-Lesage, and B. F., 2005 : Contribution à la spatialisation du modèle opérationnel de prévision des crues éclair ALHTAIR. *Études de Géographie Physique*, **XXXII**, 75–97.
- Balint, G., A. Csik, P. Bartha, B. Gauzer, and I. Bonta, 2006 : Application of meterological ensembles for Danube flood forecasting and warning. In : J. Marsalek, G. Stancalie and G. Balint (Editors), *Transboundary floods : reducing risks through flood management.*, 57–68.
- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, and E. Richard, 2001 : A mass flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, 869–886.
- Ben Daoud, A., 2010 : Améliorations et développements d'une méthode de prévision probabiliste des pluies par analogie. Application à la prévision hydrologique sur les grands bassins fluviaux de la Saône et de la Seine. *Thèse de doctorat de l'Université de Grenoble*.
- Benichou, P. and O. Le Breton, 1986 : Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie*.
- Benoit, R., N. Kouwen, W. Yu, S. Chamberland, and P. Pellerin, 2003 : Hydrometeorological

- aspects of the Real-time ultrafine scale forecast support during the Special Observation Period of MAP . *Hydrology and Earth System Sciences*, **7**, 877–889.
- Bernard, P., 2004 : Aladin/AROME dynamical core, status and possible extension to IFS . *ECMWF Seminar Proceeding, Sept. 2004, available from http://www.ecmwf.int/publications/library in NOV.2004.*
- Beven, K., 2001 : Rainfall-Runoff modelling- The Primer. Wiley.
- Beven, K. and A. Binley, 1992 : The future of ditributed models : model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological processes*, **6**, 27–298.
- Beven, K. and J. Freer, 2001 : Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology . *Journal of Hydrology*, **249**, 11–29.
- Beven, K. and M. Kirkby, 1979 : A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, **24**, 43–69.
- Beven, K. and P. Quinn, 1997 : Similarity and scale effects in the water balance of heterogeneous areas. *AGMET conference on the Balance of Water- Present and Future*, **11**, 1069–1086.
- Boone, A., J. Calvet, and J. Noilhan, 1999 : Inclusion of a thrid soil layer in a land surface scheme using the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology*, **38**, 1611–1630.
- Boone, A. and coauthors., 2009 : The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (ALMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **90**, 1865–1880.
- Boone, A. and P. Etchevers, 2001 : An intercomparison of three snow scheme of varying complexity coupled to the same land surface model : local scale evaluation at an alpine site. *Journal of Hydrometeorology*, **2**, 374–394.
- Boone, A., V. Masson, T. Meyer, and J. Noilhan, 2000 : The influence of the inclusion of soil freezing on simulation by a soil-atmosphere-transfer scheme. *Journal of Applied Meteorology*, **9**, 1544–1569.
- Borga, M., P. Boscolo, F. Zanon, and M. Sangati, 2007 : Hydrometeorological analysis of the August 29, 2003 flash flood in the eastern Italian Alps. *Journal of Hydrometeorology*, **8**, 1049–1067.
- Boudevillain, B., S. Argence, C. Claud, V. Ducrocq, B. Joly, A. Joly, D. Lambert, N. Nuissier, M. Plu, D. Ricard, P. Arbogast, A. Berne, J. Chaboureau, B. Chapon, F. Crépin, G. Delrieu, E. Doerflinger, B. Funatsu, P. Kirstetter, F. Masson, K. Maynard, E. Richard, E. Sanchez, T. L., and W. A., 2009 : Cyclogenèses et précipitations intenses en Méditerranée. *La Météorologie*, **8e série**, 18–28.
- Bougeault, P., 2003 : The WGNE survey of verification methods for numerical prediction of weather elements and severe weather events. *Technical report WMO*.
- Bougeault, P. and P. Laccarrere, 1989 : Parametrization of orography-induced turbulence in a meso-beta scale model. *Monthly Weather Review*, **117**, 1870–1888.
- Bouilloud, L., K. Chancibault, B. Vincendon, V. Ducrocq, F. Habets, G.-M. Saulnier, S. Anquetin, E. Martin, and J. Noilhan, 2009 : An advanced coupling between the ISBA land surface model and the TOPMODEL hydrological model to simulate Mediterranean flash-floods. *Journal of Hydrometeorology*, **11**, 315–332.
- Bouvier, C., G. Fuentes, Mariles, and R. Dominguez Mora, 1994 : MERCEDES : un modèle hydrologique d'analyse et de prévision de crues en milieu hétérogène. *SHF,1994*.
- Bowler, N., C. Pierce, and A. Seed, 2006 : STEPS : A probabilistic precipitation forecasting scheme which merges an extrapolation nowcast with downscaled NWP. *. Quarterly Journal*

- of the Royal Meteorological Society*, **132**, 2127–2155.
- Braud, I., A. Dantas-Antonino, M. Vauclin, J. Thont, and P. Ruelle, 1995 : A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) ; Development and field verification . *Journal of Hydrology*, **166**, 213–250.
- Bremmes, J., 2004 : Probabilistic forecast of precipitation in terms of quantiles using NWP model output . *Monthly Weather Review*, **132**, 338–347.
- Bresson, R., D. Ricard, and V. Ducrocq, 2009 : Idealized mesoscale numerical study of Mediterranean heavy precipitating convective systems . *Meteorology of Atmospheric Physics*, **103**, 45–55.
- Brier, G. W., 1950 : Verification of forecasts expressed in term of probability. *Monthly Weather review*, **78**, 1–3.
- Briggs, W. and R. Levine, 1997 : Wavelets and fields forecast verification. *Monthly Weather Review*, **125**, 1329–1341.
- Brocca, L., F. Melone, and T. Moramarco, 2008 : On the estimation of antecedent wetness conditions in rainfall-runoff modelling. *Hydrological Processes*, **22**, 629–642.
- Brocca, L., F. Melone, T. Moramarco, and V. Singh, 2009 : Assimilation of observed soil moisture data in storm rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrology*, **14**, 153–165.
- Brooks, R. and A. Corey, 1966 : Properties of porous media affecting fluid flow. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, **17**, 187–208.
- Bruen, M., P. Krahe, M. Zappa, J. Olsson, B. Vehvilainen, K. Kok, and K. Daamen, 2010 : Visualising flood forecasting uncertainty : some current European EPS platforms - COST731 Working Group 3. *Atmospheric Science Letters*.
- Bubnova, R., G. Hello, P. Bernard, and J. Geleyn, 1995 : Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain-following coordinate in the framework of ARPEGE/ALADIN NWP system. . *Monthly Weather Review*, **123**, 515–535.
- Bubnova, R., A. Horanyi, and S. Malardel, 1993 : International project ARPEGE/ALADIN. *EWGLAM newsletter*, 117–130.
- Buizza, R., M. Miller, and T. Palmer, 1999 : Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF ensemble prediction system . *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **125**, 2887–2908.
- Buzzi, A., N. Tartaglione, and P. Malguzzi, 1998 : Numerical simulations of the 1994 Piemont flood : Role of orography and moist processes. . *Monthly Weather Review*, **126**, 2369–2383.
- Calvet, J., N. Fritz, F. Froissard, D. Suquia, A. Petitpa, and P. B, 2007 : In-situ soil moisture observations for the CAL/VAL of SMOS : the SMOSMANIA network. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS, Barcelone*, 1196–1199.
- Calvet, J., J. Mahfouf, E. Martin, J. Roujean, C. Albergel, D. Carrer, N. Fritz, O. Hautecoeur, A. Kaptue, S. Lafont, C. Meurey, and J. Noilhan, 2010 : Utilisation de données satellitaires en hydro-météorologie : la recherche à Météo-France. *La Houille Blanche*.
- Calvet, J., J. Noilhan, J. Roujean, P. Bessemoulin, M. Cabelguenne, A. Olioso, and J. Wigneron, 1998 : An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, **92**, 73–95.
- Candille, G., 2003 : Validation des systèmes de prévisions météorologiques probabilistes, . *Thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris France..*
- Casati, B., 2004 : New approaches for the verification of spatial precipitation forecast. *PhD meteorology University of Reading, UK*, pp161.
- Castaings, W., D. Dartus, F. Le Dimet, and G. M. Saulnier, 2009 : Sensitivity analysis and pa-

- rameter estimation for distributed hydrological modeling : potential of variational methods. *Hydrological and Earth System Sciences*, **13**, 503–517.
- Chancibault, K., S. Anquetin, V. Ducrocq, and G.-M. Saulnier, 2006a : Hydrological evaluation of high resolution precipitation forecasts of the Gard flash-flood event (8-9 september 2002). *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **132**, 1091–1117.
- Chancibault, K., H. F., V. Ducrocq, V. Vincendon, P. Lemoigne, G.-M. Saulnier, and S. Anquetin, 2006b : A Hydrometeorological high-resolution coupled system for flash-flood forecasting. *2nd International Symposium on QPF and Hydrology, 4-8 June 2006, Boulder*, www.mmm.ucar.edu/events/qpf06/QPF/Session2/Chancibault_QPF2006.pdf.
- Chen, J. and P. Kumar, 2001 : Topographic influence on the seasonal and interannual variation of water and energy balance of basins in North America. *Journal of Climate*, **14**, 1989–2014.
- Chiang, Y., K. Hsu, F. Chang, and S. Sorooshian, 2007 : Merging multiple precipitation sources for flash flood forecasting. *Journal of Hydrology*, **340**, 183–196.
- Christensen, O., 2004 : Monte Carlo maximum likelihood in model-based geostatistics. . *Journal of Computational and Graphical Statistics*, **13**, 702–718.
- Clapp, R. and G. Hornberger, 1978 : Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Ressource Research*, **14**, 601–604.
- Clark, A., W. Gallus, M. Xue, and F. Kong, 2009 : A Comparison of Precipitation Forecast Skill between Small Convection-Allowing and Large Convection-Parameterizing Ensembles. *Weather and Forecasting*, **24**, 1121–1140.
- Clark, T. and R. Farley, 1984 : Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting : A possible mechanism for gus-tiness. . *Journal of the Atmospheric Sciences*, **41**, 329–350.
- Claudet, R. and C. Bouvier, 2005 : Outils de prévision des crues rapides : les besoins de l’alerte et du suivi en temps réel. *La Houille Blanche*, **1**, 36–41.
- Cloke, H. and F. Pappenberger, 2009 : Ensemble flood forecasting : A review. *Journal of Hydrology*, **375**, 613–626.
- Collier, C., 2009 : On the propagation of uncertainty in weather radar estimates of rainfall through hydrological models. *Meteorological Applications*, **16**, 35–40.
- Collier, C. and al., 2001 : Advanced weather radar systems. *COST75-Final report*.
- Courtier, P. and J. Geleyn, 1988 : A global numerical weather prediction model with variable resolution : application to the shallow water equation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **114**, 1321–1346.
- Creton-Cazenave, L., 2010 : Penser l’alerte par les distances. Entre planification et émancipation, l’exemple du processus d’alerte aux crues rapides sur le bassin versant du Vidourle. *Thèse de doctorat de l’Université de Grenoble*.
- Creutin, J., C. Obled, and P. Tourasse, 1980 : Analyse spatiale et temporelle des épisodes pluvieux cévenols. *La Météorologie*, **6**, 233–242.
- Crow, W. and D. Ryu, 2009 : A new data assimilation approach for improving runoff prediction using remotely-sensed soil moisture retrievals. *Hydrology and Earth System Sciences*, **13**, 1–16.
- Dance, S. and Q. Zou, 2010 : Ensembles, uncertainty and flood prediction. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, **7**, 3591–3611.
- de Rosnay, P., J.-C. Calvet, Y. Kerr, J.-P. Wigneron, F. Lematre, M. Escorihuela, J. Muoz-Sabater, K. Saleh, J. Barri, G. Bouhours, L. Coret, G. Cherel, G. Dedieu, R. Durbe, N. Fritz,

- F. Froissard, J. Hoedjes, A. Kruszewski, F. Lavenu, D. Suquia, and P. Waldteufel, 2006 : SMOSREX : A Long Term Field Campaign Experiment for Soil Moisture and Land Surface Processes Remote Sensing. *Remote Sensing of Environment*, **102**, 377–389.
- Deardorff, J., 1977 : A parametrization of ground-surface moisture content for use in atmosphere prediction model. *Journal of Applied Meteorology*, **16**, 1182–1185.
- Deardorff, J., 1978 : Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, **20**, 1889–1903.
- Decharme, B. and H. Douville, 2006 : Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model. *Climate dynamics*, **26**, 65–78.
- Decharme, B., H. Douville, A. Boone, F. Habets, and J. Noilhan, 2006 : Impact of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity within the ISBA LSM : simulations over the Rhône basin. *Journal od Hydrometeorology*, **7**, 61–80.
- Dehotin, J. and I. Braud, 2008 : Which spatial discretization for distributed hydrological models ? Proposition of a methodology and illustration for medium to large scale catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, **12**, 769–796.
- Delhomme, J., 1978 : Application de la théorie des variables régionalisées dans le domaine des sciences de l'eau. *Bulletin du BRGM*, **4**, 341–375.
- Delrieu, G., B. Boudevillain, J. Nicol, B. Chapon, P. KIRSTETTER, H. Andrieu, and D. Faure, 2009 : Bollène 2002 experiment : radar rainfall estimation in the Cévennes-Vivarais region. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **48**, 1422–1447.
- Delrieu, G., V. Ducrocq, E. Gaume, J. Nicol, O. Payastre, E. Yates, P. KIRSTETTER, H. Andrieu, P. Ayral, C. Bouvier, J. Creutin, M. Livet, A. Anquetin, M. Lang, L. Neppel, C. Obled, J. Parent-du Chatelet, G.-M. Saulnier, A. Walpersdorf, and W. Wobrock, 2005 : The Catastrophic Flash-Flood Event of 8–9 September 2002 in the Gard Region, France : A First Case Study for the Cévennes–Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *Journal of Hydrometeorology*, **6**, 34–52.
- Descamps, L. and O. Tallagrand, 2007 : On some aspects of the definition of initial conditions for ensemble prediction. *Monthly Weather Review*, **135**, 3260–3272.
- Dickinson, R., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy, and M. F. Wilson, 1986 : Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) for the ncar community climate model. *Rapport technique, NCAR, Boulder, Colorado.*, **7**.
- Dinku, T., E. N. Anagnostou, and M. Borga, 2002 : Improving radar-based estimation of rainfall over complex terrain. *Journal of Applied Meteorology*, **41**, 1163–1178.
- Diomede, T., C. Marsigli, F. Nerozzi, T. Paccagnella, and A. Montani, 2006 : Quantifying the discharge forecast uncertainty by different approaches to probabilistic quantitative precipitation forecast. *Advances in Geosciences*, **7**, 189–191.
- Doerenbecher, A., S. Argence, C. Cassou, O. Caumont, L. Descamps, V. Ducrocq, N. Fourrié, V. Guidard, G. Jaubert, A. Joly, D. Lambert, C. Lebeaupin-Brossier, T. Pangaud, E. Sanchez-Gomez, O. Talagrand, L. Terray, and B. Vincendon, 2010 : Projet Cyprim, Partie III : Cyclogenèses et précipitations intenses : éléments de prévisibilité, besoins en observations . *La Météorologie*, **68**, 23–34.
- Doms, G. and U. Schättler, 1999 : The non-hydrostatic limited-area model LM (Lokal-Model) of the DWD. , 180pp. [Available from Deutscher Wetterdienst ; Offenbach D- 63004, Germany. Available from Deutscher Wetterdienst ; Offenbach D-63004, Germany., 180p.
- Doswell, C., 1998 : Seeing suocelles as heavy rain producers. *Preprints, 14th conf. on Hydrology, Dallas, TX, American Meteorological Society*, 73–79.

