



**HAL**  
open science

# Prévision à très courte échéance des crues rapides méditerranéennes

Alexane Lovat

► **To cite this version:**

Alexane Lovat. Prévision à très courte échéance des crues rapides méditerranéennes. Sciences de la Terre. Institut National Polytechnique de Toulouse - INPT, 2019. Français. NNT : 2019INPT0105 . tel-04169638

**HAL Id: tel-04169638**

**<https://theses.hal.science/tel-04169638>**

Submitted on 24 Jul 2023

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

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



Université  
de Toulouse

# THÈSE

En vue de l'obtention du

## DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

**Délivré par :**

Institut National Polytechnique de Toulouse (Toulouse INP)

**Discipline ou spécialité :**

Océan, atmosphère, climat

---

**Présentée et soutenue par :**

Mme ALEXANE LOVAT

le lundi 18 novembre 2019

**Titre :**

Prévision à très courte échéance des crues rapides méditerranéennes

---

**Ecole doctorale :**

Sciences de l'Univers de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

**Unité de recherche :**

Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique (CNRM-GAME)

**Directeur(s) de Thèse :**

MME VERONIQUE DUCROCQ

MME BEATRICE VINCENDON

**Rapporteurs :**

M. BRICE BOUDEVILLAIN, UNIVERSITE GRENOBLE ALPES

Mme MARIA-HELENA RAMOS, IRSTEA

**Membre(s) du jury :**

M. SERGE CHAUZY, UNIVERSITE TOULOUSE 3, Président

M. JONATHAN J GOURLEY, UNIVERSITY OF OKLAHOMA, Membre

Mme BEATRICE VINCENDON, METEO FRANCE TOULOUSE, Membre

Mme CELINE JAUFFRET, METEO FRANCE TOULOUSE, Invité

Mme ISABELLE BRAUD, IRSTEA, Membre

Mme VERONIQUE DUCROCQ, METEO FRANCE TOULOUSE, Membre

M. OLIVIER PAYRASTRE, IFSTTAR, Membre



# Résumé

Les régions méditerranéennes sont régulièrement exposées aux événements fortement précipitants et aux crues rapides. En situation de crise, disposer d'une prévision hydrométéorologique sur quelques heures d'échéance peut s'avérer crucial, notamment pour l'intervention des services de secours. La prévision des conséquences hydrologiques des épisodes méditerranéens de pluie intense aux échéances de la prévision immédiate, jusqu'à 6h d'échéance, est le sujet de cette thèse. Deux aspects ont été étudiés : la modélisation des débits et du ruissellement à fine échelle, et l'utilisation de prévisions immédiates de pluie, notamment des nouveaux systèmes de prévision de Météo-France, pour anticiper les crues.

L'apport d'une représentation plus fine de l'occupation et de la texture des sols pour la simulation des débits des cours d'eau et du ruissellement sur des zones urbaines et péri-urbaines a d'abord été examiné. Une étude de sensibilité a été menée sur l'impact des descripteurs de sol et de la résolution spatiale (1km et 300m) avec le modèle hydrologique ISBA-TOP sur 12 cas de crues passées, incluant celui des inondations meurtrières dans la région de Cannes en 2015. Une analyse approfondie de ce cas a été conduite en exploitant les estimations de débits obtenues dans le cadre des enquêtes post-événement du programme HyMeX et en explorant le potentiel de données d'impacts pour évaluer le ruissellement simulé. La résolution spatiale du modèle s'est montrée avoir le plus d'impact, suivie de la description de la texture du sol et enfin de la description de l'occupation du sol.

Le potentiel des prévisions immédiates de pluie pour la prévision des crues méditerranéennes jusqu'à 6h d'échéance a ensuite été étudié. En particulier, les prévisions de pluie issues d'une version dédiée à la prévision immédiate du modèle de prévision numérique du temps AROME (AROME-PI), et d'une méthode de fusion entre extrapolation des lames d'eau radar et prévision numérique du temps (PIAF) ont été examinées. L'évaluation a été conduite en considérant les temps de mise à disposition réelle des prévisions, qui est un paramètre important à prendre en compte pour la prévision jusqu'à quelques heures d'échéance. Ces pluies ont été évaluées d'un point de vue hydrologique, en comparant les lames d'eau observées et prévues sur des bassins versants affectés par des crues passées, puis à l'échelle régionale sur un grand domaine Sud-Est. Les résultats sont globalement les mêmes pour les deux évaluations. PIAF est de très bonne qualité jusqu'à 1h de prévision, mais cette qualité se dégrade très rapidement, pour atteindre une qualité comparable voire inférieure à AROME-PI au-delà de 1h15/1h30 de prévision. Entre 2h et 3h d'échéance, AROME-PI est de qualité supérieure ou équivalente à PIAF. Des ensembles formés par les prévisions successives de AROME-PI et de PIAF respectivement, ont aussi été étudiés. La sensibilité des ensembles à leur taille et à l'ajout d'une tolérance temporelle sur la prévision de chacun des membres a été examinée. Les résultats indiquent que plus un ensemble contient de membres, plus il est performant. Il en est de même pour les ensembles avec une tolérance temporelle de 15 ou de 30 minutes.

Une évaluation des débits aux exutoires simulés avec ISBA-TOP et MARINE forcés par les prévisions immédiates de pluie AROME-PI et PIAF, utilisées seules ou en tant qu'en-

sembles, a aussi été effectuée sur deux cas de crues exceptionnelles (l'Aude en 2018 et Cannes en 2015). Pour les meilleurs scénarii basés sur les prévisions AROME-PI, l'anticipation de la bonne intensité des pics de crue et de la décrue peut atteindre jusqu'à 5h, et un peu plus pour la montée. Pour ceux basés sur les prévisions PIAF, l'anticipation varie entre 20 minutes et 4h, selon le phénomène, le bassin et le modèle hydrologique étudié.

# Abstract

The Mediterranean regions are regularly exposed to heavy precipitating events and flash floods. Hydrometeorological forecasts up to a few hours are crucial for planning the intervention of emergency services in these situations. The prediction of the hydrological consequences of Mediterranean events of intense rainfall at the nowcasting ranges (few minutes to 6h) is the topic of this Ph. D. thesis. Two areas were studied : modelling of river flows and runoff at a fine scale, and the use of rainfall nowcasting, and particularly those from Météo-France new forecasting systems, to anticipate floods.

The sensitivity to a more detailed representation of land use and texture in ISBA-TOP for simulating river flows and runoff over urban and peri-urban areas was first studied. The influence of terrain descriptors and spatial resolution (1km and 300m) has been analyzed for 12 flood events, including the major flood event in 2015 over the Cannes region. A more detailed analysis of this case was conducted using streamflow estimates at fine scale obtained from the HyMeX post-event survey and exploring the potential of impact data to evaluate simulated runoff. The results reveal that the spatial resolution has the largest impact on the hydrological simulations, larger than soil texture and land cover.

Then, the potential of rainfall nowcasting for forecasting Mediterranean flash floods up to 6h was studied. The rainfall forecasts from the nowcasting suite based on the numerical weather prediction system AROME (AROME-PI), and from the nowcasting system blending numerical weather prediction and extrapolation of radar estimation (PIAF) were examined. The availability times of forecasts, based on the operational Météo-France suites, are taken into account when performing the evaluation. The evaluation of rainfall has adopted a hydrological point of view, by comparing observed and forecast rainfall over watersheds affected by past floods. A more classical evaluation comparing rainfall observation and forecast at the same location over Southeastern France has been also carried out. The results generally led to the same conclusions for both evaluations. The performance of PIAF is very good over the first hour of forecasting, but it deteriorates very quickly, to reach about the same or even a lower skill than AROME-PI beyond about 1h15/1h30 of forecasting. Between 2 and 3 hours of forecasting, AROME-PI performs better or at the same level as PIAF. Time-lagged ensembles based on AROME-PI and on PIAF forecasts respectively, were also studied. The sensitivity of the ensembles to their size and to the addition of a time tolerance on the forecast for each member was examined. The results indicate that the more members an ensemble has, the better it performs. The same applies to the ensembles with a time tolerance of 15 or 30 minutes.

An assessment of river discharges simulated with ISBA-TOP and MARINE forced by AROME-PI and PIAF rainfall forecasting, used alone or as an ensemble, was also conducted on two exceptional past flash flood events (Aude in 2018 and Cannes in 2015). For the best scenarios based on AROME-PI, the anticipation of the flood peak intensity and of the instant of recession can reach up to 5h, and a little more for the first increase of flow. For those based on PIAF, the anticipation varies between 20 minutes and 4h, depending on the phenomenon, the watershed and the hydrological model studied.



# Remerciements

*Je souhaite exprimer ici toute ma gratitude à celles et ceux qui ont contribué de près ou de loin à la rédaction de cette thèse.*

*Je tiens tout d'abord à remercier mes directrices de thèse Véronique Ducrocq et Béatrice Vincendon pour tout ce qu'elles m'ont apporté pendant ces trois années : leurs précieux conseils, leurs qualités scientifiques, leur bienveillance et leur disponibilité. Je les remercie également de m'avoir offert l'opportunité d'étudier la prévision immédiate des crues rapides, qui est un sujet d'une grande richesse, au croisement de thématiques passionnantes. Merci Béatrice pour ton inestimable soutien humain et scientifique depuis le stage de modélisation. Merci Véronique pour ta rigueur et ta précision qui m'ont beaucoup fait progresser.*

*Je remercie tous les membres du jury de l'intérêt qu'ils ont bien voulu porter à mon travail en prenant part à la soutenance de thèse. Merci Maria-Helena Ramos d'avoir été rapporteure de cette thèse et de m'avoir suivie et conseillée ces dernières années en qualité de marraine scientifique. Merci Brice Boudevillain d'avoir également accepté d'être rapporteur, je me souviendrai toujours de la formidable équipe d'enquêteurs post-crue qu'on formait avec Guy Delrieu à Montclus. Merci Serge Chauzy d'avoir présidé cette soutenance avec une bonne humeur lumineuse. Merci Olivier Payrastra d'avoir accepté d'être examinateur, d'avoir également participé aux comités de thèse ainsi que de m'avoir offert la possibilité de réaliser des campagnes de mesures. Merci Isabelle Braud d'avoir bien voulu être examinatrice et d'avoir été l'une des premières à lire mes travaux avec mon premier poster à HyMex à Barcelone. Merci Jonathan Gourley d'avoir également accepté d'être examinateur et d'être venu de si loin pour m'écouter. Bien sûr, un grand merci à Céline Jauffret qui a participé aux comités de thèse, ainsi qu'à toute l'équipe Prévision Immédiate de Météo-France, notamment à Philippe Cau et à Nicolas Merlet, qui m'ont fourni de nombreuses données et qui ont toujours répondu à mes questions sur PIAF et AROME-PI avec beaucoup de clarté.*

*Je suis reconnaissante envers Météo-France de m'avoir permis d'effectuer cette formation complémentaire par la recherche au sein de l'équipe PRECIP du groupe de météorologie de moyenne échelle du CNRM. J'aimerais remercier tous mes collègues de PRECIP et de PHY-NH pour leur compagnie et leurs discussions en réunion ou autour d'un café : Clotilde Augros, Marie-Noëlle Bouin, Aurélien Costes, Judith Eeckman, Felix Erdmann, Axelle Fleury, Erfan Jahangir, Christine Lac, Cindy Lebeaupin-Brossier, Marc Mandement, Hugo Marchal, Olivier Nuissier, Matthieu Nuret, Natalia Parisotto-Sinhori, Sabine Radanovics, Didier Ricard, Sébastien Riette, Quentin Rodier, Odile Roussot et Benoît Vié. Un merci particulier à Laurent Labatut pour son aide indispensable dans la résolution des problèmes informatiques, à François Bouttier pour ses conseils et ses méthodes de calculs de scores ensemblistes, à Olivier Caumont pour son implication en tant que chef d'équipe ainsi qu'à tous mes adorables co-bureau : Mary Borderies, Clément Strauss, Maxime Martinet et Simon Edouard. Je remercie également mes amis de l'ENM (le noyau dur) et mes autres amis rencontrés au CNRM pour leur franche camaraderie : Imane Farouk, Karine Hoorens, la bande des 4A : César Sauvage, Léo Ducongé, Matteo Ponzano, Thomas Drugé et Pierre-*



*Antoine Joulin, les amis du GMEI : Nicolas Maury et Maroua Fathalli et les autres thésards de la liste Eurest 12h05. J'aimerais aussi remercier chaleureusement Régine Darros, Ouria Ghalayini, Anita Hubert et Sophie Bel pour avoir facilité mes démarches administratives.*