- Douville, H., J. Royer, and J. Mahfouf, 1995 : A new snow parametrization for the Météo-France climate model. Part I : validation in stand-alone experiments. *Climate Dynamics*, **12**, 21–35.
- Du Vachat, R., P. Thomas, E. Bocrie, G. Monceau, P. Cosentino, S. Senesi, R. Tzanos, and J. Boichard, 1995 : The precipitation nowcast scheme in the Aspic project. In *Proc. Second European conference on Radar Meteorology*, 29–32.
- Duan, Q., S. Sorooshian, and V. Gupta, 1992 : Effective and efficient optimisation for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, **28**, 1015–1031.
- Ducharne, A., R. Koster, M. Suarez, M. Stieglitz, and P. Kumar, 2000 : A catchment-based approach to modelling land surface processes in a GCM. Part II : Parameter estimation and model demonstration. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 24823–24838.
- Ducrocq, V., G. Aullo, and P. Santurette, 2003 : Les précipitations intenses des 12 et 13 novembre 1999 sur le Sud de la France. **42**, 18–27. . *La Météorologie*, **42**, 18–27.
- Ducrocq, V., O. Nuissier, D. Ricard, C. Lebeaupin, and T. T., 2008 : A Numerical Study of Three Catastrophic Precipitating Events over Southern France. Part II : Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **134**, 131–145.
- Dudhia, J., 1993 : A non-hydrostatic version of the Penn State/NCAR nesoscale model : validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Monthly Weather Review*, **121**, 1493–1513.
- Dunne, T., 1978 : Field studies of hillslope flow processes. In Kirkby M. J. (ed.) *Hillslope hydrology*, 227–293.
- Durand, Y., 1995 : Analyse des principaux paramètres météorologiques de surface sur les massifs alpins et d'autres zones climatiquement homogènes. *Note scientifique et technique SAFRAN, CEN, Grenoble*.
- Durand, Y., E. Brun, L. Merindol, G. G., B. Lesaffre, and E. Martin, 1993 : A meteorological estimation of relevant parameters for snow schemes used with atmospheric models. *Annals of Glaciology*, **18**, 65–71.
- Dümenil, L. and E. Todini, 1992 : A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. *Advances in Theoretical hydrology, A tribute to James Dooge, J.P.O. Kane , ED. European Geophysical Society Series on Hydrological Sciences*, **1**, 129–157.
- Ebert, . . S. a. E. E. . C. W. R. . . -E. E., E.E. . Mon. Wea. Rev., 2001 : Ability of a poor man's ensemble to predict the probability and distribution of precipitation. *Monthly Weather Review*, **129**, 2461–2480.
- Ebert, E., 2002 : CORRIGENDUM. *Monthly Weather Review*, **130**, 1661–1663.
- Ebert, E. and G. Weymouth, 1999 : Incorporating satellite observations of $\{\text{no rain}\}$ in an Australian daily rainfall analysis. *Journal of Applied Climatology*, **38**, 44–56.
- Edijatno, C. and C. Michel, 1989 : Un modèle pluie-débit à trois paramètres. *La Houille Blanche*, **2**, 113–121.
- Entekhabi, D., I. Rodrigues-Iturbe, and F. Castelli, 1996 : Mutual Interaction of Soil Moisture state and atmospheric processes. *Journal of Hydrology*, **183**, 3–17.
- Estupina-Borrell, V., D. Dartus, and R. Ababou, 2006 : Flash flood modeling with the MARINE hydrological distributed model. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, **3**, 3397–3438.
- Etchevers, P., 2000 : Modélisation de la phase continentale du cycle de l'eau à l'échelle régionale. Impact de la modélisation de la neige sur l'hydrologie du Rhône. *These de doctorat*

- de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Etchevers, P., C. Colaz, and F. Habets, 2001 : Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone bassin from 1981 to 1994. *Journal of Hydrology*, **244**, 60–85.
- Famiglietti, J. S. and E. Wood, 1994a : Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Ressource Research*, **30**, 3061–3078.
- Fehlmann, R., C. Quadri, and D. H.C., 2000 : An alpine rainstorm : sensitivity to the mesoscale upper-level structure. *Weather and Forecasting*, **15**, 4–28.
- Fenia, F., H. Savenije, P. Matgen, and L. Pfister, 2007 : A comparison of alternative multiobjective calibration strategies for hydrological modeling. *Water Resources Research*, **43**.
- Ferraris, L., R. Rudari, and F. Siccardi, 2002 : The uncertainty in the prediction of flash-floods in the northern Mediterranean environement . *Journal of Hydrometeorology*, **3**, 714–726.
- Freer, J., K. Beven, and B. Ambroise, 1996 : Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data : An application of the GLUE approach. *Water Resources Research*, **32**, 2161–2173.
- Freer, J., J. McDonnell, K. Beven, N. Peters, D. Burns, R. Hooper, B. Aulenbach, and C. Kendall, 2002 : The role of bedrock topography on subsurface stormflow. *Water Resources Research*, **38**, doi : 10.1029/2001WR000872.
- Friedrich, K., M. Hagen, and T. Einfalt, 2006 : A quality control concept for radar reflectivity, polarimetric parameters, and Doppler velocity. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **23**, 865–887.
- Frogner, I.-L. and T. Iversen, 2002 : High-resolution limited-area ensemble predictions based on low-resolution targeted singular vectors. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **128**, 1321–1341.
- Gabriele, S. and F. Chiaravalloti, 2006 : Merging MSG Infrared Images and Raingauge Data to Estimate the Rainfall Field on Small Catchments for Hydrological Applications : a Case Study of Vibo Valentia, Italy. *Proceedings of BALWOIS 2008, Ohrid, Republic of Macedonia*.
- Gal-Chen, T. and R. Sommerville, 1975 : On the use of a coordinate transformation of mesoscale features on convective system rainfall in 10-km eta simulations. *Weather and Forecasting*, **16**, 680–696.
- Germann, U., M. Berenger, D. Sempere-Torres, and M. Zappa, 2009 : REAL : Ensemble radar precipitation estimation for hydrology in a mountainous region. *PQuarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **135**, 445–456.
- Golding, B., 1998 : Nimrod : A system for generating automated very short-range forecasts. *Meteorological Applications*, **5**, 1–16.
- Habets, F., A. Boone, J. Champeaux, P. Etchevers, L. Franchisteguy, E. Leblois, E. Ledoux, P. Le Moigne, E. Martin, S. Morel, J. Noilhan, P. Quintana-Segui, F. Rousset-Regimbeau, and P. Viennot, 2008 : The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France. *Journal of Geophysical Research*, **113**, doi :10.1029/2007JD008548.
- Habets, F., J. Noilhan, C. Golaz, J. Goutorbe, P. Laccarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, O. Ottlé, and D. Vidal-madjar, 1999b : The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the HAPEX-MOBILHY area. PartII : Simulation of streamflows and annual water budget. *Journal of Hydrology*, **217**, 97–118.
- Habets, F., J. Noilhan, C. Golaz, J. Goutorbe, P. Laccarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, O. Ottlé, and D. Vidal-madjar, 1999a : The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the HAPEX-MOBILHY area. PartI : Model and database. *Journal*

- of Hydrology, **217**, 75–96.
- Habets, F. and G. Saulnier, 2001 : Subgrid runoff parametrization. *Physics and Chemistry of the Earth*, **26**, 455–459.
- Hagedorn, R., R. Buizza, T. Hamill, M. Leutbecher, and T. Palmer, 2010 : Comparing TIGGE multi-model forecasts with reforecast-calibrated ECMWF ensemble forecasts. *Submitted to Monthly Weather Review*.
- Hamadache, B., A. Terchi, and O. Brachemi, 2002 : Study of the meteorological situation which affected the west and the center of algeria in general and bab-el-oued in particular on 10 november 2001. *Proceedings of 4th EGS Plinius Conference on Mediterranean storms*.
- Hamil, T., 1997 : Reliability Diagrams for multicategory Probabilistic forecasts. *Weather Forecasting*, **12**, 736–741.
- Hamill, T. and S. Colucci, 1998 : Evaluation of Eta-RSM ensemble probabilistic precipitation forecasts. *Monthly Weather Review*, **126**, 711–742.
- Horton, R., 1933 : The role of infiltration in the hydrological cycle. *Transactions - American Geophysical Union*, **14**, 446–460.
- Hsu, K. H., V. Gupta, and S. Sorooshian, 1995 : Artificial Neural Network Modeling of the Rainfall-Runoff Process. *Water Resources Research*, **31**, 2517–2530.
- Huet, P., X. Martin, J. Prime, P. Foin, C. Laurin, and P. Cannard, 2003 : Retour d-expérience des crues de Septembre 2002 dans les départements du Gard, de l-Hérault, du Vaucluse, des Bouches du Rhône, de l-Ardèche et de la Drome. *Rapport de l'Inspection Générale de l'Environnement, Ministère de l'énergie et du développement durable*, 133p.
- Jasper, K. and P. Kaufmann, 2003 : Coupled runoff simulations as validation tools for atmospheric models at the regional scale . *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **129**, 673–692.
- Johnson, C. and R. Swinbank, 2009 : Medium-range multi-model ensemble combination and calibration. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **135**, 777–794.
- Kain, J. and J. Fritsch, 1993 : Convective parametrization for mesoscale models : The Kain-Fritsch scheme. *The Representation of Cumulus in numerical models, Meteorological Monogram*, **46**, 165–177.
- Komma, J., C. Reszler, G. Bloschl, and T. Haiden, 2007 : Ensemble prediction of floods catchment non-linearity and forecasts probabilities . *Natural Hazards Earth Science System*, **7**, 431–444.
- Koster, R., M. Suarez, A. Ducharne, S. M., and P. Kumar, 2000 : A catchment-based approach to modelling land surface processes in a GCM. Part I : Model structure . *Journal of Geophysical Research*, **105**, 24809–24822.
- Kouwen, N., E. Soulis, A. Pietroniro, J. Donald, and R. Harrington, 1993 : Grouping Response Units for Distributed Hydrologic Modelling. *ASCE Journal of Water Resources Planning and Management*, **119**, 289–305.
- Lafore, J., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fisher, P. Hereil, P. Mascart, V. Masson, J. Pinty, J. Redelsperger, E. Richard, and V.-G. de Arellano J., 1998 : The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I : Adiabatic Formulation and Control Simulation. *Annales Geophysicae*, **16**, 90–109.
- Lamb, R., K. Beven, and S. Myrabo, 1998 : Use of spatially distributed water table observations to constrain uncertainty in a rainfall-runoff model. *Advances in Water Resources*, **22**, 305–317.
- Laurantin, O., 2008 : ANTILOPE : hourly rainfall analysis merging radar and raingauges

- data. *Proceedings of Weather Radar and Hydrology Conference 2008, Grenoble.*
- Le Lay, M. and G. Saulnier, 2007 : Exploring the signature of spatial variabilities in flash flood events : Case of the 8-9 september 2002 Cévennes-vivarais catastrophic event. *Geophysical Research Letters*, **34**.
- Lebeaupin, C., V. Ducrocq, and H. Giordani, 2006 : Sensitivity of Mediterranean torrential rain events to the Sea Surface Temperature based on high-resolution numerical forecasts. *Journal of Geophysical Research*, **111**, 12110 10.1029/2005JD006541.
- Lebel, T. and J. Laborde, 2006 : A geostatistical approach for areal rainfall statistics assessment. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, **2**, 245–261.
- Ledoux, E., G. Girard, and V. J.P., 1984 : Proposition d'un modèle couplé pour la simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. *La Houille Blanche*, **1**.
- Lemoigne, P., 2002 : Description de l'analyse des champs de surface sur la France par le système SAFRAN. *Note de centre GMME, Meteo-France*.
- Levenberg, K., 1944 : A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. *The Quarterly of Applied Mathematics*, **2**, 164-168.
- Li, X., D. Weller, and T. Jordan, 2010 : Watershed model calibration using multi-objective optimization and multi-site averaging. *Journal of Hydrology*, **380**, 277-288.
- Liang, X., 1994 : A Two-Layer Variable Infiltration Capacity Land Surface Representation for General Circulation Models . *Water Resources Series*, 208 pp.
- Lin, Y., S. Chiao, T. Wang, M. Kaplan, and W. R.P., 2001 : Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Weather and Forecasting*, **16**, 633–660.
- Llasat-Botija, L. M. C., M. and L. López, 2007 : Natural Hazards and the press in the western Mediterranean region . *Advances in Geosciences*, **12**, 81–85.
- Llort, X., C. Velasco-Forero, J. Roca-Sancho, and D. Sempere-Torres, 2008 : Characterization of uncertainty in radar-based precipitation estimates and ensemble generation. *Fifth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, **12**.
- Lohmann, D., R. Nolte-Holube, and E. Raschke, 1996 : A large-scale horizontal routing model to be coupled to land surface parametrization schemes. . *Tellus*, **48**, 708–721.
- Lorentz, E., 1963 : Deterministic nonperiodic flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **20**, 130–141.
- Ludwig, R., S. Taschner, and W. Mauser, 2003 : Modelling floods in the Ammer catchment : limitations and challenges with a coupled meteo-hydrological model approach. . *Hydrology and Earth System Sciences*, **7**, 833–847.
- Mackay, N., R. Chandler, C. Onof, and H. Wheater, 2001 : Dissaggregation of spatial rainfall fields for hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences*, **5**, 165–173.
- Mahfouf, J. and J. Noilhan, 1996 : Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology*, **35**, 987–992.
- Makhoul, Z., 1994 : Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. . *Thèse de Doctorat de l'Université Paris XI Orsay*, 426 p.
- Mantovan, P. and E. Todini, 2000 : Hydrological forecasting uncertainty assessment : Incoherence of the GLUE methodology. *Journal of Hydrology*, **330**, 368–381.
- Manus, C., S. Anquetin, I. Braud, J.-P. Vandervaere, J.-D. Creutin, P. Viallet, and E. Gaume, 2009 : A modelling approach to assess the hydrological response of small Mediterranean catchments to the variability of soils characteristics in a context of extreme events. *Hydrology and Earth System Sciences*, **13**, 79–97.

- Marchandise, A., 2007 : Modélisation hydrologique distribuée sur le Gardon d'Anduze ; étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques.. *Thèse de Doctorat, Université Montpellier II*.
- Marsigli, C., F. Bocanera, A. Montani, and T. Paccagnella, 2005 : The COSMO-LEPS mesoscale ensemble system : validation of the methodology and verification. *Nonlinear Processes in Geophysics*, **12**, 527–536.
- Martin, E., 1988 : Etude expérimentale des flux de chaleur au dessus de la neige. *Rapport de DEA, Université Scientifique et Médicale de Grenoble*.
- Marty, R., 2010 : Prévision hydrologique d'ensemble adaptée aux bassins à crue rapide. Elaboration de prévisions probabilistes de précipitations à 12 et 24 h. Désagrégation horaire conditionnelle pour la modélisation hydrologique. Application à des bassins de la région Cévennes Vivarais . *Thèse de doctorat de l'Université de Grenoble*.
- Massacand, A., H. Wernli, and D. H.C., 1998 : Heavy precipitation on the Alpine southside : An upper- level precursor. *Geophysical Research Letters*, **25**, 1435–1438.
- Masson, V., 2000 : A physically based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary Layer Meteorology*, **94**, 357–397.
- Masson, V., J. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet, and R. Lacaze, 2003 : A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models. *Journal of Climate*, **16**, 1261–1282.
- McKay, M., R. Beckman, and W. Conover, 1979 : A comparison of three methods for selecting values of input variables in the analysis of output from a computer code. *Technometrics*, **21**, 239–245.
- McMichael, C., A. Hope, and H. Loaiciga, 2006 : Distributed hydrological modeling in California semi-arid shrublands : MIKE SHE model calibration and uncertainty estimation. *Journal of Hydrology*, **317**, 307–324.
- Melone, F., F. Barbetta, T. Diomedè, S. Peruccacci, M. Rossi, A. Tessarollo, and M. Verdecchia, 2005 : Review and selection of hydrological models-Intergration of hydrological models and meteorological inputs. *Resulting from WP1, Action 13, RISK AWARE - INTERREG III B -CADSES*, 34p.
- Meyles, E., A. William, L. Ternan, and J. Dowd, 2003 : Runoff generation in relation to soil moisture patterns in a small Dartmoor catchment, Southwest England. *Hydrological Processes*, **17**, 251–264.
- Michel, C., 1983 : Hydrologie appliquée aux petits bassins versants ruraux. *La Houille Blanche*, **1**, 39–44.
- Michel, C., 1989 : Hydrologie appliquée aux petits bassins versants ruraux., 429p.
- Mironov, D. V., 2008 : Parameterization of lakes in numerical weather prediction. Description of a lake model. *COSMO Technical Report*, **11**.
- Mlawer, E. J., S. Taubman, P. Brown, M. Iacono, and C. S.A., 1997 : Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 663–682.
- Molteni, F., R. Buizza, T. Palmer, and T. Petroliagis, 1996 : The ECMWF Ensemble Prediction System : methodology and validation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **122**, 73–119.
- Montanari, A., 2005 : Large sample behaviors of the generalized likelihood uncertainty estimation (GLUE) in assessing the uncertainty of rainfall-runoff simulation. *Water Resource*

- Research*, **41**.
- Morel, S., 2002 : Modélisation à l'échelle régionale des bilans énergétique et hydrique de surface et des débits ; application au bassin Adour-Garonne. *Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, France*, **122**.
- Moulin, L., E. Gaume, and C. Obled, 2009 : Uncertainties on mean areal precipitation : assessment and impact on streamflow simulations. *Hydrology and Earth System Sciences*, **13**, 99–114.
- Muleta, M. and J. Nicklow, 2005 : Sensitivity and uncertainty analysis coupled with automatic calibration for a distributed watershed model. *Journal of Hydrology*, **306**, 127–145.
- Murphy, A., 1973 : A new vector partition of the probability score. *Journal of Applied Meteorology*, **12**, 595–600.
- Nascimento, N., 1995 : Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'action anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. *Thèse de Doctorat, CERGRENE/ENPC, Paris*, 550p.
- Nash, J., 1959 : Systematic determination of unit hydrograph parameters. . *Journal of Geophysical Research*, **64**.
- Nash, J. E. and J. V. Sutcliffe, 1970 : River flow forecasting through conceptual models, Part I : A discussion of principles . *Journal of Hydrology*, **10**, 282–290.
- Niu, G. and Z. Yang, 2003 : The versatile integrator of surface atmospheric processes, Part II : evaluation of three topography-based runoff schemes . *Global Planet Change*, **38**, 191–208.
- Noilhan, J. and P. Laccarrère, 1995 : GCM gridscale evaporation from mesoscale modeling. *Journal of Climate*, **8**, 206–223.
- Noilhan, J. and S. Planton, 1989 : A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, **117**, 536–549.
- Norbiato, D., M. Borga, S. Degli Esposti, E. Gaume, and S. Anquetin, 2008 : Flash flood warning based on rainfall thresholds and soil moisture conditions : an assessment for gauged and ungauged basins. *Journal of Hydrology*, **362**, 274–290.
- Nuissier, O., V. Ducrocq, D. Ricard, C. Lebeaupin, and S. Anquetin, 2008 : A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I : Numerical framework and synoptic ingredients. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, **134**, 111.
- Nuissier, O., B. Joly, A. Joly, and V. Ducrocq, 2010 : A statistical downscaling to identify the large scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern France. *submitted to Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Obled, C., G. Bontron, and R. Garcon, 2002 : Quantitative Precipitation forecast : a statistical adaptation of model outputs through an analogues sorting approach. *Atmospheric Research*, **63**, 303–324.
- Palmer, T. N., 2000 : Predicting uncertainty in forecasts of weather and climate. *Reports on Progress in Physics*, **63**, 71–116.
- Palmer, T. N., G. Shutts, R. Hagedorn, F. Doblas-Reyes, T. Jung, and L. M., 2005 : Representing model uncertainty in weather and climate prediction. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **33**, 163–193.
- Pellarin, T., J. Calvet, and W. Wagner, 2006 : Evaluation of ERS scatterometer soil moisture products over a half-degree region in southeastern France. *Geophysical Research Letters*, **33**, doi :10.1029/2006GLO27231.
- Pellarin, T., G. Delrieu, G. Saulnier, H. Andrieu, B. Vignal, and J. Creutin, 2002 : Hydrologic

- Visibility of Weather Radar Systems Operating in Mountainous Regions : Case Study for the Ardeche Catchment (France). *Journal of Hydrometeorology*, **3**, 539–555.
- Pellenq, J., 2002 : Couplage de la modélisation hydrologique avec la modélisation des Transferts Sol-Végétation-Atmosphère. Application à la spatialisation de données du satellite SMOS. *Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, France..*
- Pellenq, J., J. Kalma, G. Boulet, G. M. Saulnier, S. Wooldridge, Y. Kerr, and A. Chehbouni, 2003 : A disaggregation scheme for soil moisture based on topography and soil depths. *Journal of Hydrology*, **276**, 112–127.
- Philipp, A., G. Schmitz, T. Krube, N. Schutze, and J. Cullmann, 2008 : Flash Flood Forecasting Combining Meteorological Ensemble Forecasts and Uncertainty of Initial Hydrological Conditions. *Australian Journal of Water Resources*, **12**, 257–267.
- Pierce, C., C. Collier, P. Hardaker, and C. Haggett, 2000 : GANDOLF : a system for generating automated nowcasts of convective precipitation. *Meteorological Applications*, **7**, 341–360.
- Pietroniro, A., V. Fortin, N. Kouwen, C. Neal, R. Turcotte, B. Davison, D. Verseghy, E. Soulis, R. Caldwell, N. Evora, and P. Pellerin, 2007 : Development of the mesh modelling system for hydrological ensemble forecasting of the Laurentian great lakes at the regional scale. *Hydrology and Earth System Sciences*, **11**, 1279–1294.
- Pinty, J. and P. Jabouille, 1998 : A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitations. Proc. *Conf. of Cloud Physics, Everett, WA, USA, Amer. Meteor. soc.*, 217–220.
- Poincaré, H., 1914 : Science et Méthode, 71–74.
- Quintana-Seguí, P., E. Martin, F. Habets, and J. Noilhan, 2008 : Improvement, calibration and validation of a distributed hydrological model over France. *Hydrology and Earth System Sciences*, **5**, 1319–1370.
- Rebora, N., L. Ferraris, J. von Hardenberg, and A. Provenzale, 2005 : RainFARM : Rainfall Downscaling by a Filtered autoregressive model . *Journal of Hydrometeorology*, **7**, 724–738.
- Redelsperger, J. and G. Sommeria, 1981 : Méthode de représentation de la turbulence d'échelle inférieure à la maille pour un modèle tri-dimensionnel de convection nuageuse. *Boundary Layer Meteorology*, **21**, 509–530.
- Reichle, R. H., J. Walker, R. Koster, and P. Houser, 2002 : Extended versus Ensemble Kalman Filtering for Land Data Assimilation. *Journal of HydroMeteorology*, **3**, 728–740.
- Ricard, D., 2002 : Initialisation et assimilation de données à méso -échelle pour la prévision à haute résolution des pluies intenses de la région Cévennes - Vivarais. *Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier - Toulouse, France.*
- Ricardson, D., 2000 : Skill and relative economic value of the ECMWF ensemble prediction system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126**, 649–667.
- Riosalido, R., 1990 : Chararterization of mesoscale convective systems by satellite pictures during PREVIMET MEDITERRANEO-89. *Proc. Segundo Simposio National de Predication, Madrid, Spain, Instituto Nacional de METEOROLOGIA*, 135–148.
- Rivrain, J., 1997 : Les épisodes orageux à précipitations extrêmes sur les régions Méditerranéennes de la France. *Phénomènes remarquables N°4*.
- Robbins, G. and C. Collier, 2005 : Assessing error in hydrological and hydraulic model output flows. *Atmospheric Science Letters*, **6**, 47–53.
- Robock, A., K. Y. Vinnikov, J. K. Srinivasan, J. K. Entin, S. E. Hollinger, N. A. Sperens-

- kaya, S. Liu, and A. Namkhai, 2000 : The global soil moisture data bank. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **81**, 1281–1299.
- Rousset, F., F. Habets, E. Gomez, P. Le Moigne, S. Morel, J. Noilhan, and E. Ledoux, 2004 : Hydro-meteorological modeling of the Seine basin using the SAFRAN-ISBA-MODCOU system. . *Journal of Geophysical Research*, **109**, D14105, doi : 10.1029/2003JD004403.
- Rousset-Regimbeau, F., 2007 : Modélisation des bilans de surface et des débits sur la France, application à la prévision d'ensemble des débits. *PhD thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, France*.
- Rousset-Regimbeau, F., F. Habets, and E. Martin, 2006 : Ensemble streamflow forecast over the entire France . *Geophysical research abstracts*, **8**.
- Rüdiger, C., 2006 : Streamflow Data Assimilation for Soil Moisture Prediction. *PhD thesis, Dept. of Civil and Environmental Engineering, The University of Melbourne*, 414pp.
- Rüdiger, C., G. Hancock, H. M. Hemakumara, B. Jacobs, J. D. Kalma, C. Martinez, M. Thyer, J. P. Walker, T. Wells, and G. R. Willgoose, 2007 : Goulburn River experimental catchment data set. *Water Resources Research*, **43**, 1–10.
- Sattler, K. and H. Feddersen, 2005 : Limited-area short-range ensemble predictions targeted for heavy rain in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences*, **9**, 300–312.
- Saulnier, G. and R. Datin, 2004 : Analytical solution to a bias in a TOPMODEL framework balance. *Hydrological Processes*, **18**, 1195–1218.
- Saulnier, G., C. Obled, and K. Beven, 1997 : Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, **202**, 158–172.
- Schaake, J., T. Hamill, R. Buizza, and C. M., 2007 : HEPEX : the Hydrometeorological Ensemble Prediction EXperiment. *Journal of HydroMeteorology*, **88**, 1541–1547.
- Schroter, K., X. llort, C. Velasco-Forero, M. Ostrowski, and D. Sempere-Torres, 2010 : Implications of radar rainfall estimates uncertainty on distributed hydrological model predictions . *Atmospheric Research*, **in press**.
- Seity, Y., P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bernard, F. Bouttier, C. Lac, and V. Masson, 2010 : The AROME-France convective scale operational model. *Monthly Weather Review*.
- Sellers, P., Y. Mintz, Y. Sud, and A. Dachler, 1986 : A simple biopshere model (SiB) for use within general circulation models. . *Journal of the Atmospheric Sciences*, **46**, 505–531.
- Seo, D., V. Koren, and N. Cajina, 2003 : Real-Time Variational Assimilation of Hydrologic and Hydrometeorological Data into Operational Hydrologic Forecasting. *Journal of Hydrometeorology*, **4**, 627–641.
- Seo, D., S. Perica, E. Welles, and J. Schaake, 2005 : Simulation of precipitation fields from probabilistic quantitative precipitation forecast . *Journal of Hydrology*, **239**, 203–229.
- Seuffert, G., P. Gross, C. Simmer, and E. Wood, 2002 : Influence of Hydrologic Modeling on the Predicted Local Weather : Two-Way Coupling of a Mesoscale Weather Prediction Model and a Land Surface Hydrologic Model. . *Journal of Hydrometeorology*, **3**, 505–523.
- Sevruk, B., 1996 : Adjustment of tipping-bucket precipitation gauge measurements. *Atmospheric Research*, **42**, 237–246.
- Siccardi, F., 1996 : Rainstorm hazards and related disasters in the Western Mediterranean region. *Remote Sensing Reviews*, **14**, 5–21.
- Sivapalan, M., K. Beven, and E. Wood, 1987 : On hydrologic similarity :2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resources Research*, **23**, 2266–2278.
- Sorooshian, S. and V. Gupta, 1995 : Model calibration. Computer model of watershed hydrology. *Water resource publications*, 23–68.