*Je tiens à remercier vivement les membres de l'équipe DEP qui m'ont accueillie depuis peu et qui m'ont permis de préparer la soutenance dans les meilleures conditions possibles.*

*Je souhaite aussi adresser mes remerciements aux personnes qui m'ont aidée dans l'exploitation ou la compréhension des données utilisées au cours de ces trois années : Stéphanie Faroux pour sa connaissance d'Ecoclimap-II et d'Ecoclimap-SG, Hélène Roux pour ses conseils sur le calage de MARINE, Olivier Laurantin pour ses explications sur les lames d'eau ANTILOPE, Pierre Brousseau pour ses éclaircissements sur les fenêtres d'assimilation et les heures de coupure dans AROME et AROME-PI, Eric Barbastrou pour ses requêtes dans la base de données climatologiques.*

*Mes remerciements vont également aux membres des communautés PICS et HyMeX avec qui j'ai eu le plaisir de travailler. Merci également à Jean Pansu sans qui je n'aurais été sensibilisée aux contraintes opérationnelles, à Bruno Janet pour son écoute et ses conseils, et à Léa Garandreau qui a bien voulu participer à mes comités de thèse en apportant son expertise d'hydrologue.*

*Enfin, je remercie du fond du cœur ma famille et Mathieu qui m'ont toujours soutenue et encouragée.*

# Table des matières

Résumé	iii
Abstract	v
Remerciements	vii
Introduction	1
<b>I Les crues rapides en région méditerranéenne : modélisation et prévision</b>	<b>5</b>
<b>1 Les processus associés à la genèse des crues méditerranéennes</b>	<b>7</b>
1.1 Description des principaux processus générateurs de crues . . . . .	7
1.1.1 La pluie . . . . .	7
1.1.2 Les écoulements de surface . . . . .	9
1.1.3 Les écoulements dans le sol . . . . .	10
1.2 Des échelles de temps et d'espace variées . . . . .	11
1.2.1 La variabilité spatio-temporelle des processus . . . . .	11
1.2.2 Les facteurs influençant l'intensité et la vitesse des réponses hydrologiques . . . . .	12
1.3 Campagnes de mesures et observation des crues rapides en Méditerranée . .	14
<b>2 Les modèles de simulation des crues méditerranéennes et de leurs impacts</b>	<b>17</b>
2.1 La modélisation hydrologique . . . . .	17
2.2 La sensibilité à la résolution . . . . .	18
2.3 La modélisation des zones inondées et des impacts . . . . .	19
2.4 Les incertitudes sur la chaîne de modélisation hydrologique . . . . .	20
<b>3 La prévision immédiate et à très courte échéance</b>	<b>23</b>
3.1 En météorologie . . . . .	23
3.2 En hydrologie . . . . .	26
<b>4 L'objectif de la thèse</b>	<b>29</b>
<b>II Méthodologie générale</b>	<b>31</b>
<b>5 Les bassins versants et les évènements hydrométéorologiques</b>	<b>33</b>
5.1 Les bassins versants . . . . .	33

5.2	Les événements étudiés pour la modélisation hydrologique . . . . .	35
5.3	Des événements plus récents pour la prévision immédiate . . . . .	39
<b>6</b>	<b>Les modèles hydrologiques</b>	<b>45</b>
6.1	Le système couplé ISBA-TOP . . . . .	45
6.2	Le modèle hydrologique MARINE . . . . .	50
<b>7</b>	<b>Les données de pluie</b>	<b>53</b>
7.1	Les pluies estimées à partir des observations . . . . .	53
7.1.1	Les lames d'eau PANTHERE . . . . .	53
7.1.2	Les lames d'eau ANTILOPE . . . . .	54
7.2	Les pluies prévues pour la très courte échéance . . . . .	55
7.2.1	A partir du modèle de prévision numérique AROME . . . . .	55
7.2.2	A partir de la fusion extrapolation/prévision numérique . . . . .	58
<b>8</b>	<b>Vérification des simulations et des prévisions hydrométéorologiques</b>	<b>63</b>
8.1	Les méthodes de vérification classiques . . . . .	63
8.2	Les incertitudes sur les observations et les données de référence . . . . .	65
8.2.1	Incertainitudes sur les pluies de référence . . . . .	65
8.2.2	Incertainitudes sur les débits de référence et les données d'impact . . . . .	65
<b>III</b>	<b>Amélioration de la représentation du ruissellement dans le système couplé ISBA-TOP</b>	<b>67</b>
<b>9</b>	<b>Les paramètres physiographiques pour représenter le ruissellement dans ISBA-TOP</b>	<b>69</b>
<b>10</b>	<b>Quel impact de la résolution et des bases de données physiographiques dans ISBA-TOP pour la modélisation des crues rapides ?</b>	<b>71</b>
10.1	Résumé de l'article publié dans HESS . . . . .	71
10.2	"Assessing the impact of resolution and soil datasets on flash-flood modelling" . . . . .	72
<b>11</b>	<b>Conclusion</b>	<b>91</b>
<b>IV</b>	<b>Apport des prévisions immédiates de pluie pour la prévision des crues méditerranéennes</b>	<b>93</b>
<b>12</b>	<b>Qualité des prévisions de pluie</b>	<b>95</b>
12.1	Méthode d'évaluation . . . . .	95
12.2	Évaluation des systèmes de prévision en fonction des échéances . . . . .	98
12.2.1	Évaluation à l'échelle des bassins versants . . . . .	99
12.2.2	Évaluation sur un grand domaine Sud-Est . . . . .	105
12.2.3	Conclusion sur l'évaluation . . . . .	110
12.3	Évaluation des ensembles de prévisions de pluie . . . . .	111
12.3.1	Les ensembles de prévisions AROME-PI . . . . .	111
12.3.2	Les ensembles de prévisions PIAF . . . . .	121
12.3.3	Comparaison des ensembles de prévisions décalées dans le temps basés sur AROME-PI et sur PIAF . . . . .	129

12.4	Conclusion sur l'évaluation des pluies . . . . .	129
<b>13</b>	<b>Qualité des prévisions de débits</b>	<b>133</b>
13.1	Méthodologie . . . . .	134
13.1.1	Description hydrologique des deux évènements . . . . .	134
13.1.2	Les simulations de référence . . . . .	135
13.1.3	Les simulations à partir des prévisions immédiates de pluie . . . . .	136
13.1.4	Visualisation synthétique des résultats . . . . .	137
13.2	Apport des systèmes de prévision immédiate de pluie en entrée des modèles hydrologiques. . . . .	139
13.2.1	Anticipation de la montée des débits . . . . .	142
13.2.2	Anticipation des pics de crue . . . . .	143
13.2.3	Anticipation des décrues . . . . .	147
13.3	Évaluation de l'apport des prévisions d'ensemble de crues à partir d'ensembles de prévisions immédiates de pluie . . . . .	148
13.4	Conclusion sur l'évaluation des débits . . . . .	154
	<b>Synthèse et perspectives</b>	<b>157</b>
	<b>Annexes</b>	<b>161</b>
A	Vérification des simulations et prévisions . . . . .	161
A.1	Scores de prévision pour des variables continues . . . . .	161
A.2	Vérification des prévisions d'événements catégoriels (dichotomiques ou multi-catégoriels) . . . . .	162
A.3	Vérification des prévisions probabilistes et des prévisions d'ensemble .	164
A.4	Vérification des prévisions du point de vue de l'utilisateur (valeur économique de l'expertise et aide à la prise de décision) . . . . .	169
A.5	Scores spécifiques à la vérification des débits simulés ou prévus . . . . .	170
B	Calage de MARINE sur les trois bassins versants cannois . . . . .	171
C	Annexes sur la description de ISBA . . . . .	177
	<b>Bibliographie</b>	<b>179</b>



# Introduction

*«Comme à chaque vigilance orange, nous avons eu une réunion de pré-crise le dimanche vers 18 heures à la mairie. L’astreinte et la réserve sont appelées pour former une garde de 18 sapeurs-pompiers. Il est 1 heure 30 environ ce lundi quand je réalise l’ampleur de ce qui se met en place à Trèbes. [...] Toute la caserne est appelée, mais à 2 heures, certains sapeurs-pompiers éloignés du centre ne peuvent déjà plus venir.»* témoigne le Lieutenant Nicolas Delort, chef du centre de secours de Trèbes à la suite des crues et des inondations qui ont impacté les secteurs de Trèbes et de Carcassonne dans la nuit du dimanche 14 au lundi 15 octobre 2018 ([www.pompiers.fr/actualites/six-mois-de-pluie-en-une-nuit-dans-laude](http://www.pompiers.fr/actualites/six-mois-de-pluie-en-une-nuit-dans-laude)). Il aura suffi de seulement six heures pour qu’il tombe 244 mm à Trèbes, dont 111 mm cumulés en deux heures entre minuit et 2 heures du matin. Ces fortes pluies ont entraîné une augmentation de plus de 7 mètres de la hauteur de la rivière Aude à Trèbes et la crue de nombreux de ses affluents, prenant par surprise les habitants, avec d’importantes inondations. Dans de telles situations de crise, chaque minute est précieuse. L’anticipation sur quelques heures de l’intensité et de la localisation des cumuls de pluie ainsi que de leurs conséquences hydrologiques est décisive, notamment pour ajuster le positionnement et l’organisation des services de secours. Avant d’étayer cette idée, qui a été l’une des principales motivations des travaux de recherche présentés dans ce manuscrit de thèse, il convient de rappeler certaines notions liées aux phénomènes hydrométéorologiques intenses et à leur prévision.

Les inondations constituent un risque majeur dans le monde entier. Elles correspondent à la submersion temporaire par l’eau de terres qui sont habituellement hors de l’eau. Elles peuvent être dues aux crues des rivières et petits cours d’eau et à des phénomènes de ruissellement (urbain ou agricole) comme dans le cas du 15 octobre 2018 dans l’Aude, mais elles peuvent aussi survenir à la suite de crues de torrents de montagne, de remontées de nappe phréatique, ou de submersions par la mer des zones côtières. En France, le coût des dommages annuels moyens causés par les inondations est estimé à 650-800 millions d’euros. Trente-huit des cinquante communes les plus touchées par les inondations en France métropolitaine sont situées sur l’arc méditerranéen, qui est une zone à enjeux très peuplée, et à fort attrait touristique (Figure 1). Dans les régions côtières méditerranéennes, comme dans de nombreuses autres régions du monde à la topographie accidentée, ce sont les crues rapides (ou éclair) qui sont les plus dangereuses et dévastatrices. Elles sont caractérisées par la montée soudaine du niveau de cours d’eau à la suite de violents orages, en seulement quelques minutes ou quelques heures. Les crues rapides peuvent être accompagnées de coulées de boue et de ruissellement intense et faire des victimes, ainsi que provoquer de nombreux dégâts : inondations des habitations, des commerces, des campings, coupures de routes, interruption du trafic routier, aérien et ferroviaire... L’essor de l’urbanisation et l’évolution de certaines pratiques agricoles et forestières qui imperméabilisent les sols, peuvent aggraver l’exposition des territoires au risque de ruissellement. Les crues rapides sont souvent meurtrières. Une analyse de données internationales sur la période 1975-2002 montre que le taux de mortalité

pour les crues éclair (3,6 %) est nettement plus élevé que pour les autres types d'inondations et qu'il est comparable à celui des tremblements de terre et des tempêtes (Jonkman, 2005). Ces trente dernières années en France, elles ont causé la mort de plus de cent cinquante personnes (11 victimes à Nîmes en 1988, 49 à Vaison la Romaine en 1992, 25 dans le Gard en 2002, 27 dans le Var en 2010, plus de 20 sur tout le Sud de la France en 2014, 20 sur la Côte d'Azur en 2015, 14 dans l'Aude en 2018).