- Stein, J., E. Richard, L. J.P., J. Pinty, A. N., and S. Cosma, 2000 : High-resolution non-hydrostatic simulations of flash-flood episodes with grid-nesting and ice-phase parametrization. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **72**, 203–221.
- Stieglitz, M., D. Rind, J. Famiglietti, and C. Rosenzweig, 2005 : An efficient approach to modelling the topographic control of surface hydrology for regional and global climate modelling. *Journal of Climate*, **10**, 118–137.
- Szturc, J., K. Osrodka, A. Jurczyk, and L. Jelonek, 2008 : Concept of dealing with uncertainty in radar-based data for hydrological purposes. *Natural Hazards and Earth System Science*, **8**, 267–279.
- Tabary, P., 2007 : The new French operational radar rainfall product : Part I, Methodology. *Weather and forecasting*, **22**, 393–408.
- Tabary, P., J. Desplats, K. Dokhac, F. Eidelman, C. Guéguen, and J. Heinrich, 2007 : The new French operational radar rainfall product : Part II, Validation. *Weather and forecasting*, **22**, 409–427.
- Theis, S., A. Hense, and U. Damrath, 2005 : Probabilistic precipitation forecast from a deterministic model : a pragmatic approach. *Meteorological Applications*, **12**, 257–268.
- Thielen, J., J. Bartholomes, M. Ramos, M. Kalas, and A. de Roo, 2007 : The European Flood Alert System : early flood warning based on ensemble prediction system products. *3rd HEPEX workshop, Book of abstracts*, 111–115.
- Thielen, J., J. Schaake, R. Hartman, and R. Buizza, 2008 : Aims, challenges and progress of the Hydrological Ensemble Prediction EXperiment (HEPEX) following the thrid HEPEX workshop head in Stresa 27 to 29 June 2007. *Atmospheric Science Letters*, **9**, 29–35.
- Thirel, G., 2009 : Amélioration de la prévision d'ensemble des débits sur la France de SAFRAN-ISBA-MODCOU. *Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, France*.
- Thirel, G., F. Rousset-Regimbeau, E. Martin, and F. Habets, 2008 : On the impact of short range meteorological forecasts for ensemble streamflow predictions. *Journal of Hydrometeorology*, **9**, 1301–1317.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1997 : Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method. *Monthly Weather Review*, **125**, 3297–3319.
- Tramblay, Y., C. Bouvier, C. Martin, J. Didon-Lescot, D. Todorovik, and J. Domergue, 2010 : Assessment of initial soil moisture conditions for event-based rainfall/runoff modelling. *Journal of Hydrology*, **387**, 176–187.
- Van de Vyver, H. and E. Roulin, 2009 : Scale-recursive estimation for merging precipitation data from radar and microwave cross-track scanners. *Journal of Geophysical Research*, **114**, doi :10.1029/2008JD010709.
- Verseghy, D., 2000 : The Canadian Land Surface Scheme (CLASS) : Its history and future. *Atmosphere-Ocean*, **38**, 1–13.
- Viallet, P., S. Debionne, I. Braud, J. Dehotin, R. Haverkamp, Z. Saâdi, S. Anquetin, F. Branger, and N. Varado, 2006 : Towards multi-scale integrated hydrological models using the LIQUID framework. *Proceedings of the 7th International Conference on Hydroinformatics*.
- Vié, B., O. Nuissier, and V. Ducrocq, 2010 : Cloud-resolving ensemble simulations of heavy precipitation events : uncertainty on initial conditions and lateral boundary conditions. *Monthly Weather Review, accepted*.
- Vincendon, B., V. Ducrocq, G. Saulnier, L. Bouilloud, K. Chancibault, F. Habets, and J. Noil-

- han, 2010 : Benefit of coupling the ISBA land surface model with a TOPMODEL hydrological model dedicated to Mediterranean flash floods . *Journal of Hydrology*, **394**, 256–266.
- Viviroli, D., M. Zappa, J. Gurtz, and R. Weingartner, 2009 : An introduction to the hydrological modelling system PREVAH and its pre- and post-processing-tools. *Environmental Modelling and Software*, **24**, 1209–1222.
- Vogel, R., J. Stedinger, R. Batchelder, and S. Lee, 2008 : Appraisal of the Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (GLUE) method. *Water Resources Research*, **44**, doi :10.1029/2008WR006822.
- Von Hardenberg, J., L. Ferraris, N. Rebora, and P. A., 2007 : Meteorological uncertainty and rainfall downscaling. . *Nonlinear Processes in Geophysics*.
- Vrugt, J., C. ter Braak, H. Gupta, and R. B., 2009 : Equifinality of Formal (DREAM) and Informal (GLUE) Bayesian Approaches in Hydrologic Modeling . *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, **23**, 1011–1026.
- Walko, R. L., L. E. Band, J. Baron, T. Kittel, R. Lammers, T. Lee, D. Ojima, R. Pielke, C. Taylor, C. Tague, C. Tremback, and P. Vidale, 2000 : Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling . *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **39**, 931–944.
- Warrach, K., M. Stieglitz, H.-T. Mengelkamp, and E. Raschke, 2002 : Advantages of a topography controlled runoff simulation in a Soil-Vegetation-Atmosphere transfer Model. . *Journal of Hydrometeorology*, **3**, 131–148.
- Wernli, H., M. Paulat, M. Hagen, and F. C., 2008 : SAL-A novel quality measure for the verification of quantitative precipitation forecasts. *Monthly Weather Review*, **136**, 4470–4487.
- White, L., B. Vieux, D. Armand, and F. LeDimet, 2003 : Estimation of optimal parameters for a surface hydrology model. *Advances in Water Resources*, **26**, 337–348.
- Wigmosta, M., L. Vail, and D. Lettenmaier, 2000 : A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*, **30**, 1665–1679.
- Wilks, D., 1995 : Statistical methods in the Atmospheric sciences : An introduction. *Academic Press*, 467pp.
- Wood, E., D. Lettenmaier, and V. Zartarian, 1992 : A land surface hydrology parametrisation with subgrid variability for General Circulation Models. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 2717–2728.
- Xuan, Y., I. Cluckie, and Y. Wang, 2009 : Uncertainty analyses and hydrological ensemble forecasts in a distributed model utilising short range rainfall prediction. *Hydrology and Earth System Sciences*, **13**, 293–303.
- Yates, E., S. Anquetin, V. Ducrocq, J. Cretin, D. Ricard, and K. Chancibault, 2006 : Point and areal validation of forecasted precipitation fields. *Meteorological Applications*, **13**, 1–20.
- Young, P., 2002 : Advances in real-time flood forecasting. *Philosophical Trans. Royal Society, Physical and Engineering Sciences*, **360**, 1433–1450.
- Zaitchik, B., M. Rodell, and R. Reichle, 2008 : Assimilation of GRACE Terrestrial Water Storage Data into a Land Surface Model : Results for the Mississippi River Basin. *Journal of HydroMeteorology*, **9**, 535–548.
- Zappa, M., K. Beven, M. Bruen, K. Kok, E. Martin, P. Nurmi, B. Orfila, E. Roulin, K. Schröter, A. Seed, B. Szturc, B. Vehviläinen, U. Germann, and A. Rossa, 2009 : Propagation of uncertainty from observing systems and NWP into hydrological models : COST-731 Working Group 2. *Atmospheric Science Letters*, **11**, 83–91.

- Zehe, E., R. Becker, A. Bárdossy, and E. Plate, 2005 : Uncertainty of simulated catchment runoff response in the presence of threshold processes : Role of initial soil moisture and precipitation . *Journal of Hydrology*, **315**, 183–202.
- Zin, I., 2002 : Incertitudes et ambiguïté dans la modélisation hydrologique. Discussion, développements méthodologiques et application à l'hydrologie de crue en Ardèche. *Thèse de doctorat de l'Institut National Polytechnique, Grenoble, France*.

Annexe A

Vérification des prévisions

La notion de vérification implique la recherche d'une dépendance statistique entre un jeu de prévisions et des observations de référence. Les méthodes de vérification diffèrent selon que l'on souhaite vérifier une prévision déterministe ou des prévisions ensemblistes. En effet, lorsque l'on réalise la vérification d'une prévision déterministe, la problématique consiste à comparer un objet prédit à un objet de référence de même nature. Ce n'est pas le cas pour la vérification de prévisions d'ensemble puisque l'objet prévu est alors une probabilité d'occurrence, ou un ensemble de valeurs possibles. Ainsi, en prévision déterministe, si on prévoit un débit de $500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ à Boucoiran le 20 septembre à 9h00, on pourra *a posteriori* comparer cette valeur à celle effectivement relevée. Si on réalise, maintenant, une prévision probabiliste, et si 70% des membres de cette prévision donnent un débit compris entre $400 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et $700 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ à Boucoiran le 20 septembre à 9h00, cette information est beaucoup plus difficile à vérifier. Si la valeur observée atteint les $500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, peut-on dire que la prévision était correcte ? Dans ce chapitre, on se propose de décrire quelques méthodes de vérification d'abord pour des prévisions déterministes, puis pour des prévisions probabilistes. Une première problématique pour appliquer ces méthodes est de disposer de données d'observations 'comparables' à celles prévues.

A.1 Comment comparer observations et prévisions ?

Dans cette thèse, on manipule deux types de variables très différentes. D'une part, on simule des débits de rivières à certains exutoires. On utilise souvent l'abréviation anglophone QDF pour Quantitative Discharge Forecast. Il s'agit là de valeurs ponctuelles qui peuvent donc être aisément comparées à des valeurs mesurées. D'autre part, on simule des précipitations qui sont cette fois des champs spatialisés. Pour la vérification des prévisions de quantité de pluie (souvent notées QPF de l'anglais Quantitative Precipitation Forecast), on dispose de mesures de pluies provenant de pluviomètres, de radars ou de satellites météorologiques. Le type de données utilisé dépend du type de modèle météorologique. Par exemple, les données satellites étant les seules pouvant fournir une couverture globale sont précieuses pour valider des sorties de modèles climatiques globaux. Dans notre cas, on utilise des modèles météorologiques à l'échelle convective, travaillant sur des domaines limités. Les données radar ou mesures de pluviomètre sont donc plus adaptées.

Les données issues des pluviomètres sont des valeurs ponctuelles qui ont donc une représentativité de quelques kilomètres. Dans le cas d'un modèle, les données en point de grille

représentent la valeur moyenne de la pluie sur la maille considérée. Pour un modèle dont la résolution dépasse les 10 kilomètres, il est donc nécessaire de moyennner les valeurs observées (par un pluviomètre ou issues de radars) sur les mailles où la densité des observations est suffisante. Si le modèle météorologique considéré a une résolution de 2,5 km, il devient possible de comparer directement les valeurs en point de grille à celles des pluviomètres. A ces incertitudes, s'ajoutent celles inhérentes à la nature bruitée des observations et à la localisation des structures pluvieuses. Pour limiter les effets de ces incertitudes, il est possible d'agrégier à la fois les champs prévus et observés pour une comparaison à une résolution plus lâche. Les vérifications peuvent aussi être effectuées après agrégation des prévisions et observations sur une surface donnée Yates *et al.* (2006). Ces vérifications surfaciques sont souvent utilisées en hydrologie où les pluies sont agrégées sur des bassins versants. Un inconvénient est l'atténuation des plus fortes pluies (Casati, 2004). Ceci peut en partie être évité en utilisant un filtrage par ondelettes (Briggs et Levine, 1997). Le problème avec ce type d'approche est qu'une structure pluvieuse prévue avec la bonne intensité pluvieuse mais décalée de plusieurs dizaines de kilomètres dans une direction conduira à une très forte sous estimation des pluies sur le bassin versant. L'erreur de localisation de la pluie est donc très pénalisante dans ce cas. Ce problème connu sous le nom de « double peine » (Anthès, 1983 ; Bougeault, 2003) est propre aux modèles météorologiques à haute résolution. Car ces derniers sont capables de simuler des structures de pluie de méso-échelle avec de forts gradients et des noyaux d'intense pluie. Des techniques adaptées de vérifications doivent alors être mises en place. Par exemple, Theis *et al.* (2005) utilisent les sorties directes du modèle Lokal Model et déduisent du champ de pluie au voisinage spatio-temporel d'un point une information probabiliste. Wernli *et al.* (2008) ont proposé une méthode basée sur des objets pluvieux et permettant d'évaluer trois types d'erreur (localisation, amplitude et structure).

A.2 Vérification de prévisions déterministes

La vérification des prévisions déterministes se fait classiquement en calculant des scores plus ou moins complexes et sensibles à différents aspects de la vérification (cf. ci dessus). Un document de l'OMM décrit ces scores pour la variable précipitations en particulier ("Recommendations for the Verification and Intercomparison of QPFS and PQPFS from operational NWP models", WWRP2009-1). On peut différencier les scores continus de ceux dits catégoriels.

A.2.1 Statistiques continus

Le plus classique en terme de vérification reste la comparaison point à point des prévisions et observations. Si F_i est la valeur de la prévision au point i et O_i celle de l'observation au point i , on peut calculer aisément les valeurs suivantes :

- le biais, permettant de mettre en évidence une sur(sous)-estimation systématique :

$$BIAS = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N F_i}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N O_i} \quad (\text{A.1})$$

Le biais varie entre 0 et $+\infty$, la valeur 1 correspondant à une prévision parfaite.

- l'erreur moyenne :

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i) \quad (\text{A.2})$$

L'erreur moyenne varie entre $-\infty$ et $+\infty$, la valeur 0 correspondant à une prévision parfaite.

- la root mean square error :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2} \quad (\text{A.3})$$

RMSE varie entre 0 et $+\infty$, la valeur 1 correspondant à une prévision parfaite.

- le coefficient de corrélation qui est sensible à la structure du champ de pluie mais pas à son amplitude :

$$R^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^N (F_i - \bar{F})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (F_i - \bar{F})^2(O_i - \bar{O})^2}} \right)^2 \quad (\text{A.4})$$

R^2 varie entre 0 et 1, la valeur 1 correspondant à une prévision parfaite.

- l'erreur absolue moyenne est plus souvent utilisée pour la vérification hydrologique :

$$AAPE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{F_i - O_i}{F_i} \right| \quad (\text{A.5})$$

AAPE varie entre 0 et $+\infty$, la valeur 0 correspondant à une prévision parfaite.

- le coefficient de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970) est le score le plus répandu pour la vérification de simulations de débits :

$$NASH = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (F_i - \bar{O})^2} \quad (\text{A.6})$$

NASH varie entre $-\infty$ et 1, la valeur 1 correspondant à une prévision parfaite.

D'autres scores sont plus spécifiques à l'évaluation de la fiabilité des prévisions de débits :

- la différence sur l'amplitude du pic de crue :

$$diff(Q) = \frac{Q_{obsmax} - Q_{simmax}}{Q_{obsmax}} * 100. \quad (\text{A.7})$$

où Q_{obsmax} et Q_{simmax} sont les amplitudes des pic de crue respectivement pour les observations et les prévisions $diff(Q)$ varie entre $-\infty$ et $+\infty$, la valeur 0 correspondant à une prévision parfaite.

- la différence sur le phasage des pics :

$$diff(T) = T_{obs} - T_{sim} \quad (\text{A.8})$$

où T_{obs} et T_{sim} sont les instants où le pic de crue survient à l'exutoire considéré respectivement pour les observations et les prévisions $diff(T)$ varie entre $-\infty$ et $+\infty$, la valeur 0 correspondant à une prévision parfaite.

- la différence sur le volume

$$diff(V) = \frac{V_{obs} - V_{sim}}{V_{obs}} * 100. \quad (\text{A.9})$$

où V_{obs} et V_{sim} sont les volumes d'eau sur les bassins respectivement pour les observations et les prévisions $diff(V)$ varie entre $-\infty$ et $+\infty$, la valeur 0 correspondant à une prévision parfaite.

Pour que ces scores soient significatifs, il faut que l'échantillon de couples prévision/observation soit suffisamment grand (Bougeault, 2003). Un inconvénient majeur de ces scores est de ne pas renseigner sur la nature de l'erreur. En effet, des erreurs de localisation ou sur la structure du champ de pluie même faibles entraînent des valeurs très mauvaises de ces scores puisque ces derniers comparent prévisions et observations au même endroit. Les scores catégoriels permettent d'atténuer cet effet.

A.2.2 Scores catégoriels

Ces scores sont basés sur des événements binaires, un événement correspondant au dépassement d'un seuil. Une table de contingence de dimension 2x2 peut alors être construite :

Évènement	Observé	Non observé	
Prévu	HI	FA	FY
Non prévu	MI	CR	FN
	OY	ON	N

TAB. A.1: Table de contingence pour les scores catégoriels

Les éléments de cette table sont :

- HI (hits) : événement observé correctement prévu
- MI (misses) : événement observé non prévu
- FA (false alarms) : événement prévu mais non observé
- CR(correct rejections) : événement non observé et non prévu

La somme de ces éléments est le nombre total de simulations, N . Les totaux partiels sont FY (forecast yes), FN (forecast no), OY (observed yes), ON (observed no).

Il est possible de mettre en évidence des caractéristiques de la performance de la prévision grâce à ces éléments. Les scores suivants sont calculés :

- Le biais fréquentiel est le rapport entre fréquence de prévision et fréquence d'observation.

$$FBIAS = \frac{HI + FA}{HI + MI} \quad (\text{A.10})$$

- FBIAS varie entre 0 et $+\infty$, la valeur 1 correspondant à une prévision parfaite.
- L'ACCuracy est la part de bonnes prévisions.

$$ACC = \frac{HI + CR}{N} \quad (\text{A.11})$$

ACC varie entre 0 et 1, la valeur 1 correspondant à une prévision parfaite.

- La probabilité de détection (POD) ou taux de succès mesure la part d'évènements observés bien prévus :

$$POD = \frac{HI}{HI + MI} \quad (\text{A.12})$$

POD varie entre 0 et 1, la valeur 1 correspondant à une prévision parfaite.

- Le rapport de fausses alarmes (FAR) donne la part d'évènements prévus qui n'ont pas été observés.

$$FAR = \frac{FA}{HI + FA} \quad (\text{A.13})$$

FAR varie entre 0 et 1, la valeur 0 correspondant à une prévision parfaite.

- La probabilité de fausse détection (POFD) (aussi appelé taux de fausses alarmes !) mesure la part d'évènements non observés mais prévus.

$$POFD = \frac{FA}{FA + CR} \quad (\text{A.14})$$

POFD varie entre 0 et 1, la valeur 0 correspondant à une prévision parfaite.

- Le « threat score » (TS), donne la part de tous les évènements observés ou prévus mais correctement prévus.

$$TS = \frac{HI}{HI + MI + FA} \quad (\text{A.15})$$

TS varie entre 0 et 1, la valeur 1 correspondant à une prévision parfaite.

- L' « equitable threat score » (ETS), ou Gilbert skill score, est un TS d'où on a retiré la part des bonnes prévisions due au hasard :

$$ETS = \frac{HI - HI_{random}}{HI + MI + FA - HI_{random}} \quad (\text{A.16})$$

avec

$$HI_{random} = \frac{1}{N} \cdot FY \cdot OY \quad (\text{A.17})$$

ETS varie entre -1/3 et 1, la valeur 1 correspondant à une prévision parfaite.

- Le Hanssen and Kuipers score (HK), connu également sous la dénomination « Pierce skill score » mesure la capacité du système de prévision à discriminer les cas observés de ceux non-observés. Il permet également de mesurer la valeur économique relative maximale possible basée sur un modèle coût/perte (Richardson, 2000).

$$HK = POD - POFD \quad (\text{A.18})$$

- Le Heidke skill score (HSS) donne la part de bonnes prévisions par rapport à celles obtenues par le hasard :

$$HSS = \frac{HI + CR - CR_{random}}{N - CR_{random}} \quad (\text{A.19})$$

avec

$$CR_{random} = \frac{1}{N} (FY \cdot OY + FN \cdot ON) \quad (\text{A.20})$$

HSS varie entre $-\infty$ et 1, la valeur 1 correspondant à une prévision parfaite.

- Le « odds ratio » (OR) donne le rapport entre les chances de succès sur celles de fausses alarme.

$$OR = \frac{HI \cdot CR}{FA \cdot MI} \quad (\text{A.21})$$

- Le « odds ratio skill score » (ORSS) est un OR normalisé.

$$ORSS = \frac{HI.CR - FA.MI}{HI.CR + FA.MI} \quad (\text{A.22})$$

ORSS varie entre 0 et $+\infty$, $+\infty$ correspondant à une prévision parfaite.

Une mesure orientée objet de la qualité des prévisions de précipitation a été développé par Wernli *et al.* (2008). Elle est décrite dans l'annexe de l'article 12.

A.3 Vérification de prévisions d'ensemble

Réaliser la vérification d'une prévision implique de disposer d'un échantillon conséquent. Ce point déjà limitant pour une prévision déterministe devient encore plus problématique en prévision d'ensemble. Il est nécessaire de disposer de nombreuses réalisations de prévisions d'ensemble et des observations associées pour se permettre de mettre en œuvre le calcul de ces scores probabilistes. Candille (2003) a estimé de façon théorique le nombre de réalisations nécessaires à la vérification d'un ensemble en fonction du nombre de membres de cet ensemble. Pour vérifier un ensemble de 10 membres, il faudrait 5000 prévisions indépendantes alors que 45000 seraient nécessaires pour un ensemble de 50 membres. Dans la pratique, les coûts numériques des systèmes de prévision d'ensemble sont tels que de telles séries ne sont pas disponibles. Les techniques de vérification sont néanmoins couramment utilisées sur des échantillons plus petits. Dans ce chapitre, les principaux scores utilisés pour vérifier les prévisions d'ensemble hydrologiques sont présentés.

La référence utilisée pour la vérification est en général fournie par l'observation. Dans la suite, on notera o_i la valeur de la référence à l'instant i .

A.3.1 Moyenne et dispersion

En premier lieu, un ensemble de prévisions peut être caractérisé par sa moyenne et sa dispersion autour de cette moyenne. L'écart Quadratique moyen (EQM) permet d'estimer l'erreur quadratique entre la moyenne de l'ensemble et la référence.

$$EQM = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (m_i - o_i)^2} \quad (\text{A.23})$$

où N est le nombre total d'instants considérés et m_i la moyenne des membres de l'ensemble à l'instant i . Cet EQM peut être normé par la moyenne des observations. Ce score est appelé Ratio-EQM.

$$Ratio-EQM = \frac{1}{\bar{o}} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (m_i - o_i)^2} \quad (\text{A.24})$$

La dispersion de l'ensemble est donnée par l'écart moyen des membres par rapport à la moyenne.

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (x_{k,i} - m_i)^2}} \quad (\text{A.25})$$

où n est le nombre de membres de l'ensemble et $x_{k,i}$ la valeur du membre k à l'instant i .

Si la dispersion est d'un ordre de grandeur bien supérieur à celui de l'EQM, cela signifie que l'ensemble est trop dispersif et n'apporte pas une information pertinente de prévision. Si elle est très inférieure à l'EQM, c'est que l'ensemble risque de ne pas englober l'observation. Une prévision d'ensemble informative aura des valeurs de sigma et EQM du même ordre de grandeur.

A.3.2 Statistiques probabilistes

BS et BSS

Le Brier Score (BS) (Brier (1950), Wilks (1995)) est très souvent utilisé en prévision probabiliste. Il quantifie la capacité d'un système à prévoir un événement binaire comme pour le calcul de scores catégoriels (cf. § A.2.2). On considère ici que l'observation o prend la valeur 1 si l'événement se produit, et 0 dans le cas contraire. Pour la prévision d'ensemble, on considère la probabilité p de l'événement c'est à dire la proportion des membres qui prévoient que le seuil sera dépassé.

$$BS = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (p_k - o_k)^2 \quad (\text{A.26})$$

où p_k est la probabilité avec laquelle l'événement a été prévu. BS varie entre 0 et $+\infty$, la valeur 0 correspondant à une prévision parfaite.

Le Brier Score peut être décomposé en trois termes (Murphy, 1973) : fiabilité (BS_{fiab}), résolution (BS_{res}) et incertitude (BS_{inc}). Pour se faire, l'échantillon des probabilités prévues est discrétisé en J catégories. Le nombre de cas dans la catégorie j est notée n_j . Ces catégories doivent être choisies de telle sorte que suffisamment d'observations soient incluses dans chaque intervalle. Ainsi on peut estimer correctement la fréquence relative d'occurrence du phénomène dans chacune des catégories \bar{o}_i . BS se décompose alors comme suit :

$$BS = BS_{fiab} - BS_{res} + BS_{inc} \quad (\text{A.27})$$

avec :

$$\left| \begin{array}{l} BS_{fiab} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^I N_i (p_i - \bar{o}_i)^2 \\ BS_{res} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^I N_i (\bar{o}_i - \bar{o})^2 \\ BS_{inc} = \bar{o}(1 - \bar{o}) \end{array} \right. \quad (\text{A.28})$$

BS_{fiab} est l'écart quadratique entre probabilité et fréquences observées dans chaque catégorie. Il permet d'évaluer la justesse des probabilités prévues. Un événement prévu m fois avec une probabilité p sera observé effectivement avec une fréquence p sur m cas.

La résolution est l'écart quadratique entre les fréquences observées dans chaque catégorie et la fréquence observée sur l'ensemble de l'échantillon. On accède ainsi à la capacité du système à séparer les classes de probabilité.

Le terme d'incertitude ne dépend pas des prévisions, il représente la variance des observations. Ainsi, il n'est pas possible de comparer des BS calculés sur des échantillons différents. Pour cela, on utilise plutôt le Brier Skill Score (BSS) qui permet de comparer le BS à un système de référence.

$$BSS = 1 - \frac{BS}{BS_{ref}} \quad (\text{A.29})$$

BSS aura une valeur négative si le système de prévision est moins bon que la référence. Un avantage du BSS est de permettre l'inter-comparaison de différents systèmes. Si la référence utilisée est une climatologie, on peut écrire le BSS en fonction des termes de fiabilité, résolution et incertitude. En effet, la climatologie conduit à une fiabilité parfaite (donc nulle) et à une résolution nulle également, donc $Bs_{ref} = incertitude$.

$$BS = \frac{Bs_{res} - Bs_{fiab}}{Bs_{inc}} \quad (\text{A.30})$$

RPS, RPSS, CRPS, CRPSS

Afin d'étendre le Brier Score à la vérification de la PDF prévue, on dispose du CRPS (pour Continuous Ranked Probability Score.)

$$CRPS(P, x_a) = \int_{-\infty}^{\infty} [P(x) - P_a(x)]^2 dx \quad (\text{A.31})$$

CRPS varie entre 0 et $+\infty$, la valeur 0 correspondant à une prévision parfaite.

Il permet de comparer l'intégralité de la fonction de distribution fournie par l'ensemble prévu aux observations. Il s'agit de la différence intégrée entre la densité de probabilité prévue et celle des observations. Le score de performance ("skill score") basé sur le CRPS est le CRPSS :

$$CRPSS = 1 - \frac{CRPS}{CRPS_{ref}} \quad (\text{A.32})$$

CRPSS varie entre $-\infty$ et 1, la valeur 1 correspondant à une prévision parfaite.

La formulation discrétisée du CRPS est le Ranked Probability Score (RPS). Il s'agit également d'une extension du Brier Score où on ne considère plus le dépassement d'un seuil donné mais celui de K-1 seuils. On a donc K classes de probabilités.

$$RPS = \frac{1}{K-1} \sum_{k=1}^K [Y_k - O_k]^2 \quad (\text{A.33})$$

où Y_k et O_k sont les distributions cumulées au seuil k RPS varie entre 0 et $+\infty$, la valeur 0 correspondant à une prévision parfaite. respectivement des prévisions et des observations. Le Ranked probability skill score (RPSS) situe le système à vérifier par rapport à une prévision de référence :

$$RPSS = 1 - \frac{RPS}{RPS_{ref}} \quad (\text{A.34})$$

RPSS varie entre $-\infty$ et 1, la valeur 1 correspondant à une prévision parfaite.

Scores catégoriels appliqués à la prévision d'ensemble

Les scores définis dans le paragraphe A.2.2 peuvent également être calculés pour une prévision d'ensemble. Pour se faire, il faut définir une condition pour considérer qu'un événement est prévu par l'ensemble. On décide que si un pourcentage minimum p de membres prévoit l'événement, alors celui ci est prévu. La valeur de p peut varier. Une table de contingence comme celle du paragraphe A.2.2 peut alors être réalisée et on peut calculer les mêmes scores (POD, FAR, POFD,...)

A.3.3 Représentations graphiques

Diagramme de fiabilité

Pour évaluer le biais d'une prévision, Wilks (1995) ou Hamil (1997) ont proposé une représentation graphique appelée diagramme de fiabilité. En abscisse, on y trouve les classes de probabilité prévue, en ordonnées les fréquences observées. Le nombre de fois où une classe de probabilité est utilisée dans le tracé est aussi indiqué pour renseigner sur la finesse du système. Il est représenté soit dans un histogramme associé soit sous forme de valeur numérique entre parenthèse à côté de chaque point.

Diagramme de rang

La fiabilité des prévision d'ensemble peut être renseignée via le diagramme de Talagrand ou diagramme de rang. Pour l'obtenir, les valeurs des membres de la prévision d'ensemble sont classés par ordre croissant et on compte le rang de la référence (en général l'observation) parmi ces valeurs (Hamil, 1997). Ce comptage se fait autant de fois que de couple observation/prévision d'ensemble. Pour un ensemble de n membres, l'histogramme de rang a donc $n+1$ classes. Pour une prévision d'ensemble parfaite, chacune de ces classes comprendrait le même nombre de cas. En effet, cela revient à dire que l'ensemble de valeurs prévues et les observations sont deux échantillons aléatoires de la même population. Ce n'est bien sûr pas le cas en général et la forme du diagramme de rang permet de qualifier les propriétés de la prévision d'ensemble.

Ainsi, un diagramme en U, caractérise un manque de variabilité de la prévision d'ensemble. Si au contraire, les rangs médians sont surreprésentés, c'est que la variabilité est trop forte. Un histogramme en L qui correspond à une surpopulation des rangs de gauche montre un biais positif de l'ensemble. Un diagramme en J montre, à l'inverse, un biais négatif.

Toutefois, ces conclusions sont à confirmer via d'autres scores présentées ci avant (RPSS par exemple) car le diagramme de rang ne permet pas de qualifier la résolution de l'ensemble.

Courbes ROC

Pour permettre une interprétation "conjointe" des scores catégoriels (cf. paragraphe A.2.2), on utilise la courbe "Relative Operating Characteristic" (ROC). Le taux de réussite (POD) y est représenté en fonction de la probabilité de fausse détection (POFD) et ce pour différents pourcentages p . Plus les courbes sont proches du coin haut gauche (qui correspond à POFD=0 et POD=1), meilleur est l'ensemble. En ajoutant à la courbe un point représentant les POD et POFD obtenus avec le modèle déterministe, on peut juger de la performance de l'ensemble par rapport à ce dernier. Un score synthétique associé à ces diagrammes ROC est l'aire sous la courbe *ROCA*.