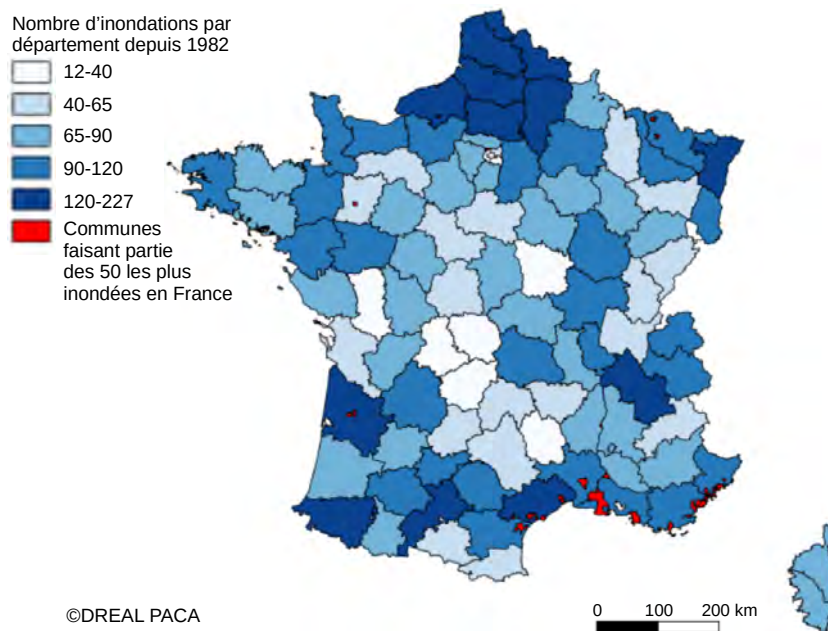


FIGURE 1 – Nombre d'inondations par département depuis 1982 et communes les plus inondées. D'après une carte réalisée par la DREAL PACA le 19/06/2018 à partir de la base GASPAR (annexe 3 des documents de la Conférence de presse zonale "Pluies méditerranéennes intenses" du 05 septembre 2018 à Marseille, disponible sur [www.paca.developpement-durable.gouv.fr/2-conference-de-presse-zonale-pluies-a11258.html](http://www.paca.developpement-durable.gouv.fr/2-conference-de-presse-zonale-pluies-a11258.html)).

Les événements fortement précipitants à l'origine des crues rapides sont caractérisés par des pluies convectives qui ont de courtes échelles spatiales (de l'ordre de quelques  $km^2$ ) et temporelles (de l'ordre de quelques heures) et de fortes intensités localement. Ils affectent régulièrement les régions côtières méditerranéennes : certains départements, comme le Gard, l'Hérault ou l'Ardèche sont concernés en moyenne deux à trois fois par an par ces épisodes de très fortes précipitations, avec des cumuls journaliers supérieurs à 150 mm (Figure 2).

Afin de prévenir ces événements et d'assurer la sécurité des personnes et des biens, des dispositifs d'alertes des crues sont mis en place, à partir des prévisions météorologiques et hydrologiques. L'État assure ses missions de surveillance en temps réel des principaux cours d'eau et de production et de diffusion de la vigilance au travers du réseau Vigicrues, qui regroupe le service central d'hydrométéorologie et d'appui à la prévision des inondations (SCHAPI), les services de prévision des crues, les unités d'hydrométrie et les cellules de veille hydrologique. Selon sa couleur, la vigilance crues avertit les autorités et la population d'un risque de crues plus ou moins fortes dans les 24 heures à venir par département et est actualisée au moins deux fois par jour. Elle fait écho au dispositif de vigilance météorologique de Météo-France par département, et notamment à la vigilance Pluie-inondation, qui indique les risques potentiels de crues en fonction des précipitations attendues dans les prochaines 24 heures. Depuis mars 2017, un service complémentaire a été mis en place, Vigicrues Flash.

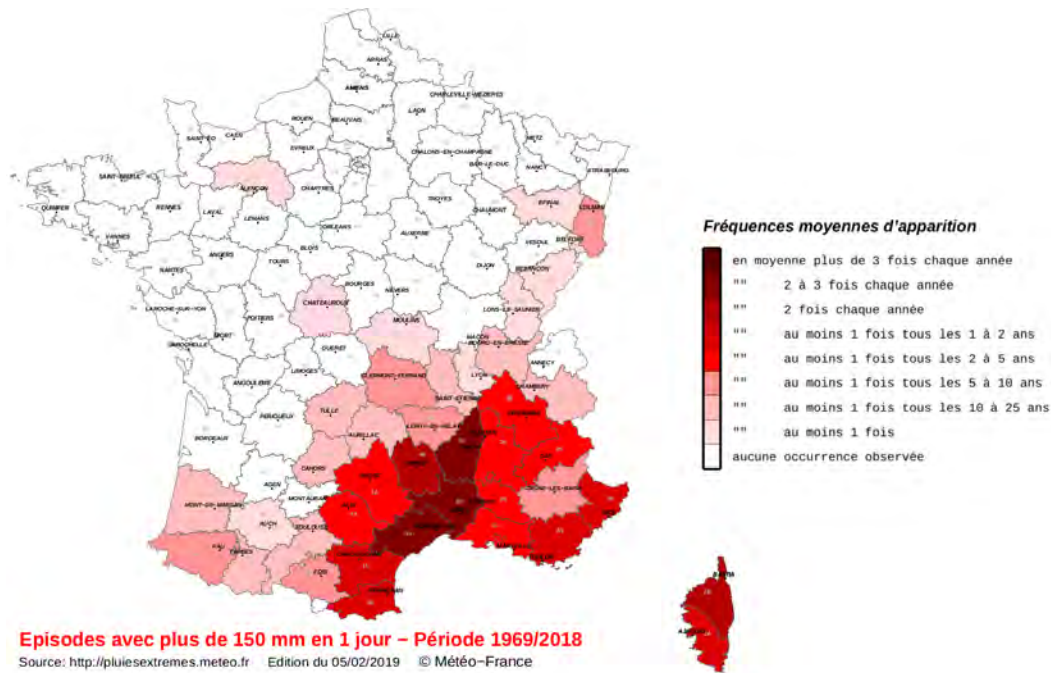


FIGURE 2 – Fréquence moyenne d'apparition d'épisodes fortement précipitants dépassant 150mm sur une journée, entre 1969 et 2018. Source : pluiesextremes.meteo.fr

Il envoie des avertissements automatiques sur le risque de crues aux collectivités et gestionnaires de crise sur des cours d'eau non surveillés dans le cadre de la vigilance classique. Ces cours d'eau peuvent être à réaction rapide mais avec un temps de concentration du bassin supérieur à trois heures (Garandeau et al., 2018). Vigicrues Flash repose sur l'utilisation de pluies observées en entrée de modèles hydrologiques semi-distribués. Ce service complète celui proposé par Météo-France depuis 2013 aux collectivités pour les phénomènes de pluie intense (service APIC, avertissement pluie intense à l'échelle des communes). Néanmoins ces nouveaux services ne couvrent pas tous les bassins versants et leur capacité d'anticipation reste limitée. D'une manière générale, les crues rapides sont difficiles à modéliser et à prévoir, notamment à cause de la forte variabilité spatio-temporelle des systèmes pluvieux convectifs en jeu, de la connaissance imparfaite des bassins versants (morphologie, texture du sol, couverture végétale, pentes, humidité du sol, écoulements préférentiels, ...) et de l'incertitude sur la modélisation hydrologique elle-même. Des progrès ont été faits dans la prise en compte de ces sources d'incertitudes, même si d'autres restent à être étudiées. En particulier, la sensibilité des modèles hydrologiques de prévision des crues rapides aux données de sol (texture et occupation du sol) et à la résolution spatiale pour la simulation de la réponse hydrologique n'a encore été que peu explorée. Pourtant on pourrait s'attendre à un fort impact sur la simulation du ruissellement, notamment, avec certainement des contrastes entre zones urbaines et zones rurales.

Pour permettre aux autorités et à la population de se mettre en situation de réagir et de gérer au mieux l'événement hydrométéorologique, il est important d'avertir suffisamment tôt, tout en garantissant un certain degré de confiance, malgré les incertitudes sur la prévision des pluies et des crues. Pour cela, les systèmes d'alerte doivent tenir compte à la fois des besoins des gestionnaires de crise et des capacités des prévisions. Si les services de sécurité civile bénéficient de 24 heures pour anticiper l'alerte et la mobilisation des équipes d'intervention à l'échelle d'un département grâce à la vigilance classique, ils ont davantage besoin au moment de l'événement d'une prévision précise dans la durée et dans la localisa-



tion du phénomène pour affiner la planification et le déploiement des secours. Disposer d'une prévision immédiate, qui correspond à une prévision jusqu'à quelques heures d'échéance (typiquement jusqu'à six heures d'échéance), est alors crucial. En météorologie, les prévisions immédiates sont disponibles rapidement et exploitent les dernières observations disponibles. Ce sont des méthodes basées sur l'extrapolation des observations les plus récentes et/ou sur le rafraîchissement rapide des conditions initiales des modèles de prévision numérique. Ce sont également des méthodes avec des coûts de calcul compatibles avec des temps de mise à disposition courts. La prévision immédiate, tout champ météorologique confondu, est utilisée dans de nombreux domaines comme celui de l'aviation et des aéroports (Forster and Tafferner, 2012), mais aussi de la sécurité maritime et routière, de la gestion de l'eau et de l'énergie, pour les forages pétroliers offshore, ou encore pour d'autres activités de plein air comme démontré aux Jeux Olympiques (Ebert et al., 2004; Duan et al., 2009). L'intérêt des prévisions immédiates de pluie pour l'hydrologie des crues rapides et des phénomènes de ruissellement réside dans l'élaboration de prévisions plus précises en temps et en espace et la possibilité pour les secours de mener une action rapide et efficace en situation de crise. L'organisation mondiale de la météorologie préconise pour un système de prévision immédiate utilisé à des fins hydrologiques trois caractéristiques : une haute résolution spatiale et temporelle des champs de précipitations, une fréquence de mise à jour élevée des champs de prévision immédiate (de 5 ou 15 minutes) et l'apport d'informations probabilistes, c'est-à-dire d'un ensemble de scénarios de prévisions immédiates de pluies, permettant aux hydrologues de mieux évaluer l'incertitude sur les cumuls de précipitations prévues (Wang et al., 2017). De nouveaux systèmes de prévision immédiate disponibles à Météo-France répondent justement à ces trois critères.

Le sujet général de la thèse est l'anticipation des impacts hydrologiques (crues, ruissellement) à quelques heures d'échéance des épisodes méditerranéens de pluie intense. Deux aspects sont particulièrement étudiés, le premier porte sur la simulation à fine échelle des débits et des phénomènes de ruissellement, et le second évalue le potentiel pour la prévision des crues rapides des prévisions immédiates de pluie. Le présent manuscrit s'organise autour de quatre parties. La première partie présente un état de l'art sur la modélisation et la prévision des crues rapides méditerranéennes, notamment sur la courte échéance, ainsi que l'objectif de la thèse. La deuxième partie présente en détails la méthodologie et les principaux outils qui ont permis de répondre à cet objectif. La troisième partie porte sur l'amélioration de la représentation du ruissellement dans le modèle hydrométéorologique ISBA-TOP, via une meilleure description des paramètres physiographiques et une résolution spatiale plus fine. La quatrième et dernière partie concerne l'apport des prévisions immédiates de pluie disponibles à Météo-France pour la prévision immédiate hydrologique. L'apport d'une prévision d'ensemble des crues basée sur l'utilisation d'ensembles de prévisions de pluie est également examiné dans cette partie.

# Première partie

## Les crues rapides en région méditerranéenne : modélisation et prévision

Les bassins versants méditerranéens qui subissent des crues éclair générées par des épisodes fortement précipitants sont le siège de nombreux processus hydrologiques. La variété des échelles spatiales et temporelles mises en jeu et la complexité des liens entre les écoulements rendent difficile la modélisation de ces phénomènes et de leurs impacts. Leur prévision est incertaine, mais indispensable pour la sécurité des personnes et des biens, notamment aux courtes échéances.

---

<b>1</b>	<b>Les processus associés à la genèse des crues méditerranéennes</b>	<b>7</b>
<b>2</b>	<b>Les modèles de simulation des crues méditerranéennes et de leurs impacts</b>	<b>17</b>
<b>3</b>	<b>La prévision immédiate et à très courte échéance</b>	<b>23</b>
<b>4</b>	<b>L'objectif de la thèse</b>	<b>29</b>

---



# Chapitre 1

## Les processus associés à la genèse des crues méditerranéennes

### Sommaire

---

<b>1.1 Description des principaux processus générateurs de crues . . .</b>	<b>7</b>
1.1.1 La pluie . . . . .	7
1.1.2 Les écoulements de surface . . . . .	9
1.1.3 Les écoulements dans le sol . . . . .	10
<b>1.2 Des échelles de temps et d'espace variées . . . . .</b>	<b>11</b>
1.2.1 La variabilité spatio-temporelle des processus . . . . .	11
1.2.2 Les facteurs influençant l'intensité et la vitesse des réponses hydrologiques . . . . .	12
<b>1.3 Campagnes de mesures et observation des crues rapides en Méditerranée . . . . .</b>	<b>14</b>

---

Les réponses hydrologiques aux pluies intenses méditerranéennes, crues et inondations, amènent à s'intéresser aux chemins empruntés par l'eau, entre le moment où elle est précipitée et son arrivée à l'exutoire du bassin versant. Ce chapitre présente l'état actuel des connaissances sur les mécanismes associés à la genèse des crues rapides autour de la Méditerranée, des pluies intenses aux réponses hydrologiques, leurs échelles caractéristiques de temps et d'espace et les principaux programmes de recherche qui ont permis de mieux les appréhender.