Annexe B

**Couplage du schéma de surface ISBA et
du modèle hydrologique TOPMODEL
pour la prévision des crues-éclairs
méditerranéennes : description,
étalonnage et validation.**

Article paru dans Journal of Hydrometeorology : (Bouilloud *et al.*, 2009)

L'article a été retiré en respect des restrictions de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

Article paru dans Journal of Hydrometeorology : (Bouilloud *et al.*, 2009)

L'article a été retiré en respect des restrictions de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

Article paru dans Journal of Hydrometeorology : (Bouilloud *et al.*, 2009)

L'article a été retiré en respect des restrictions de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

Article paru dans Journal of Hydrometeorology : (Bouilloud *et al.*, 2009)

L'article a été retiré en respect des restrictions de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

Article paru dans Journal of Hydrometeorology : (Bouilloud *et al.*, 2009)

L'article a été retiré en respect des restrictions de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

Article paru dans Journal of Hydrometeorology : (Bouilloud *et al.*, 2009)

L'article a été retiré en respect des restrictions de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

Article paru dans Journal of Hydrometeorology : (Bouilloud *et al.*, 2009)

L'article a été retiré en respect des restrictions de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

Article paru dans Journal of Hydrometeorology : (Bouilloud *et al.*, 2009)

L'article a été retiré en respect des restrictions de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

Article paru dans Journal of Hydrometeorology : (Bouilloud *et al.*, 2009)

L'article a été retiré en respect des restrictions de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

Article paru dans Journal of Hydrometeorology : (Bouilloud *et al.*, 2009)

L'article a été retiré en respect des restrictions de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

Article paru dans Journal of Hydrometeorology : (Bouilloud *et al.*, 2009)

L'article a été retiré en respect des restrictions de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

Article paru dans Journal of Hydrometeorology : (Bouilloud *et al.*, 2009)

L'article a été retiré en respect des restrictions de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

Article paru dans Journal of Hydrometeorology : (Bouilloud *et al.*, 2009)

L'article a été retiré en respect des restrictions de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

Article paru dans Journal of Hydrometeorology : (Bouilloud *et al.*, 2009)

L'article a été retiré en respect des restrictions de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

Article paru dans Journal of Hydrometeorology : (Bouilloud *et al.*, 2009)

L'article a été retiré en respect des restrictions de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

Article paru dans Journal of Hydrometeorology : (Bouilloud *et al.*, 2009)

L'article a été retiré en respect des restrictions de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

Article paru dans Journal of Hydrometeorology : (Bouilloud *et al.*, 2009)

L'article a été retiré en respect des restrictions de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

Article paru dans Journal of Hydrometeorology : (Bouilloud *et al.*, 2009)

L'article a été retiré en respect des restrictions de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

Article paru dans Journal of Hydrometeorology : (Bouilloud *et al.*, 2009)

L'article a été retiré en respect des restrictions de reproduction imposées par l'entreprise éditrice de l'article.

Annexe C

Champs de pluies issus des prévisions d'ensemble à l'échelle convective

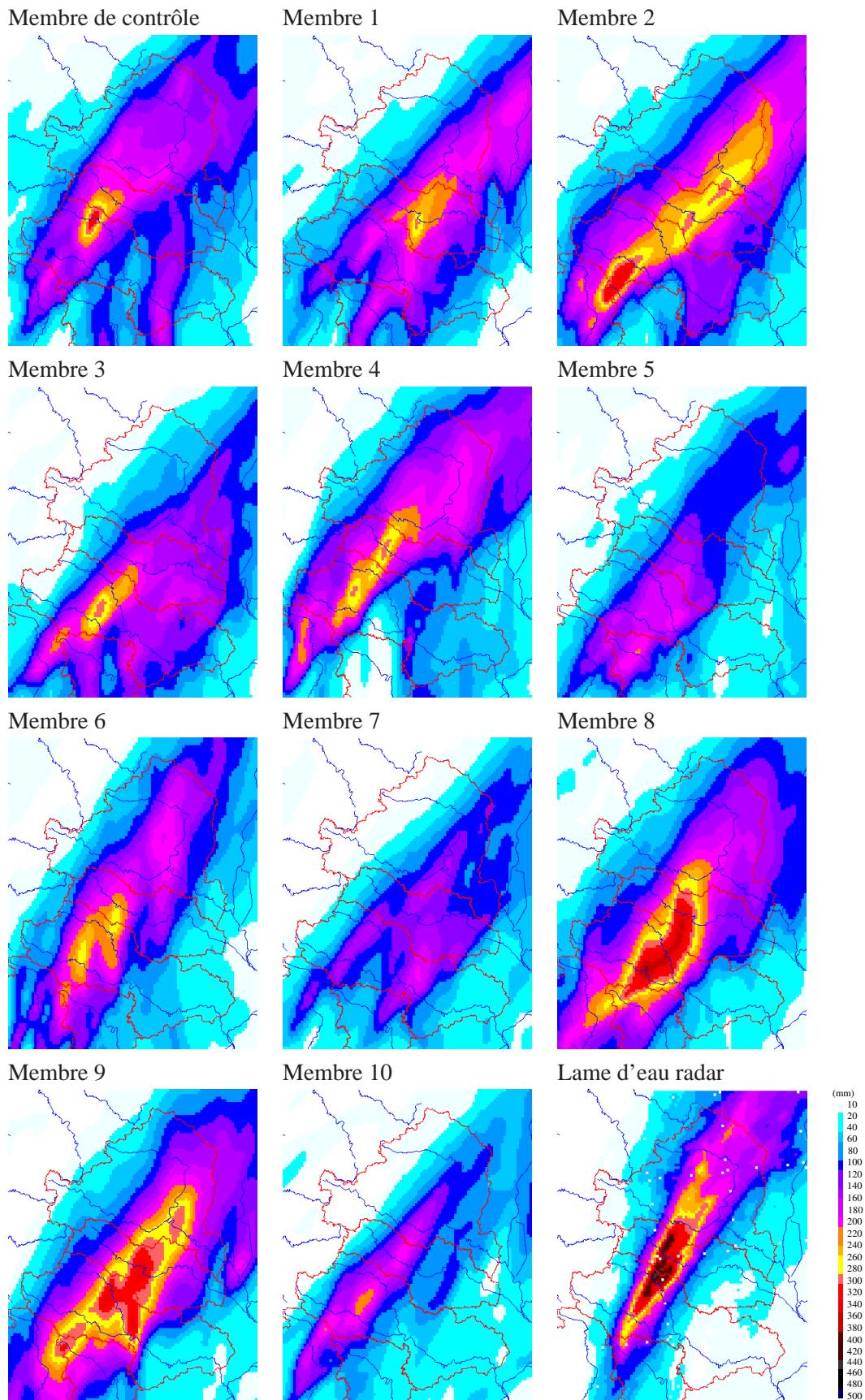


FIG. C.1: Cumuls de pluie (en mm) du 21/10/2008 à 12UTC au 22/10/2008 à 12UTC moyennés sur le domaine entier issus des différents membres de l'ensemble AROME-PEARP et de la lame d'eau radar (Observation).

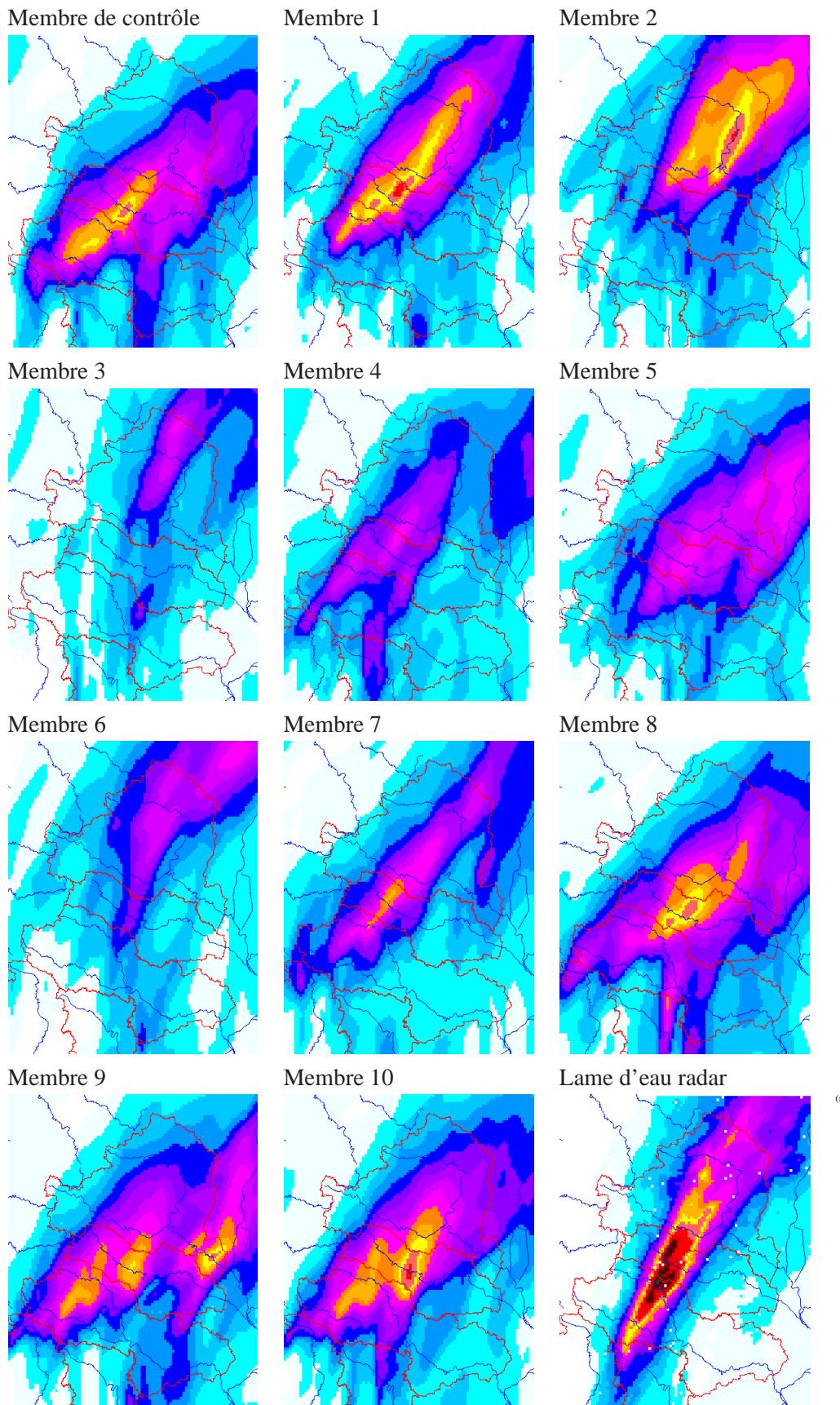


FIG. C.2: Cumuls de pluie (en mm) du 21/10/2008 à 12UTC au 22/10/2008 à 12UTC moyennés sur le domaine entier issus des différents membres de l'ensemble AROME-PERTOBS et de la lame d'eau radar (Observation).

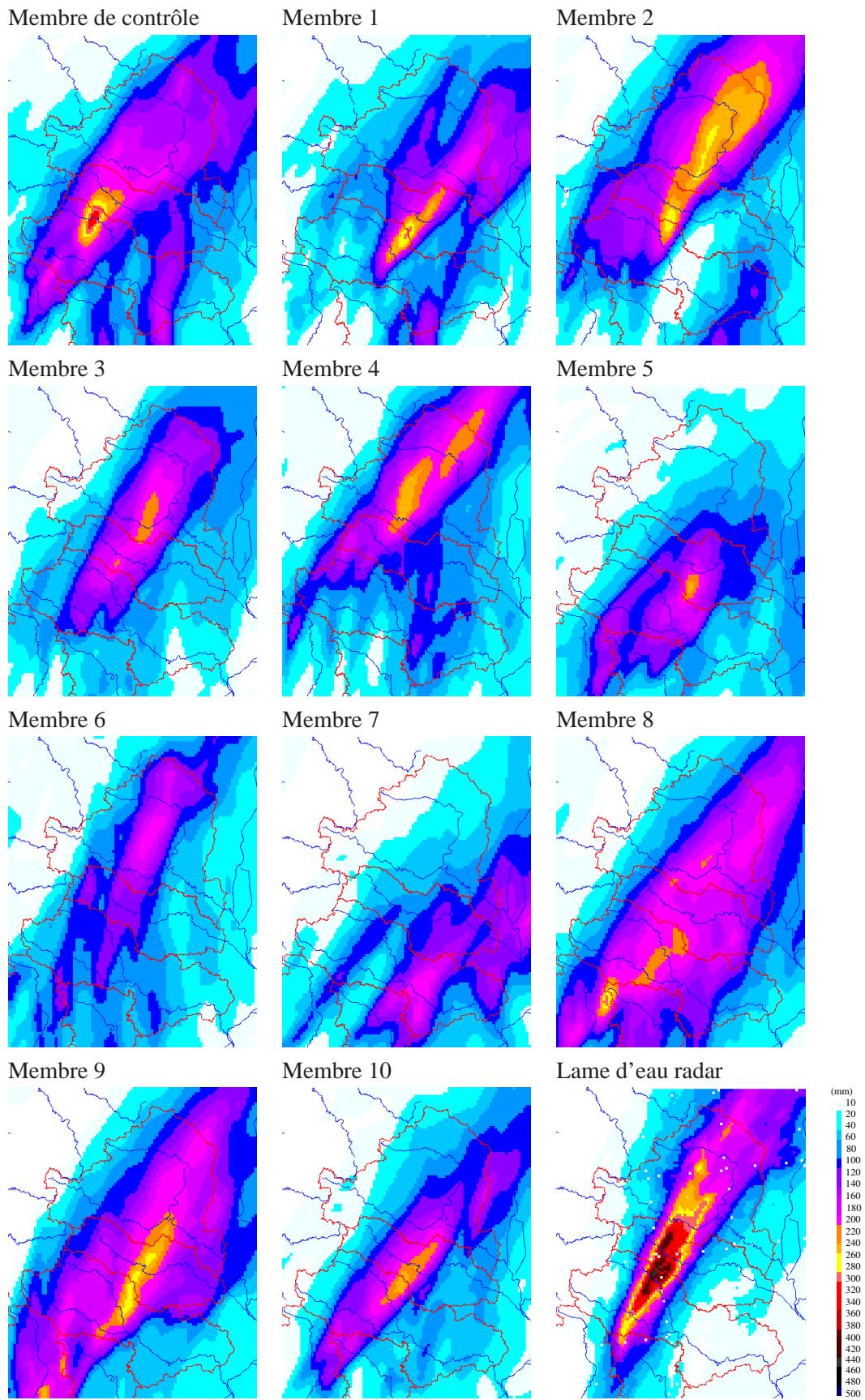


FIG. C.3: Cumuls de pluie (en mm) du 21/10/2008 à 12UTC au 22/10/2008 à 12UTC moyennés sur le domaine entier issus des différents membres de l'ensemble AROME-PECOMB et de la lame d'eau radar (Observation).