## 1.1 Description des principaux processus générateurs de crues

### 1.1.1 La pluie

Les épisodes de précipitation intense à l'origine des crues rapides méditerranéennes sont caractérisés par une masse d'air conditionnellement instable, c'est-à-dire de l'air chaud et humide des basses couches provenant de la mer Méditerranée surmonté par de l'air plus froid en altitude. La présence du relief joue un rôle essentiel dans le déclenchement de la

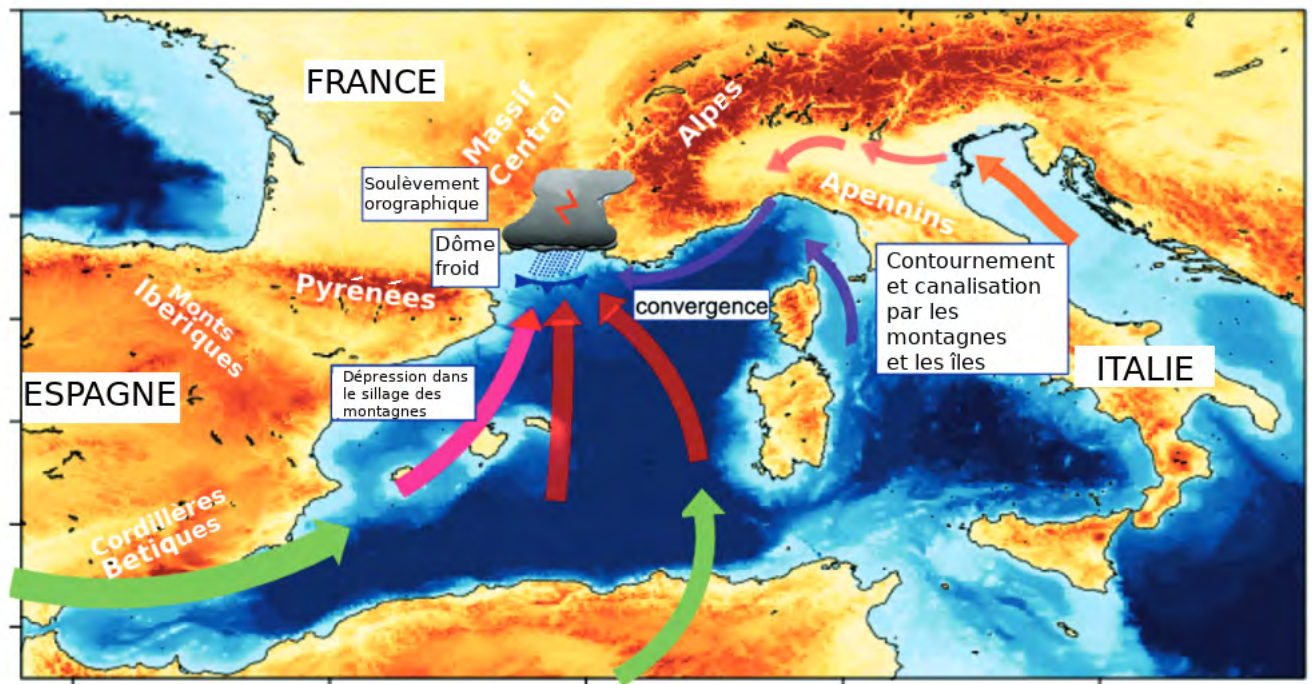


FIGURE 1.1 – Schéma des principaux mécanismes responsables des événements fortement précipitants en Méditerranée occidentale. D'après [Ducrocq et al. \(2016\)](#).

convection profonde et le développement des systèmes convectifs de méso-échelle, en influençant la circulation des basses couches et le transport d'humidité, par effet de blocage, de contournement ou de canalisation des flux (Figure 1.1, [Ducrocq et al., 2016](#)). Le soulèvement des masses d'air humide et instable des basses couches jusqu'à leur niveau de convection libre repose sur trois mécanismes, pouvant agir ensemble ou séparément :

- la convergence de basses couches, qui a souvent lieu en mer : les effets de contournement et de canalisation font que deux masses d'air peuvent converger et s'élever. La convergence de basses couches peut aussi être associée à un système dépressionnaire.

- le soulèvement orographique : ce qui est classiquement le cas dans les épisodes dits cévenols où le flux marin rencontre le relief en arrivant sur terre, contraignant ainsi les masses d'air à s'élever.

- la présence d'une plage froide sous orage qui se forme par évaporation des précipitations sous le nuage. Par abaissement de la température, l'air devient plus dense et bloque le flux chaud de basses couches le long du bord d'attaque de la plage froide forçant les masses d'air à se soulever.

Ces mécanismes, qui déterminent la localisation et l'intensité des précipitations, dépendent des caractéristiques de l'environnement atmosphérique à méso-échelle : lorsque le flux de basses couches est rapide et/ou l'environnement très humide, le flux a tendance à atteindre directement le relief alors que dans le cas d'un flux plus lent et/ou d'un environnement plus sec, les précipitations ont le temps de s'évaporer et de créer un dôme froid sous orage ([Bresson et al., 2012](#)).

De par les phénomènes météorologiques qui les produisent, c'est-à-dire des orages se régénérant quasiment sur place, les cumuls de pluie qui s'abattent sur les bassins versants sont caractérisés par de fortes intensités et une forte variabilité spatio-temporelle localement.

Une partie de la pluie générée lors de ces événements fortement précipitants ne contribue pas directement à l'augmentation du débit des rivières. C'est notamment le cas de la pluie

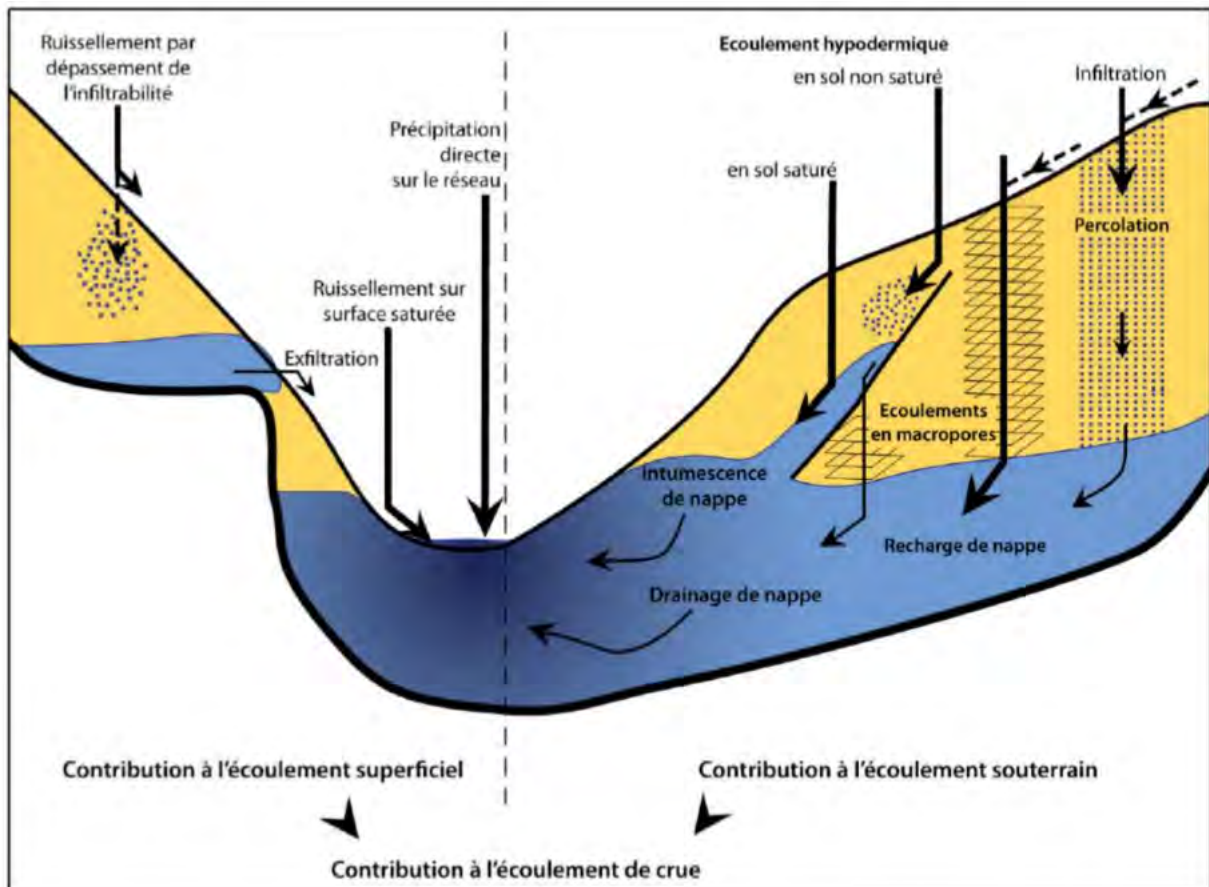


FIGURE 1.2 – Schéma des principaux écoulements superficiels et souterrains dans un bassin versant. Sources : [Edouard \(2016\)](#), d'après [Maréchal \(2011\)](#) et [Ambroise \(1999\)](#).

qui est interceptée par la végétation avant d'atteindre le sol, ou qui tombe dans des zones de stockage naturel ou artificiel (étangs, mares, retenues...) coupées du réseau hydrographique du bassin versant, ou bien encore de la pluie qui retourne vers l'atmosphère par évapotranspiration (évaporation directe de l'eau du sol et transpiration par les plantes). Autrement, les précipitations tombent soit directement sur la surface libre des cours d'eau soit sur le sol des versants, et peuvent ainsi ruisseler et participer aux écoulements de surface ou alors s'infiltrer et participer aux écoulements souterrains (Figure 1.2).

### 1.1.2 Les écoulements de surface

Les écoulements superficiels correspondent aux phénomènes de ruissellement et d'exfiltration. Il existe deux types de ruissellement : celui qui apparaît lorsque l'intensité de la pluie est supérieure à la capacité d'infiltration des sols, et celui qui se produit lorsque le sol est saturé en eau sur la colonne de sol.

Pendant longtemps, la formation des débits en crue a été uniquement expliquée par la théorie de Horton ([Horton, 1933](#)), qui repose sur l'apparition d'un ruissellement généré par refus d'infiltration de la pluie dans un sol initialement non saturé. Autrement dit, lorsque la capacité d'infiltration du sol n'est pas dépassée, l'eau de pluie s'infiltré, sinon elle ruisselle. Ce mécanisme de refus d'infiltration est notamment visible dans la plupart des régions désertiques ou semi-arides où les précipitations courtes peuvent être très intenses, mais aussi où l'absence de végétation empêche le développement d'une structure de sol poreuse



dans laquelle l'eau peut circuler facilement. Un sol gelé peut également inhiber l'infiltration. Si cette théorie semble être adaptée à des sols plutôt imperméables (avec une faible capacité d'infiltration), ou subissant des précipitations très intenses (capacité d'infiltration facilement excédée), elle a été souvent remise en question pour des bassins versants soumis à un climat tempéré. En effet, en climat tempéré les sols sont souvent perméables (Cosandey, 1994), le ruissellement hortonien n'est susceptible de se produire que très localement par rapport à la taille d'un bassin versant (Freeze, 1974) et il ne peut pas à lui seul expliquer tous les écoulements lors de crues, dont une proportion importante transite par le sol (Iorgulescu, 1997). Néanmoins, certains processus pouvant modifier l'état de surface du sol et ainsi sa capacité d'infiltration existent à nos latitudes, comme le phénomène de battance (Gaume, 2003), qui sous l'effet de la pluie, forme une croûte en surface limitant l'infiltration. Ce phénomène se produit notamment sur les sols agricoles travaillés, souvent limoneux.

Outre le ruissellement hortonien, il existe une autre théorie, celle du ruissellement par saturation, développée par Capps (1960) et Dunne and Black (1970). Le ruissellement survient lorsque la colonne de sol est totalement saturée en eau et que l'eau excédentaire s'écoule à la surface. Cette saturation est due à la combinaison des précipitations avec les écoulements souterrains, qui viennent soit saturer des sols peu profonds, soit alimenter des remontées de nappes. L'extension des surfaces saturées, souvent appelées zones contributives, dépend de l'intensité de l'événement pluvieux. On appelle exfiltration le phénomène d'écoulement superficiel induit par une nappe affleurant la surface du sol et s'écoulant sur les versants vers l'aval. Il se produit lorsque le sol n'est plus capable de transmettre un flux d'eau transversal (par exemple dans le cas d'une rencontre avec un milieu imperméable).