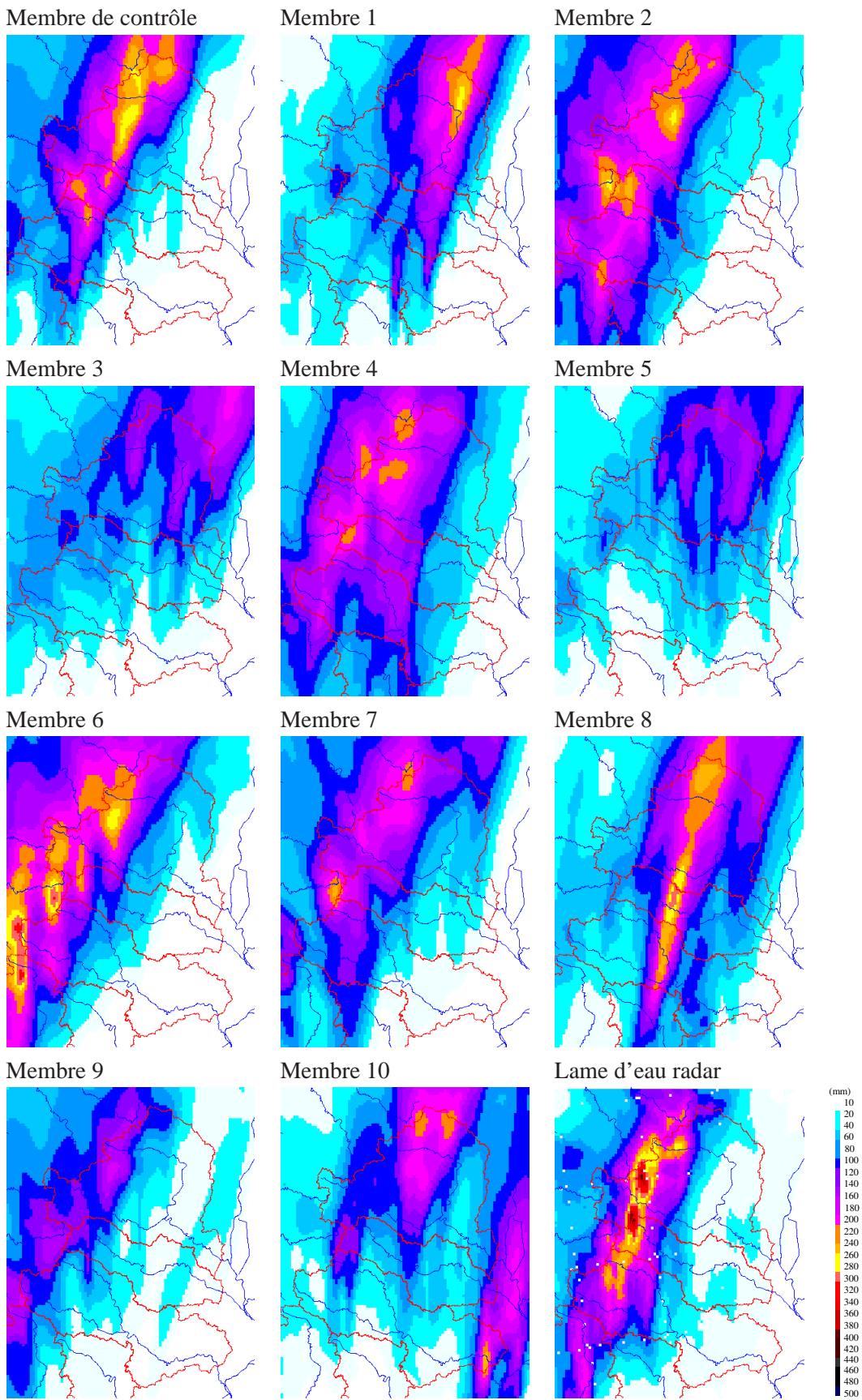


FIG. C.4: Cumuls de pluie (en mm) du 01/11/2008 à 12UTC au 02/11/2008 à 12UTC moyennés sur le domaine entier issus des différents membres de l'ensemble AROME-PEARP et de la lame d'eau radar (Observation).

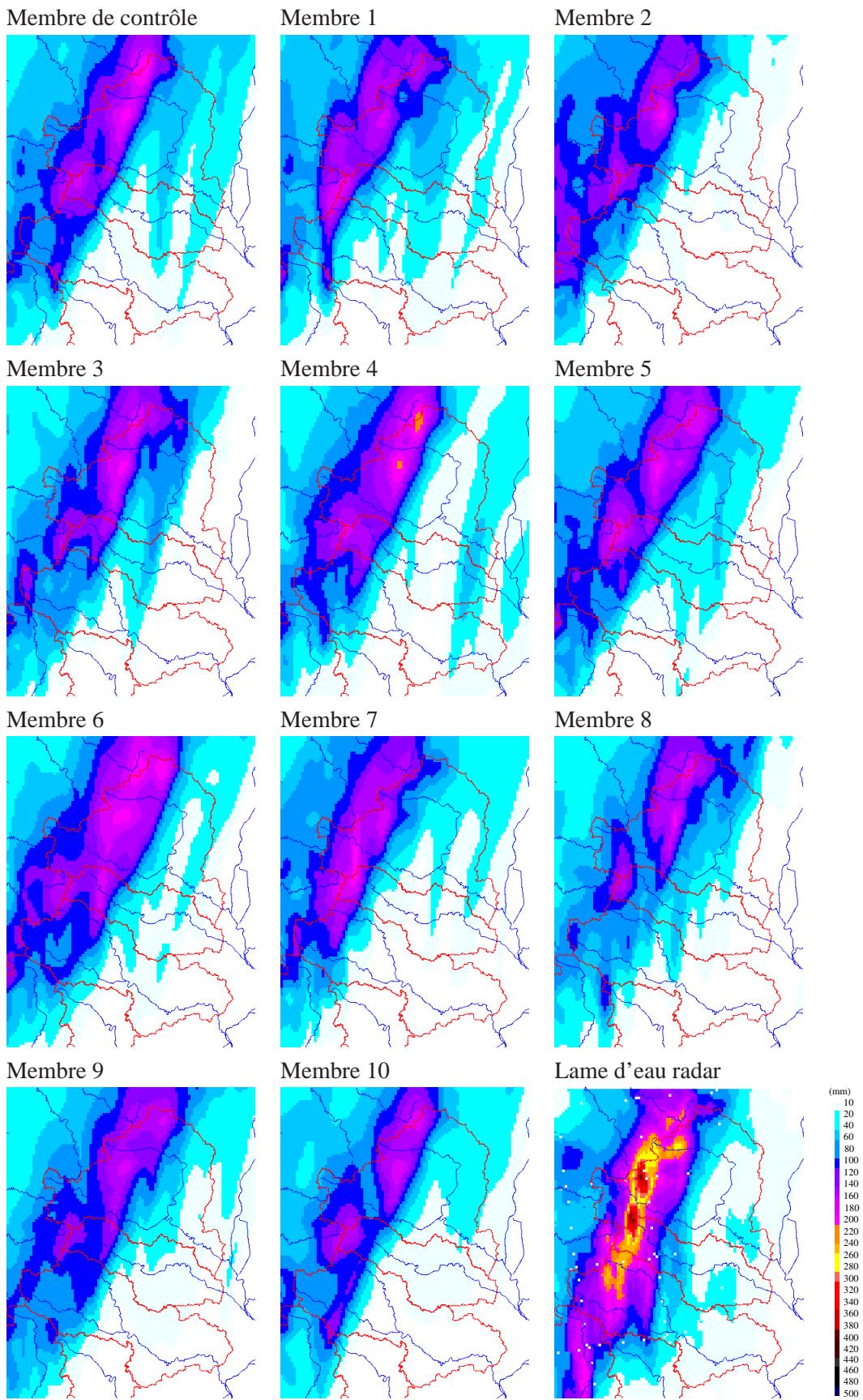


FIG. C.5: Cumuls de pluie (en mm) du 01/11/2008 à 12UTC au 02/11/2008 à 12UTC moyennés sur le domaine entier issus des différents membres de l'ensemble AROME-PERTOBS et de la lame d'eau radar (Observation).

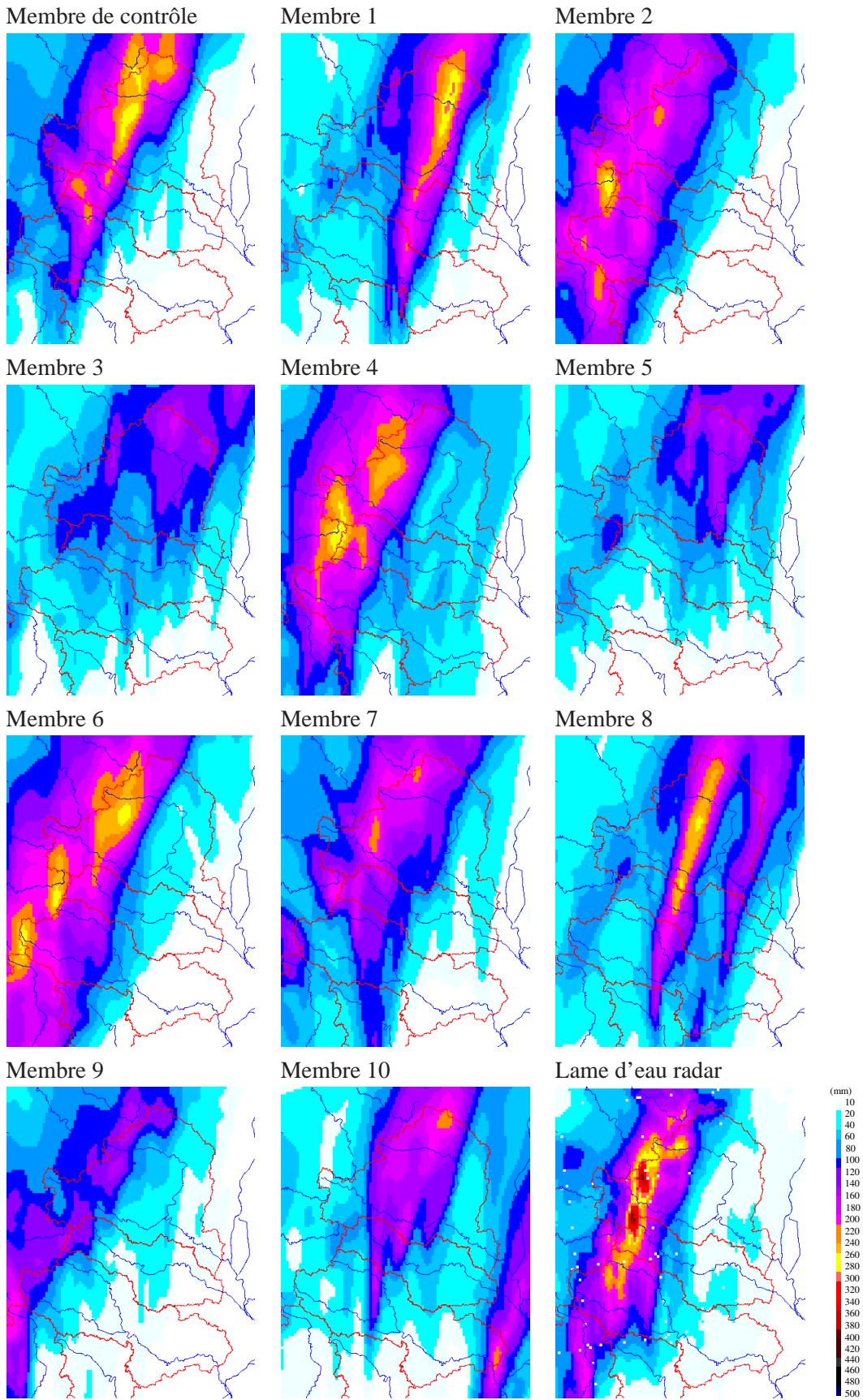


FIG. C.6: Cumuls de pluie (en mm) du 01/11/2008 à 12UTC au 02/11/2008 à 12UTC moyennés sur le domaine entier issus des différents membres de l'ensemble AROME-PECOMB et de la lame d'eau radar (Observation).

Annexe D

Liste des variables

Variable	Unité	Signification
α_t	-	Albédo total du système sol-végétation-neige
a_i	m	Aire drainée par unité de contour d'un pixel TOP-MODEL i
a_{ISBA}	m^2	Surface totale d'une maille ISBA
a_{sat}	m^2	Surface saturée d'une maille ISBA dans ISBA-TOPMODEL
$A(i)$	m^2	Surface saturée d'une maille dans VIC
A_{sat}	m^2	Part saturée d'un bassin versant dans TOPMODEL
β_i	-	Pente topographique d'une pixel TOPMODEL i
b	-	Paramètre de courbure de la fonction de distribution dans VIC
$C1$	-	Coefficient d'échange entre humidité de surface et atmosphère
$C1_{sat}$	-	Valeur de $C1$ à saturation
$C2$	-	Coefficient de diffusivité de l'eau dans le sol
$C2_{ref}$	-	Valeur de $C2$ pour $w_2 = 0,5 \cdot w_{sat}$
$C3$	-	Coefficient de drainage des couches profondes
$C4$	-	Coefficient de diffusion entre les couches profondes
$C_{g_{sat}}$	$K \cdot m^2 \cdot J^{-1}$	Coefficient thermique du sol nu à saturation
C_H	-	Coefficient d'échange entre surface et basses couches de l'atmosphère
C_p	$J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$	Chaleur spécifique de l'air
C_T	$J \cdot K^{-1} \cdot m^{-3}$	Capacité thermique du composite sol-végétation-neige
δ	-	Fraction du feuillage recouverte d'eau
Δw	$m^3 \cdot m^{-3}$	Variation du contenu en eau du sol
ΔZ_{eff}	m	Profondeur où la redistribution latérale est activée dans ISBA-TOPMODEL
d_c	m	Profondeur de compaction dans ISBA
d_{max}	m	Déficit en eau maximum dans TOPMODEL
$d_{i,t}$	m	Déficit en eau pour un pixel TOPMODEL i au temps t
\overline{D}_t	m	Déficit moyen sur un bassin versant
d_1	m	Profondeur de la couche superficielle de sol dans ISBA
d_2	m	Profondeur de la couche racinaire dans ISBA
d_3	m	Profondeur de la couche de sol profonde dans ISBA
$d_{sj}, j=1..3$	m	Epaisseur du manteau neigeux dans la couche j
D_r	$kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$	Drainage gravitationnel total
D_{r1}	s^{-1}	Terme de drainage gravitationnel en sortie de la couche superficielle de sol dans ISBA
D_{r2}	s^{-1}	Terme de drainage gravitationnel en sortie de la couche racinaire dans ISBA
D_{f1}	s^{-1}	Diffusion verticale de l'humidité de la zone racinaire vers le sol profond