### 1.1.3 Les écoulements dans le sol

Plusieurs processus hydrologiques se déroulent sous la surface du sol. Lorsque l'eau précipitée atteint un sol non saturé, elle tend à s'y infiltrer sous l'effet combiné de la gravité et des forces de succion (liées à des différences de pression). Elle remplit d'abord les interstices du sol en surface et pénètre plus en profondeur par percolation en direction de la nappe phréatique, si la zone d'aération du sol contient assez d'humidité.

A proximité de la rivière, la nappe est généralement affleurante, elle peut donc être rechargée rapidement par l'eau qui percole et ainsi contribuer au débit de la rivière. Ce mécanisme est appelé intumescence de nappe (Sklash and Farvolden, 1979).

La percolation de l'eau peut être gênée ou bloquée en présence d'un horizon peu profond du sol qui est perméable. Cette zone d'écoulement préférentielle, alimentée par les pluies, peut entraîner un écoulement latéral (dit hypodermique, Hewlett and Hibbert, 1967; Whipkey, 1965) guidé par la topographie, et constituer une nappe d'eau perchée.

Le passage d'animaux fouisseurs dans le sol, la décomposition de racines, ou la présence de fissures peuvent être à l'origine de macropores dans le sol, dans lesquels les phénomènes de rétention hydrique des porosités n'existent pas. Au sein de ces macropores, qui représentent des lieux d'écoulement préférentiels (Kirkby, 1988), les flux sont accélérés. La présence de réseaux karstiques dans les bassins versants calcaires peut également contribuer à un écoulement plus rapide en sous sol, ou permettre l'accumulation d'eau dans des cavités sans exutoire.

Lorsque l'eau précipitée atteint un sol saturé, il est possible qu'elle pousse par effet piston (Hewlett and Hibbert, 1967) l'eau déjà contenue dans les pores du sol via une onde de pression le long du profil, provoquant une exfiltration dans la partie basse du versant. C'est ce mécanisme qui permet d'expliquer la présence d'eau ancienne dans un hydrogramme

de crue.

## 1.2 Des échelles de temps et d'espace variées

### 1.2.1 La variabilité spatio-temporelle des processus

La pluie et les processus hydrologiques concernent des échelles spatio-temporelles variées (Figure 1.3).

Spatialement, les écoulements peuvent concerner un mètre carré de sol par exemple pour les écoulements en zone non saturée jusqu'à plusieurs milliers de  $km^2$  pour les écoulements en rivière des grands bassins versants. Temporellement, le ruissellement généré lors des crues éclair ne peut durer que quelques minutes à quelques heures alors que l'écoulement des aquifères peut s'étaler sur des centaines d'années.

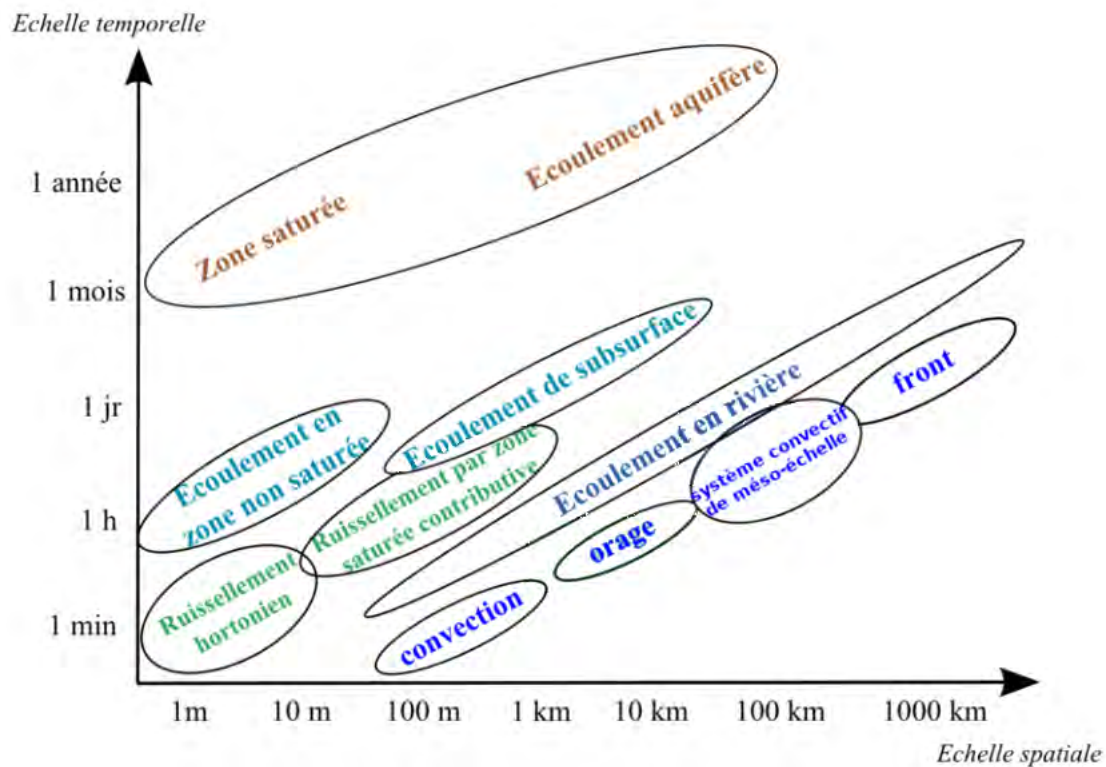


FIGURE 1.3 – Échelles spatio-temporelles des processus hydrométéorologiques. D'après Marty (2010), adapté de Blöschl and Sivapalan (1995).

Le temps de réponse hydrologique des bassins versants soumis aux événements pluvieux intenses est lié à leur superficie, comme le montre la Figure 1.4 : il peut être seulement de quelques minutes pour des bassins urbains de quelques  $km^2$  et aller jusqu'à plusieurs jours pour le bassin d'un grand cours d'eau comme le Rhône (environ  $90\,000\ km^2$  à Beaucaire). La relation entre les échelles spatio-temporelles des systèmes météorologiques et des réponses hydrologiques est également illustrée Figure 1.4 : un orage peut générer des crues éclair sur des bassins urbains d'une dizaine de  $km^2$  alors qu'il faut au moins un système convectif de méso-échelle pour faire réagir un bassin de plus de  $1000\ km^2$  et un système frontal avec une extension spatiale conséquente et une durée de vie importante pour faire réagir un bassin comme le Rhône.



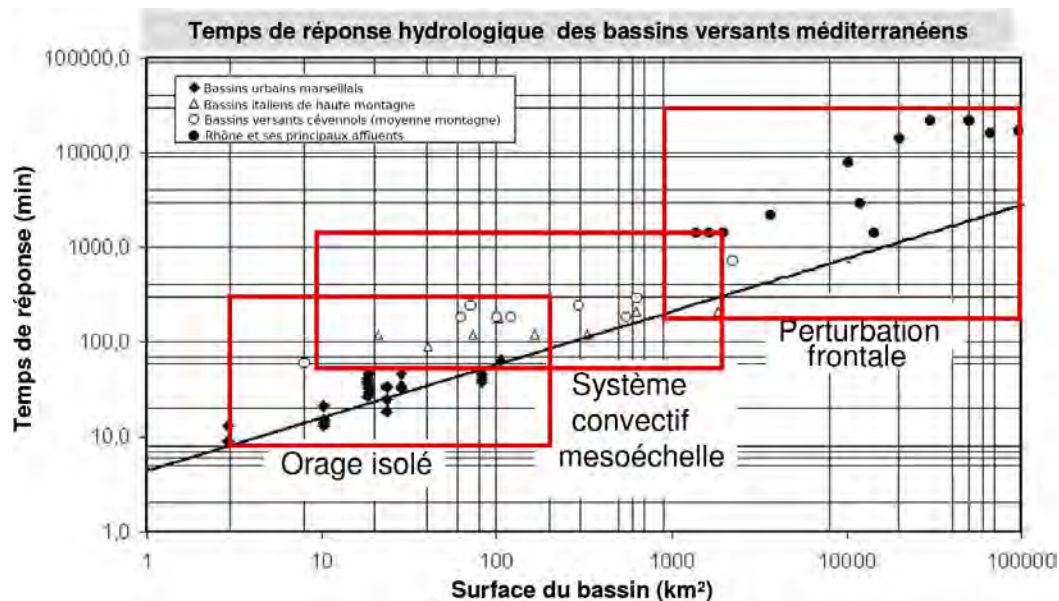


FIGURE 1.4 – Temps de réponse hydrologique des bassins versants méditerranéens (source : plan scientifique international HyMEx (Ducrocq et al., 2010) ; synthèse réalisée par Guy Delrieu).

Outre les temps de réponse hydrologique, les intensités des impacts hydrologiques générés par des événements fortement précipitants sont aussi très hétérogènes selon la superficie des bassins versants affectés, comme le montre l'éventail des valeurs de débits spécifiques de pointe (débit de pointe du cours d'eau divisé par la surface du bassin versant) documentés sur la Figure 1.5. Les valeurs les plus élevées concernent les bassins du Gard, lors des crues des 8 et 9 septembre 2002.

## 1.2.2 Les facteurs influençant l'intensité et la vitesse des réponses hydrologiques

Les processus impliqués dans la genèse des crues rapides sont activés par trois "moteurs" au sein d'un bassin versant : les forçages atmosphériques, l'énergie gravitaire et l'énergie de rétention hydrique du sol (Maréchal, 2011).

Les forçages atmosphériques conditionnent la quantité d'eau apportée au bassin et influencent ses éventuels changements de phase, comme son évaporation par exemple. L'énergie gravitaire, qui contrôle les écoulements verticaux de l'eau ou ceux de l'amont vers l'aval, dépend de la morphologie et de la topographie du bassin (pentes des versants et des couches imperméables du sous-sol, forme du lit,...). L'énergie de rétention hydrique, qui détermine la capacité d'un sol à retenir l'eau dans ses pores, dépend de sa texture, de sa structure et de son état hydrique. C'est la combinaison et/ou la compétition de ces trois forçages, influencés par plusieurs paramètres, qui gouverne la réponse hydrologique du bassin versant.

En période de crue, sur un sol très humide voire saturé, l'eau contenue dans les pores larges est plus facilement soumise à la force gravitaire. Sur un sol moins humide, voire sec, l'eau est fortement retenue dans les pores les plus fins du sol. Avant un épisode pluvieux, le degré initial d'humidité du sol conditionne aussi l'amplitude et la dynamique de la réponse hydrologique d'un bassin versant (Borga et al., 2007; Norbiato et al., 2009; Huza et al., 2014; Grillakis et al., 2016). Il influence la capacité de stockage de l'eau dans le bassin versant ainsi que les propriétés hydrauliques du sol et par suite la réponse hydrologique aux précipitations

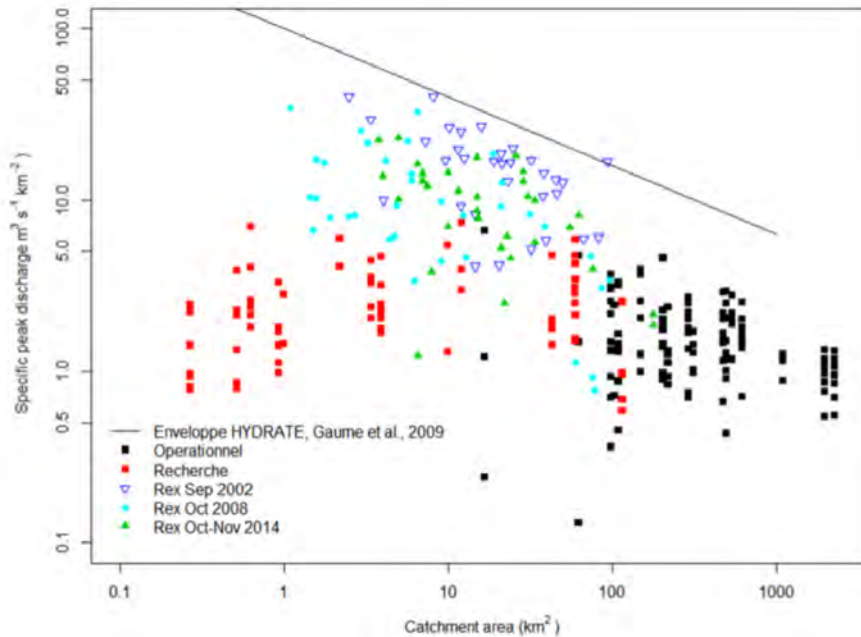


FIGURE 1.5 – Débits spécifiques maximums documentés sur les Cévennes en fonction de l'aire des bassins versants. Source : Rapport scientifique final du projet FloodScale ANR-2011 BS56 027 01, version 3, 31/05/2016. Les carrés rouges correspondent aux données observées au sein de ce projet dans les bassins versants de taille inférieure à  $100 \text{ km}^2$ .