Variable	Unité	Signification
ε	-	Emissivité de la surface
E_g	$kg.m^{-2}.s^{-1}$	Evaporation du sol nu
E_r	$kg.m^{-2}.s^{-1}$	Evaporation directe de l'eau présente sur la canopée
E_{tr}	$kg.m^{-2}.s^{-1}$	Evapotranspiration totale
E_{veg}	$kg.m^{-2}.s^{-1}$	Evapotranspiration de la végétation
f	m^{-1}	Facteur de décroissance du profil exponentiel de k_{sat} dans ISBA
$F_k, k=1..4$	-	Fonctions conditionnant le flux de transpiration
F_{2w}	$kg.m^{-2}.s^{-1}$	Terme de changement de phase de l'eau dans la couche racinaire
F_{gw}	$kg.m^{-2}.s^{-1}$	Terme de changement de phase de l'eau dans la couche superficielle
G	$W.m^{-2}$	Flux de chaleur dans le sol
H	$W.m^{-2}$	Flux de chaleur sensible
$h_{sj}, j = 1..3$	$J.m^{-2}$	Quantité de chaleur stockée par la neige dans la couche j
h_u	$kg.kg^{-1}$	Humidité relative de la surface du sol
ice	-	Fraction de surface recouverte par la glace
i	$m^3.m^{-3}$	Contenu en eau des réservoirs non saturés dans VIC
i_m	$m^3.m^{-3}$	Valeur maximale de i
$INTER$	$m.s^{-1}$	Interception et évapotranspiration dans TOPMODEL
k	$m.s^{-1}$	Conductivité hydraulique
K_0	$m.s^{-1}$	Conductivité hydraulique en surface
k_{sat}	$m.s^{-1}$	Conductivité hydraulique à saturation
$k_{sat,c}$	$m.s^{-1}$	Constance de conductivité hydraulique à saturation
λ_i		Indice topographique pour un pixel TOPMODEL i
λ_{sat}		Indice topographique à saturation
$\bar{\lambda}$		Indice topographique moyen sur un bassin versant
\mathcal{L}_v	$J.kg^{-1}$	Chaleur latente de vaporisation
\mathcal{L}_s	$J.kg^{-1}$	Chaleur latente de sublimation
LAI	$m^2.m^{-2}$	Leaf Area Index, indice foliaire
LE	$W.m^{-2}$	Flux de chaleur latente.
M	m	Coefficient de décroissance de k avec la profondeur du sol dans TOPMODEL
ψ	m	Potentiel hydrique
ψ_{sat}	m	Potentiel hydrique à saturation
P	$kg.m^{-2}.s^{-1}$	Précipitations totales
P_g	$kg.m^{-2}.s^{-1}$	Précipitations atteignant la surface du sol (Précipitations efficaces)
P_r	$kg.m^{-2}.s^{-1}$	Précipitations liquides
P_s	Pa	Pression atmosphérique à la surface
q_a	$kg.kg^{-1}$	Humidité spécifique de l'air à 2m
$q_{sat}(T_s)$	$kg.kg^{-1}$	Humidité spécifique à saturation à la température T_s
$q(z)$	$m.s^{-1}$	Flux d'eau dans le sol sur la verticale

Variable	Unité	Signification
$Q_{b,t}$	$m^3.s^{-1}$	Débit de base au temps t dans TOPMODEL
Q_r	$kg.m^{-2}.s^{-1}$	Ruisseaulement sur les plantes
$Q_{r,t}$	$m^3.s^{-1}$	Débit de ruisseaulement au temps t dans TOPMODEL
Q_s	$kg.m^{-2}.s^{-1}$	Ruisseaulement sur sol nu
Q_t	$kg.m^{-2}.s^{-1}$	Ruisseaulement en surface
ρ_a	$kg.m^{-3}$	Densité de l'air
ρ_w	$kg.m^{-3}$	Densité de l'eau liquide
$R_{2,sat}$	$kg.m^{-2}.s^{-1}$	Quantité d'eau qui ruisselle lorsque la couche racinaire est saturée dans une maille ISBA
$R_{2,sat}$	$kg.m^{-2}.s^{-1}$	Quantité d'eau qui ruisselle lorsque la couche profonde est saturée dans une maille ISBA
\mathcal{R}_a	$W.m^{-2}$	Rayonnement atmosphérique descendant
\mathcal{R}_g	$W.m^{-2}$	Rayonnement solaire global
\mathcal{R}_n	$W.m^{-2}$	Rayonnement net
$R_{i,t}$	$m.s^{-1}$	Taux de recharge du front de saturation pour un pixel TOPMODEL i au temps t
R_s	$s.m^{-1}$	Résistance de la surface à la diffusion de l'eau
R_{smin}	$s.m^{-1}$	Résistance stomatique minimale
σ	$W.m^{-2}.K^{-4}$	Constante de Stephan-Boltzman
$snow$	-	Fraction de surface recouverte par la neige
S_{ice}	$kg.m^{-2}.s^{-1}$	Sublimation de la glace
S_r	$kg.m^{-2}.s^{-1}$	Précipitations solides
S_{snow}	$kg.m^{-2}.s^{-1}$	Sublimation de la neige
$SRMAX$	m	Capacité maximale du réservoir d'interception dans TOPMODEL
τ	s	Constante de temps la méthode Force-Restore
T_2	K	Température moyenne de la couche racinaire
T_0	$m^2.s^{-1}$	Transmissivité en surface
T_a	K	Température de l'air à 2m
$T_{i,t}$	$m^2.s^{-1}$	Transmissivité pour un pixel TOPMODEL i au temps t
\mathcal{T}_r	$kg.m^{-2}.s^{-1}$	Transpiration des plantes
T_s	K	Température de la surface du sol
veg	$m.m^{-1}$	Fraction de végétation dans une maille
V_a	$m.s^{-1}$	Vitesse du vent à 10m
V_g	$m.s^{-1}$	Vitesse de l'eau qui ruisselle dans le sol
V_h	$m.s^{-1}$	Vitesse de l'eau qui ruisselle en surface
V_r	$m.s^{-1}$	Vitesse de l'eau en rivière
$w_{i,t}$	$m^3.m^{-3}$	Contenu volumique en eau pour un pixel i au temps t dans ISBA-TOPMODEL
w_2	$m^3.m^{-3}$	Contenu volumique en eau liquide dans la zone racinaire
w_3	$m^3.m^{-3}$	Contenu volumique en eau liquide dans la zone du sol profond
w_{drain}	$m^3.m^{-3}$	Ecoulement de base

Variable	Unité	Signification
w_{fc}	$m^3 \cdot m^{-3}$	Contenu en eau à la capacité au champ
w_g	$m^3 \cdot m^{-3}$	Contenu volumique en eau liquide dans la zone superficielle du sol
w_{geq}	$m^3 \cdot m^{-3}$	Contenu en eau en surface à l'équilibre entre forces de gravité et de capillarité
w_{gi1}	$m^3 \cdot m^{-3}$	Contenu volumique équivalent en eau liquide de la glace dans la zone superficielle du sol
w_{gi2}	$m^3 \cdot m^{-3}$	Contenu volumique équivalent en eau liquide de la glace dans la zone racinaire
w_{gi3}	$m^3 \cdot m^{-3}$	Contenu volumique équivalent en eau liquide de la glace dans la zone profonde
w_r	$m^3 \cdot m^{-3}$	Contenu en eau du réservoir d'interception
w_{rmax}	$m^3 \cdot m^{-3}$	Seuil pour le réservoir d'interception
w_{sat}	$m^3 \cdot m^{-3}$	Contenu en eau à saturation (porosité)
$w_{sj}, j = 1..3$	$m^3 \cdot m^{-3}$	Contenu équivalent en eau du manteau neigeux dans la couche j
w_{wilt}	$m^3 \cdot m^{-3}$	Contenu en eau au point de flétrissement
X_{clay}	$m^3 \cdot m^{-3}$	Pourcentage d'argile dans une maille ISBA
X_{sand}	$m^3 \cdot m^{-3}$	Pourcentage de sable dans une maille ISBA
z	m	Profondeur dans le sol
z_0	m	Hauteur de rugosité (très basses couches de l'atmosphère)

Annexe E

Glossaire

- A -

ALADIN	Aire Limitée, Adaptation Dynamique, Développement International : modèle de prévision numérique opérationnel à maille fine de Météo-France
ALHTAIR	ALarme Hydrologique Territoriale Automatisée par Indicateur de Risque
AMMA	Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine
AMPHORE	Application des Méthodologies de Prévisions météorologiques Orientées aux Risques Environnementaux
ANTILOPE	ANalyse par spaTIAlisatIOn hOraire des PrEcipitations
AROME	Application de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle : modèle de prévision numérique à l'échelle convective opérationnel à Météo-France
ARPEGE	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle : modèle global de prévision numérique opérationnel à Météo-France
AURELHY	Analyse Utilisant le RElief pour l'HYdrométéorologie

- B -

BIAS	Biais
BSS	Brier Skill Score
BATS	Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme

- C -

CEPMMT	Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme
CLASS	Canadian Land Surface Scheme
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques (CNRS/Météo-France)
CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique
COSMO	COnsortium for Small-scale MOdelling
CRPS	Continuous Ranked Probability Score
CRPSS	Continuous Ranked Probability Skill Score
CYPRIM	CYclogénèse et PRécipitations Intenses en région Méditerranéenne : projet soutenu par l'ACI FNS-“Aléas et changements globaux”

- D -

DCLIM	Direction de la CLIMatologie de Météo-France
DEM	Digital Elevation Model
DHSVM	Distributed Hydrology Soil Vegetation Model
DSO	Direction des Systèmes d'Observation de Météo-France

- E -

ECMWF	European Centre for Medium-range Weather Forecasts (voir CEPMMT)
EFAS	European Flood Alert System
EPP	Ensemble Precipitation Processor
EPS	Ensemble Prediction System
EQM	Erreur Quadratique Moyenne
ETS	Equitable Threat Score

- F -

FAR False Alarm Rate

- G -

GAME Groupe d'étude de l'Atmosphère MEtéorologique (Unité de recherche associée 1357 CNRS/Météo-France)
 GLUE Generalized Likelihood Uncertainty Estimation
 GMES Global Monitoring for Environment and Security
 GR Génie Rural : modèle hydrologique empirique.

- H -

HEPEX Hydrological Ensemble Prediction EXperiment
 HIRLAM High Resolution Limited Area Model
 HYMEX HYdrological cycle in Mediterranean EXperiment : campagne expérimentale d'étude du cycle hydrologique en région méditerranéenne

- I -

IGN Institut Géographique National
 ISBA Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere : schéma de surface paramétrant les échanges sol-végétation-atmosphère
 INSU Institut National des Sciences de l'Univers

- L -

LSM Land Surface Model
 LTHE Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement

- M -

MARINE Modélisation de l'Anticipation du Ruissellement et des Inondations pour des événements Extrêmes
 MC2 Canadian Mesoscale Compressible Community atmospheric model
 MCS Mesoscale Convective System
 MESH Modélisation Environnementale Communautaire - Surface et Hydrologie
 MESO-NH Modèle de MESO-échelle Non-Hydrostatique de recherche
 MNT Modèle Numérique de Terrain
 MSC Meteorological Service of Canada

- N -

NCAR National Center for Atmospheric Research, USA
 NCEP National Center of Environmental Prediction, USA
 NOA National Observatory of Athens, Grèce
 NOAA National Oceanic and Atmosphere Administration, USA

- O -

OHMCV Observatoire Hydro-Météorologique Cévennes-Vivarais
 OMM Organisation Météorologique Mondiale de l'ONU

- P -

PATOM	Programme Atmosphère et Océan Multi-échelles de l'INSU
POD	Probability Of Detection
PDF	Probability Density Function
PEARP	Prévision d'Ensemble ARPège
PNRH	Programme National de Recherche en Hydrologie
PREVIEW	PREvention Information and Early Warning

- R -

RIC	Règlement de surveillance, de prévision et de transmission de l'Information sur les Crues
RMS	Root Mean Square error
RPS	Ranked Probability Score
RPSS	Ranked Probability Skill Score
RRTM	Rapid and accurate Radiative Transfer Model

- S -

SAFRAN	Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige
SAL	Structure, Amplitude, Location score
SCS	Soil Conservation Service
SCHAPI	Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations
SEVNOL	Système d'Extraction et de VisualisatioN des données de l'OHMCV en Ligne
SiB	Simple Biopshere
SIG	Système d'Information Géographique
SIM	SAFRAN-ISBA-MODCOU : modèle hydrométéorologique opérationnel à Météo-France.
SiSPAT	Simple Spoil Plant Atmosphere Transfer
SPC	Service de Prévision de Crues
STEPS	Short Term Ensemble Prediction System
SURFEX	SURFace EXternalisée : modèle de surface
SVAT	Soil Vegetation Atmosphere Transfer

- T -

TEB	Town Energy Balance : schéma de surface pour la ville
TKE	Turbulent Kinetic Energy
TOPODYN	Version de TOPMODEL avec indice de similarité hydroDYNamique
TOPMODEL	TOPpgraphy based MODEL : modèle hydrologique
TOPSIMPL	TOPMODEL SIMPLifié

- U -

USDA US Department of Agriculture
UTC Temps Universel Coordonné

- V -

VIC Variable Infiltration Capacity

- W -

WRF Weather Research and Forecasting

Benefit of convective-scale meteorological models for Mediterranean flash-floods forecasting : towards an ensemble discharge forecasting system in the Cévennes-Vivarais region.

Abstract

The northwestern Mediterranean is prone to heavy rainfall events that lead to flash-floods over the small to medium basins of the region. The first part of the thesis is to assess the benefit of using the ISBA-TOPMODEL coupled system to simulate this type of flooding on three watersheds of the Cévennes-Vivarais region. mediterranean flash-floods. The potential of convective-scale deterministic forecasts (such as those provided by the French AROME model) for flow forecasting is discussed in the second part of the Ph.D work. It is shown that location errors in the rainfall forecast propagate into the hydrologic model to grow. In the last part, to quantify these uncertainties, a perturbation method of the AROME precipitation forecast is developed. The rainfall scenarios are then igested into ISBA-TOPMODEL to generate an ensemble of dicharge forecasts. The resulting discharge ensembles are found better than the discharge simulation driven by the single deterministic operational AROME forecast.

Key words : hydrometeorological coupling ; flash-floods ; ensemble forecasting ; Cévennes-Vivarais

Apport des modèles météorologiques de résolution kilométrique pour la prévision des crues rapides méditerranéennes : vers une prévision d'ensemble des débits en région Cévennes-Vivarais.

Discipline : Hydrométéorologie

Auteur : **Béatrice Audard-Vincendon**

Directrice de thèse : **Véronique Ducrocq**

Co-directeur de thèse : **Georges-Marie Saulnier**

Centre National de Recherches Météorologiques
42 avenue Coriolis, 31057 Toulouse cedex, France

Résumé

Les régions méditerranéennes sont soumises au risque de crue-éclair à l'automne. Le premier volet de cette thèse a permis d'évaluer l'apport du système couplé ISBA-TOPMODEL pour la simulation de ce type de crues sur trois bassins versants cévenols. Le potentiel des prévisions déterministes à fine échelle (telles que celles fournies par le modèle AROME) pour la prévision des débits est examiné dans le deuxième volet de la thèse. On montre que les erreurs de localisation de la prévision de pluie se propagent dans le modèle hydrologique en s'amplifiant. Finalement, pour quantifier ces incertitudes, une méthode de perturbation des pluies prévues par AROME est développée et utilisée pour générer des ensembles de débits prévus. La prévision d'ensemble des débits s'est montrée meilleure qu'une prévision de débits partant de la prévision déterministe de pluie.

Mots clés : modélisation hydrométéorologique couplée ; crues rapides ; Cévennes-Vivarais ; prévision d'ensemble