(ruissellement et infiltration). Des études ont mis en évidence des réponses hydrologiques différentes entre des conditions de sol sèches ou humides avec une augmentation significative des coefficients de ruissellement (i.e. des rapports entre volume d'eau ruisselée et volume d'eau précipitée) au-delà d'un certain seuil d'humidité du sol (Braud et al., 2014; Uber et al., 2018). La présence d'eau dans le sol au début d'un événement fortement précipitant est due à des événements pluvieux passés. L'humidité du sol varie dans le temps et dans l'espace également, en raison de l'hétérogénéité des caractéristiques du sol du bassin versant (comme par exemple l'occupation du sol, Zucco et al., 2014).

Le stockage et le passage de l'eau dans le sol dépend de la distribution granulométrique des particules solides du sol que sont les argiles, limons, sables, graviers et roches (texture) et de leur agencement dans l'espace (structure). Ainsi pour une masse de sol sec donné, le stock en eau d'un sol argileux et bien structuré sera plus élevé que celui d'un sol sableux et compact (Montoroi, 2012). La texture du sol participe également aux phénomènes de battance cités précédemment et d'érodabilité, qui caractérise l'incapacité du sol à résister au détachement de particules face à la force de cisaillement du ruissellement (Lagadec, 2017). Localement des débits très forts peuvent provoquer des incisions dans le sol (Figure 1.6) et les écoulements peuvent alors se charger en sédiments et particules solides.

L'occupation des sols a une influence sur l'infiltration, l'érosion et l'évapotranspiration (Dubayah et al., 2000). La végétation réduit l'énergie de l'érosion pluviale en interceptant les gouttes de pluies grâce aux parties aériennes des plants et réduit l'énergie du ruissellement au sol en augmentant l'infiltration (Rey et al., 2004). Les forêts, de par leur sol humifère et la profondeur de leur système racinaire, favorisent plus l'infiltration que toute autre occupation du sol et diminuent le ruissellement (Giordano, 1994).

La concentration des écoulements peut être aussi modifiée par la topographie et la microtopographie (aspérités du sol, rides et petits bombements). La vitesse de l'eau tend à



FIGURE 1.6 – Incision provoquée par l’un des affluents de la Cèze à Montclus (Occitanie) lors de la crue du 9 août 2018.

augmenter avec la pente du versant, mais peut être amortie par la rugosité de la surface. De fortes pentes limitent également l’infiltration. Braud et al. (2010) ont également montré que la rugosité du lit de la rivière avait un impact sur l’intensité et la durée du pic de crue.

A l’échelle du bassin versant, la géologie influe sur la capacité de stockage des sols, les voies d’écoulement des eaux souterraines, la nature de l’interface entre les différentes couches de sol et le substratum rocheux, la perméabilité de ce-dernier, etc. Vannier et al. (2016) ont montré l’importance de la géologie et des couches de roche altérée sur la dynamique des processus hydrologiques de bassins versants cévenols sujets aux crues rapides.

D’autres facteurs, de nature anthropique, peuvent aussi jouer un rôle important dans la variabilité des écoulements lors d’une crue rapide, en modifiant notamment la capacité d’infiltration du sol, comme par exemple : l’urbanisation et l’imperméabilisation des sols, la construction d’habitations en zone inondable, la surexploitation des sols par l’agriculture, ou encore la suppression de bassins de rétention naturels.

### 1.3 Campagnes de mesures et observation des crues rapides en Méditerranée

A cause de leurs fortes hétérogénéités spatio-temporelles et de leur rareté, il est difficile d’observer et de mesurer les événements extrêmes que sont les crues rapides et les événements fortement précipitants. Cependant, de nombreux travaux et programmes de recherche ont permis au cours de ces dernières années de progresser dans la connaissance de ces phénomènes.

Le projet de recherche HYDRATE (2006-2010, [www.hydrate.tesaf.unipd.it](http://www.hydrate.tesaf.unipd.it), Gaume and Borga, 2013) a permis de rassembler des données de crues exceptionnelles dans sept pays européens au sein d’un premier atlas des crues éclair en Europe et de formuler, sur la base de travaux de terrain, des préconisations pour l’estimation des débits de pointe lors des retours d’expérience post-crue.

Le programme international de recherche HyMeX (Hydrological cycle in the Mediterranean eXperiment, 2010-2020, [www.hymex.org](http://www.hymex.org), Ducrocq et al., 2018) visait à améliorer notre compréhension du cycle de l’eau en région méditerranéenne, et plus particulièrement des évé-



FIGURE 1.7 – Emprise de la crue du 9 août 2018 du Valat de Vidalet à Montclus (Occitanie).

nements hydrométéorologiques à fort impact. Cinq thématiques scientifiques sont étudiées : le bilan en eau de la mer Méditerranée, les échanges air-mer, le cycle hydrologique continental, la vulnérabilité et l'adaptation des populations et territoires face aux événements extrêmes, et les fortes précipitations et crues éclair. C'est dans le cadre de cette dernière thématique que s'effectue ce travail de thèse. La stratégie d'observation d'HyMeX s'organise autour de trois types de périodes d'observations : des campagnes spéciales de mesures intensives (Special Observation Period) qui durent plusieurs mois avec le déploiement localisé de nombreux instruments de recherche, des périodes d'observation dites renforcées (Enhanced Observation Period) qui s'appuient notamment sur des mesures sur alerte ou temporaires, en plus des réseaux d'observations opérationnels et des observatoires de recherche (comme par exemple l'Observatoire Hydro-météorologique Méditerranéen Cévennes Vivarais), plusieurs années de suite et la période d'observation longue (Long Observation Period) qui s'étend sur les dix ans du programme et qui consiste à faciliter l'accès aux données des réseaux opérationnels et des observatoires de recherche. Également, des campagnes de terrain post-crue (relevés hydrologiques et entretiens avec les habitants) après des événements majeurs ont été menées dans le cadre de la période d'observation longue. Elles permettent notamment de cartographier des débits maximums estimés à partir de levées de section d'écoulement fermées par des laisses de crues qui indiquent la hauteur d'eau (Figure 1.7) et de récolter des informations sur la chronologie des pics de crue auprès de témoins riverains. Les épisodes de Cannes en octobre 2015, et de l'Aude en octobre 2018, ainsi que les crues de l'automne 2014 dans les Cévennes ont fait ainsi l'objet de campagnes de terrain post-crue. Plusieurs projets ANR sont associés et contribuent (ou ont contribué) directement au programme HyMeX. Parmi eux, le projet ANR FLOODSCALE (Multi-scale hydrometeorological observation and modelling for flash floods understanding and simulation, 2012-2016, floodscale.irstea.fr) s'est intéressé à la compréhension et à la modélisation des processus hydrologiques conduisant à des crues éclair selon deux angles particuliers : le changement d'échelles (échelles du versant et des bassins de petites et grandes tailles) et la prévision en bassin non jaugé.

Grâce à l'observation des processus hydrométéorologiques lors des campagnes de mesures, de nombreuses données sur les événements intenses ont été acquises. Ces données permettent, de mieux comprendre les phénomènes en jeu mais aussi de pouvoir les modéliser. Elles permettent aussi de valider les modèles de prévision, en particulier pour les bassins versants non jaugés par les services de l'État.



# Chapitre 2

## Les modèles de simulation des crues méditerranéennes et de leurs impacts

### Sommaire

---

2.1	La modélisation hydrologique . . . . .	17
2.2	La sensibilité à la résolution . . . . .	18
2.3	La modélisation des zones inondées et des impacts . . . . .	19
2.4	Les incertitudes sur la chaîne de modélisation hydrologique . .	20

---

La genèse des crues rapides dépend donc de nombreux processus météorologiques et hydrologiques interagissant à différentes échelles spatio-temporelles. Nous allons voir dans ce chapitre comment cette variabilité est prise en compte dans la modélisation des crues et de leurs impacts, ainsi que les incertitudes qui affectent la chaîne de modélisation hydrologique.

### 2.1 La modélisation hydrologique

Les modèles hydrologiques sont des outils numériques qui représentent de manière simplifiée une partie ou la totalité des mécanismes physiques du cycle terrestre de l'eau. En particulier, les modèles pluie-débit ont pour objectif de simuler le débit d'un bassin versant à partir des pluies qui sont tombées dessus. Les différents types de modèles peuvent être caractérisés par leurs discrétisations spatiale, temporelle et leur degré d'abstraction.

**Modèle global, semi-distribué ou distribué** Le type de représentation spatiale retenu est lié aux processus dominants que l'on veut modéliser. Les modèles dits globaux présentent une structure très simplifiée, en considérant le bassin versant comme une entité unique, sans prendre explicitement en compte la variabilité spatiale des processus et des variables d'entrée au sein du bassin. Les modèles GR (Michel, 1983) sont des modèles globaux. Dans les modèles semi-distribués, comme le modèle TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979), le bassin versant est subdivisé en zones ou sous-bassins homogènes (caractérisés par des processus dominants semblables), afin de tenir compte d'une certaine hétérogénéité spatiale. Enfin, une approche distribuée consiste à découper l'ensemble du bassin selon un maillage systématique. C'est par exemple le cas du modèle SHE (Abbott et al., 1986). Pour ce type



de modèles, une représentation très détaillée de la géographie et de la variabilité spatiale des processus physiques du bassin versant est nécessaire mais pose le problème de sur-paramétrisation, lorsque toutes les informations ne sont pas disponibles. En effet, à cause d'un nombre trop grand de paramètres à fixer et de leur dépendance mutuelle, on peut obtenir des simulations très proches à partir de plusieurs jeux de paramètres très différents (équifinalité).

Plusieurs revues bibliographiques (par exemple, [Moulin, 2007](#); [Oddos, 2002](#)) montrent qu'il est difficile de conclure sur la supériorité d'une approche spatiale de modélisation sur une autre puisqu'il existe des études prouvant que des modèles distribués ont de meilleures performances que des modèles globaux et que l'inverse est aussi vrai. Selon [Ayrat et al. \(2005\)](#), les modèles distribués sont les mieux adaptés aux crues méditerranéennes à dynamique rapide, car ils tiennent compte des hétérogénéités des caractéristiques des bassins versants considérés et des pluies.

**Modèle événementiel ou continu** La simulation du comportement hydrologique d'un bassin versant peut être réalisée sur un événement pluvieux particulier (modèle événementiel), ou de manière continue, sur une période temporelle plus longue. Dans le premier cas, il est souvent possible de ne pas tenir compte des phénomènes d'évapotranspiration, puisqu'on ne simule pas ou peu de phases sans pluie, mais la difficulté réside dans l'initialisation des variables d'état et en particulier de l'humidité des sols. Dans le second cas, des conditions aux limites supplémentaires (i.e. forçages atmosphériques) sont nécessaires comme par exemple la température, le rayonnement solaire et le vent ([Gnouma, 2006](#)).

**Modèle empirique, conceptuel ou physique** Les modèles empiriques reproduisent la réponse globale d'un bassin sans faire référence aux processus internes du système. Ils s'appuient sur des relations directes établies entre les pluies et les débits à partir d'approches statistiques (stochastiques ou probabilistes). Parmi ces modèles, on trouve par exemple l'hydrogramme unitaire (modèle linéaire basé sur une fonction de transfert) ou les réseaux de neurones. Les modèles conceptuels intègrent davantage la complexité des processus physiques en décrivant le bassin versant comme un ensemble de réservoirs interconnectés se vidangeant les uns dans les autres. Enfin, la dynamique pluie-débit des modèles à base physique est appréhendée de manière à décrire le plus justement possible les processus internes du système en se basant sur des lois de la mécanique des fluides ou de la physique des écoulements d'eau dans le sol : loi de Richards pour le transfert en milieu non saturé, loi de Darcy pour le transfert en milieu saturé, loi de Barré-Saint-Venant pour le ruissellement de surface ([Marchandise, 2007](#)).

## 2.2 La sensibilité à la résolution

Les résolutions spatiales et temporelles des modèles hydrologiques se choisissent en fonction des données disponibles mais aussi des objectifs de modélisation. Elles permettent dans certains cas de mieux tenir compte de la variabilité des processus hydrométéorologiques ([Blöschl and Sivapalan, 1995](#); [Obled et al., 2009](#)). Plusieurs études se sont intéressées à l'impact que pouvaient avoir des résolutions différentes sur les performances des modèles hydrologiques.

L'impact de la résolution spatiale a souvent été étudié du point de vue de la taille des

mailles (Egüen et al., 2012; Vázquez et al., 2002) (pour les modèles distribués) et de la résolution des données d'entrée, i.e. les pluies (Bell and Moore, 2000; Lobligeois et al., 2014) et les descripteurs physiographiques (Shrestha et al., 2006; Cotter et al., 2003) (pour les modèles avec une composante distribuée). Lobligeois et al. (2014) ont par exemple montré qu'une meilleure résolution spatiale des précipitations améliore significativement la dynamique et la précision des débits simulés dans le sud de la France (Cévennes et régions méditerranéennes), mais pas forcément ailleurs. Pour les modèles non totalement distribués, la question est plutôt de savoir si l'on doit considérer le bassin comme une seule entité, ou s'il faut le subdiviser et dans ce cas, en combien d'entités, pour représenter au mieux les processus dont il est le siège (Hromadka et al., 1988; Jha et al., 2004).

La sensibilité à la résolution temporelle a été étudiée dans de nombreux travaux examinant la fréquence temporelle des cumuls de pluie utilisés en entrée (Lyu et al., 2018; Wetterhall et al., 2011) ou le pas de temps du modèle permettant de respecter les dynamiques temporelles du bassin versant (Ficchi et al., 2016; Wang et al., 2009). Lyu et al. (2018) ont par exemple trouvé que pour limiter à 10% le biais relatif de pic de crue simulé sur un bassin urbain plus petit que  $1 \text{ km}^2$  il fallait une résolution temporelle des pluies de 5 minutes ou d'au moins 15 minutes pour des zones un peu plus étendues de  $2\text{-}3 \text{ km}^2$ . Dans sa thèse, Mouelhi (2003) a étudié l'impact des pas de temps hydrologiques (pluriannuel, annuel, mensuel et journalier) sur la structure de modèles conceptuels globaux (GR) ainsi que leur cohérence interne entre les différentes résolutions temporelles. Kavetski et al. (2011) ont exploré les liens de dépendance entre les paramètres de modèles hydrologiques de différentes structures et les échelles temporelles de modélisation. Huit pas de temps compris entre 30 minutes et 3 jours ont été testés. Les paramètres décrivant les écoulements lents sont restés globalement constants pour tous les pas de temps, tandis que les paramètres décrivant les écoulements rapides ont convergé vers des estimations de plus en plus précises et stables à mesure que la résolution des données approchait l'échelle de temps caractéristique de ces processus rapides.

D'autres travaux se sont également intéressés aux liens qui existent entre résolutions spatiales et résolutions temporelles (Obled et al., 2009; Emmanuel et al., 2012; Ochoa-Rodriguez et al., 2015; Goullet et al., 2016). Emmanuel et al. (2012) ont par exemple montré qu'une haute résolution temporelle (5 minutes) des pluies pour des applications hydrologiques sur un bassin urbain permettait d'appréhender la variabilité spatiale des événements convectifs et qu'à ces pas de temps, la distance de décorrélation des pluies est inférieure à 10 km (distance à partir de laquelle deux points de mesure présentent un comportement statistique indépendant).

## 2.3 La modélisation des zones inondées et des impacts

Afin de caractériser les débits et les hauteurs d'eau en chaque point des tronçons des rivières et les emprises des zones inondées, il est nécessaire de coupler un modèle hydrologique à un modèle hydraulique. Leur utilisation permet de simuler les débordements à l'aval de bassins d'échelle régionale, typiquement de plus de  $1000 \text{ km}^2$ , ou encore l'influence d'ouvrages hydrauliques (ponts, retenues, seuils,...) qui peuvent modifier les écoulements. Bonnifait et al. (2009) ont montré que la dynamique des crues des 8-9 septembre 2002 a été caractérisée par une importante inondation de la plaine de la Gardonnenque en amont des gorges du Gardon, ce qui a entraîné une réduction significative du débit de pointe en aval et



qu'une modélisation hydraulique unidimensionnelle à écoulement non-stationnaire s'est avérée nécessaire pour reproduire cette dynamique. L'apport d'une modélisation hydraulique pour les crues débordantes est confirmé dans l'article de [Laganier et al. \(2014\)](#).

Les impacts sociaux et économiques liés aux événements extrêmes de type crue rapide peuvent également être modélisés. [Naulin et al. \(2013\)](#) ont par exemple couplé un modèle pluie-débit à une méthode d'estimation de période de retour des débits à chaque intersection de route avec les cours d'eau afin d'estimer un risque de coupure de routes par débordement des cours d'eau. Le modèle MobRISK ([Shabou, 2016](#)) permet de simuler l'exposition et la vulnérabilité des automobilistes durant leurs déplacements lors de ces événements, à partir de cette connaissance des coupures de route, par débordement des cours d'eau. D'autres études récentes (e.g. [Terti et al., 2015, 2019](#)) s'intéressent également aux interactions entre la dynamique spatio-temporelle des comportements des personnes exposées au risque de crues rapides et les caractéristiques hydrométéorologiques de l'événement.

La modélisation des impacts liés aux crues rapides méditerranéennes est encore peu développée. Aux échelles qui les concernent, les modèles hydrologiques semi-distribués ou distribués semblent les mieux adaptés, ainsi qu'une résolution spatiale et temporelle des pluies fine. Toutefois, des incertitudes affectent la chaîne hydrométéorologique de simulation des crues ainsi formée. Ces incertitudes, qui se propagent et se superposent tout au long de cette chaîne, sont l'objet de la section suivante.

## 2.4 Les incertitudes sur la chaîne de modélisation hydrologique

Plusieurs types d'incertitudes affectent la chaîne de modélisation hydrologique (Figure 2.1). Il y en a essentiellement trois, liées aux observations des pluies, à la condition initiale d'humidité du sol, et à la modélisation hydrologique elle-même.

Ce dernier type d'incertitude résulte de l'inadéquation entre la représentation de la réalité et la réalité elle-même (équations, structure, approximations utilisées, résolution spatio-temporelle, ...) et des hypothèses et méthodes retenues pour fixer des degrés de liberté (choix et valeurs des paramètres, méthodes et données de calibration, ...). L'incertitude structurelle a été étudiée en testant des modèles hydrologiques de complexité croissante ([Flügel, 1995](#); [Gharari et al., 2014a,b](#); [Randrianasolo et al., 2010](#)). Une approche multi-modèles permet de s'affranchir en partie des stratégies de modélisation propres à chaque modèle et peut aussi améliorer les résultats de simulation hydrologique par rapport à l'utilisation d'un seul modèle comme le montrent [Velázquez et al. \(2011\)](#). Des études de sensibilité des modèles hydrologiques pour la simulation des réponses des cours d'eau à leurs paramètres ont été effectuées ([Liu et al., 2012](#); [Edouard et al., 2018](#)). [Edouard et al. \(2018\)](#) ont par exemple montré que les simulations de débits faites avec le système couplé ISBA-TOP (décrit au chapitre 6.1) étaient particulièrement sensibles à la variation de trois des paramètres hydrodynamiques du modèle : le contenu en eau à saturation, la conductivité hydraulique à saturation et le taux de décroissance de la transmissivité avec la profondeur. Cette sensibilité s'est aussi avérée être dépendante des conditions initiales d'humidité des sols. Dans les modèles semi-distribués ou distribués, qui tiennent compte en partie au moins, de la variabilité spatiale des processus physiques du bassin versant, les paramètres caractérisant le bassin sont déduits de descripteurs mesurables de terrain (élévation, occupation et texture du sol). Bien que les bases de données de ces paramètres issues de systèmes d'observation

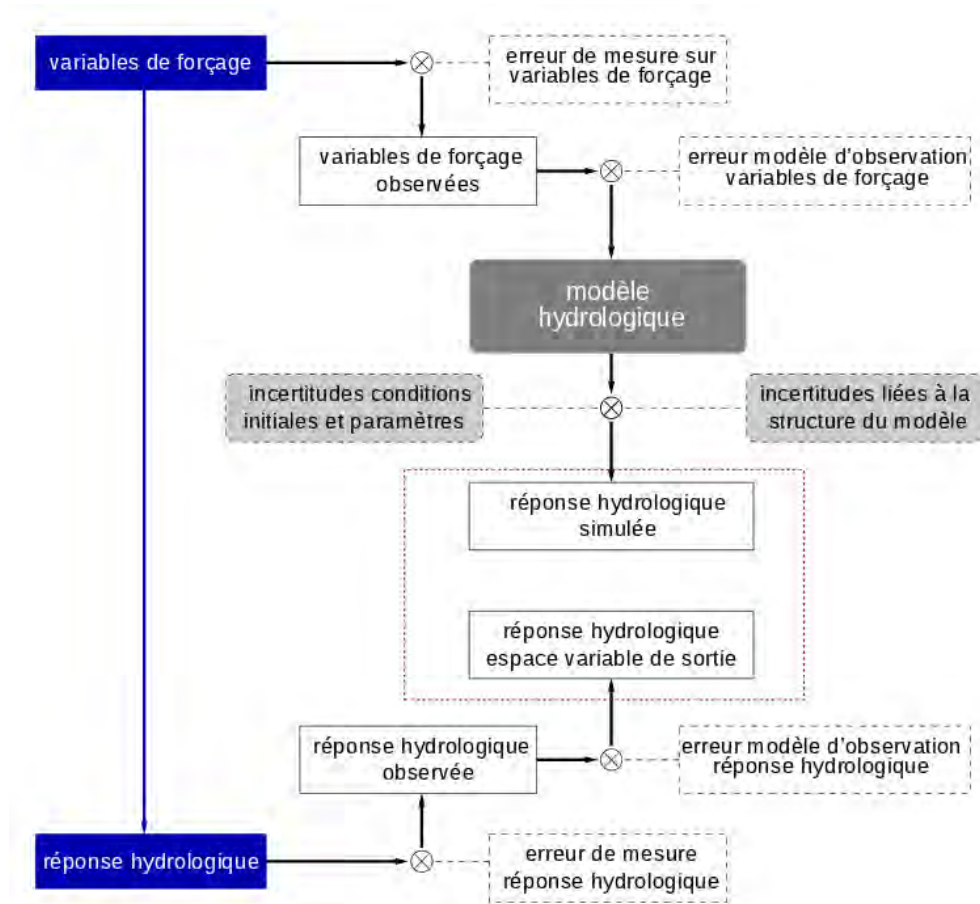


FIGURE 2.1 – Sources d’incertitudes liées à la modélisation hydrologique et à sa validation. D’après Castaings (2008)

sol, spatiaux et aéroportés, soient de plus en plus riches et variées, la sensibilité à ces données pour la modélisation des phénomènes de crue rapide n’a encore été que peu explorée.

La connaissance incomplète et/ou inexacte des conditions initiales d’humidité des sols constitue également une source d’incertitudes de la chaîne de modélisation hydrologique (Zappa et al., 2011; Silvestro and Reborà, 2014; Edouard et al., 2018). Silvestro and Reborà (2014) ont par exemple montré que pour des précipitations moyennes maximales en 12 heures valant 50 mm sur une des cinq régions hydrologiques italiennes (de l’ordre de 1000 km<sup>2</sup>) et pour un cumul maximum de 70 mm en 3 heures sur une zone d’environ 100 km<sup>2</sup>, l’erreur sur le pic de crue peut être de 200 à 400 % si les conditions initiales d’humidité des sols ne sont pas correctement estimées.

Les incertitudes liées à la modélisation hydrologique et aux conditions initiales d’humidité des sols sont cruciales pour la simulation des crues rapides mais l’incertitude majeure qui affecte la simulation ou la prévision des débits, est celle liée aux champs de pluie (Collier, 2009; Cloke and Pappenberger, 2009). Pour les lames d’eau observées, les erreurs peuvent provenir de la mesure des quantités observables (la hauteur d’eau par les pluviomètres, la réflectivité par les radars) et des relations qui les lient à la donnée utilisée comme forçage (la spatialisation géostatistique des données ponctuelles issues des pluviomètres et l’opérateur d’observation pour la réflectivité par exemple, ou encore la chaîne de traitement amenant aux estimations quantitatives des précipitations : échos parasites, masques, PVR, atténuation, advection, relation Z-R, ...).



# Chapitre 3

## La prévision immédiate et à très courte échéance

### Sommaire

---

<b>3.1</b>	<b>En météorologie . . . . .</b>	<b>23</b>
<b>3.2</b>	<b>En hydrologie . . . . .</b>	<b>26</b>

---

Les outils décrits dans le chapitre précédent permettent une courte anticipation de la réponse hydrologique jusqu’au temps de concentration du bassin versant mais au delà ce sont les prévisions immédiates qui peuvent permettre de disposer de scénarii réalistes en termes de localisation et de durée des phénomènes hydrométéorologiques. Ce chapitre est consacré à la description des techniques de prévision immédiate et à très courte échéance en météorologie et en hydrologie.

### 3.1 En météorologie

La prévision immédiate (“nowcasting” en anglais) est une prévision pour une échéance très courte, de quelques minutes à deux ou trois heures, selon la définition de l’Organisation Mondiale de la Météorologie. La très courte échéance jusque six heures de prévision est bien souvent considérée comme incluse également dans les échéances de la prévision immédiate. La prévision immédiate repose essentiellement sur l’observation actuelle du temps et nécessite d’être rafraîchie très fréquemment pour prendre en compte l’évolution observée. Le temps de mise à disposition des prévisions, qui doit être le plus court possible pour que les prévisions soient encore valides, est aussi une autre contrainte des méthodes de prévision immédiate. On peut distinguer trois types de méthodes de prévision pour des échéances inférieures à six heures : l’extrapolation de données d’observations, et notamment de données radar, la prévision numérique du temps à méso-échelle et des approches combinant extrapolation et prévision numérique.

L’utilisation de radars météorologiques en opérationnel a débuté dans les années 1940, après le développement des radars militaires pendant la Seconde Guerre Mondiale. C’est en 1953 que le concept d’extrapolation des échos radar pour la prévision à courte échéance des précipitations a été développé pour la première fois (Ligda, 1953). Dès lors, cette approche a été approfondie par la recherche d’algorithmes ou de méthodes automatiques permettant

de prévoir au mieux l'évolution des cellules précipitantes (en termes de déplacement, taille et intensité) à partir des données de l'imagerie radar. Parmi elles, on peut citer les méthodes de corrélation croisée entre les pixels de l'image. C'est le cas des systèmes TREC (Tracking Radar Echoes by Correlation, [Rinehart and Garvey, 1978](#)) ou 2piR (Prévision Immédiate de Précipitations par Imagerie Radar, décrit au chapitre 7.2.2.1) méthode développée à Météo-France. En pratique, pour calculer le déplacement des cellules d'une image à l'autre, on commence par subdiviser les deux images en plusieurs petites zones carrées. Chaque zone de la première image est comparée à sa zone homologue dans l'autre image. La zone de la seconde image est déplacée sur un quadrillage régulier jusqu'à ce que les motifs radar des deux zones correspondent le mieux (maximisation de la corrélation). Le vecteur de translation correspondant est alors pris comme vecteur vitesse pour extrapoler le déplacement dans le temps. Il existe également des méthodes basées sur la reconnaissance de formes (dites « objets ») qui permettent de suivre des structures pluvieuses individuellement. Elles sont plus adaptées aux cellules convectives intenses, car ces dernières ont une dynamique différente de l'enveloppe pluvieuse large qui les entoure. On trouve ce type d'approche dans SCIT (Storm Cell Identification and Tracking Algorithm, [Johnson et al., 1998](#)) et TITAN (Thunderstorm Identification Tracking Analysis and Nowcasting, [Dixon and Wiener, 1993](#)). Ces méthodes ont par la suite été améliorées, (Continuity of TREC vectors, [Li et al., 1995](#); Variational Echo Tracking, [Laroche and Zawadzki, 1995](#); [Germann and Zawadzki, 2004](#)), afin d'assurer la cohérence du champ de vitesse reconstitué après extrapolation. Cependant, quel que soit leur type, ces méthodes ne permettent pas de prévoir l'initiation de la convection. Elles sont peu capables de prévoir le développement ou la dissipation des cellules pluvieuses et ne prennent pas en compte la présence de relief. Leurs performances chutent donc rapidement, au-delà de 20 minutes de prévision dans le cas par exemple de cellules convectives.

La qualité des méthodes d'extrapolation en fonction des échéances de prévision peut être schématisée comme dans la [Figure 3.1](#), en noir. Au delà de ce laps de temps, l'utilisation de la prévision numérique est nécessaire. La dernière génération de modèles de méso-échelle, permet d'atteindre des résolutions horizontales kilométriques et est capable de reproduire des processus de couche limite et de convection de fine échelle. Des systèmes de prévision numérique ont été configurés pour répondre aux besoins de la prévision immédiate, à savoir de disposer de données sur la très courte échéance, réactualisées avec les dernières observations, dans un délai le plus court possible. Ces systèmes sont basés sur les mêmes modèles de résolution horizontale kilométrique que les modèles de prévision utilisés pour la prévision du temps sur les 24-48h prochaines, mais leurs fréquence et durée d'assimilation des observations sont adaptées pour permettre de rafraîchir les prévisions fréquemment avec les nouvelles observations tout en assurant des délais de mise à disposition des sorties de prévision courts. Par exemple, aux États-Unis, la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) a développé le modèle de prévision numérique HRRR, High Resolution Rapid Refresh ([Weygandt et al., 2009](#)). En France, AROME-PI ([Auger et al., 2015](#), décrit au chapitre 7.2.1.2,) est le système de prévision numérique dédié à la prévision immédiate à Météo-France. Il est lancé toutes les heures et ses sorties jusque 6h d'échéance, sont disponibles toutes les 15 minutes, seulement 35 minutes après l'observation horaire. Dans ces systèmes dédiés à la prévision immédiate, moins d'observations sont assimilées que dans les systèmes de prévision du temps à 24 ou 48h d'échéance car la fenêtre temporelle d'assimilation est réduite.

Ainsi plusieurs systèmes de prévision immédiate, de qualité variable ([Figure 3.1](#)), co-existent, entre 1 et 3-4h d'échéance. Des méthodes ont été développées afin de combiner les systèmes d'extrapolation et de prévision numérique. On parle de fusion PI (Prévision

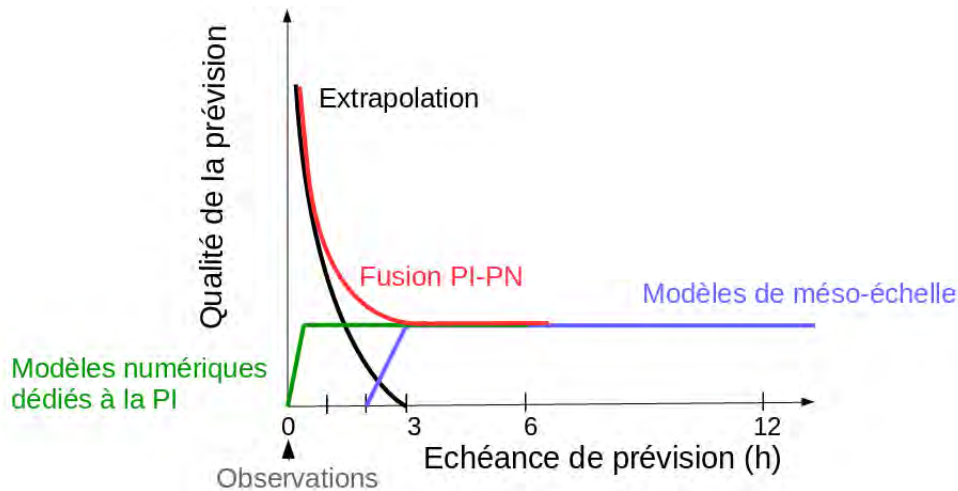


FIGURE 3.1 – Qualité des prévisions de pluie en fonction des échéances. PI signifie prévision immédiate et PN prévision numérique.

immédiate)-PN (Prévision numérique). La première technique de fusion utilisée en opérationnel, développée par [Golding \(1998\)](#), est basée sur une pondération des champs issus de la prévision numérique et de l'extrapolation radar. Depuis juin 2016, une nouvelle méthode de fusion entre extrapolation et prévision numérique est développée à Météo-France, pour les précipitations : PIAF (Prévision Immédiate Agrégée Fusionnée, décrit au chapitre 7.2.2.2).

Bien qu'elles ne cessent de progresser, les prévisions de précipitations souffrent aussi d'incertitudes, sur la localisation et l'intensité des noyaux précipitants, quelle que soit l'échéance de prévision considérée. Quatre sources d'incertitude ([Vié, 2012](#)) impactent la prévision numérique des événements fortement précipitants : la description des conditions fournies aux limites latérales du modèle, souvent issues d'une prévision de plus grande échelle, la représentation des conditions atmosphériques initiales à méso-échelle, les paramétrisations physiques du modèle, et enfin la définition des conditions de surface (en particulier les conditions de température de surface de la mer).

Plusieurs méthodes permettant de prendre en compte ces incertitudes ont été largement utilisées pour des échéances allant jusqu'à quelques jours d'échéance. C'est par exemple le cas de la méthode de post-traitement des prévisions de pluies de [Vincendon et al. \(2011\)](#), qui consiste à perturber les précipitations d'un modèle de prévision numérique du temps à partir d'une climatologie des erreurs de prévision préalablement établie. [Zalachori et al. \(2012\)](#) ont comparé plusieurs stratégies de correction de biais appliquées aux prévisions de pluie (et de débits) afin de prendre en compte les incertitudes et d'améliorer les prévisions hydrologiques. Par ailleurs, les systèmes de prévision d'ensemble à la résolution kilométrique (comme celui utilisé dans [Bouttier et al., 2012](#)), permettent de représenter de manière réaliste les champs de précipitations caractéristiques des épisodes fortement pluvieux méditerranéens un à deux jours avant. Ils permettent aussi d'échantillonner les incertitudes qui les affectent : les erreurs peuvent être représentées en perturbant artificiellement les équations d'évolution du modèle, ses conditions initiales ou ses conditions aux limites. Parmi les prévisions d'ensemble, il existe des alternatives moins coûteuses aux méthodes des perturbations, qui permettent également de quantifier l'incertitude sur les prévisions de pluie. Ce sont par exemple les prévisions d'ensemble à moindre coût créées à partir des prévisions de différents modèles météorologiques de prévision numérique du temps ([McBride and Ebert, 2000](#)), ou à partir d'une série de prévisions successives d'un même modèle météorologique.



On appelle ces dernières des « time-lagged ensembles » (ensembles décalés dans le temps, littéralement en français). Ces ensembles combinent la prévision déterministe la plus récente avec des prévisions déterministes plus anciennes. Ces prévisions sont lancées à des moments différents mais disponibles sur une période temporelle commune. Une telle approche a été suggérée par [Hoffman and Kalnay \(1983\)](#). Les différences de conditions initiales d'un réseau à l'autre (on parle de réseau en météorologie pour une prévision lancée à une certaine heure) sont utilisées plutôt que des estimations de l'incertitude au moyen de perturbations sur l'état atmosphérique initial. Cette approche a été utilisée de nombreuses fois pour la courte échéance (e.g. [Lu et al., 2007](#); [Wong et al., 2009](#); [Lee et al., 2009](#); [Scheufele et al., 2014](#)). Par exemple, [Mittermaier \(2007\)](#) a examiné la performance d'un ensemble à cinq membres fournissant des prévisions de 6 heures toutes les 6 heures, construit à partir du modèle anglais à 4 km de résolution (Met Office 4 km Unified Model). Les résultats ont montré qu'une approche ensembliste améliore les scores pour la prévision des pluies et réduit notamment le nombre d'événements manqués. [Bouallègue et al. \(2013\)](#) a utilisé l'approche « time-lagged » sur trois réseaux successifs de la prévision d'ensemble COSMO-DE-EPS à 20 membres, construisant un nouvel ensemble allant jusque 15 heures de prévisions, avec de meilleures performances pour les prévisions de probabilités de zones pluvieuses. Cette approche a aussi été utilisée pour la courte échéance à partir de prévisions provenant de modèles météorologiques différents ([Yuan et al., 2009](#)).

## 3.2 En hydrologie

L'utilisation de prévisions de pluie, et en particulier de prévisions immédiates de pluie, en entrée des modèles hydrologiques offre la perspective de gagner quelques heures d'anticipation sur la prévision d'une crue rapide, par rapport à l'utilisation simple de lames d'eau observées. [Vivoni et al. \(2006\)](#), [Berenguer et al. \(2005\)](#) et [Dolcine et al. \(2001\)](#) ont par exemple démontré l'intérêt d'utiliser des prévisions déterministes de pluie obtenues à partir d'extrapolation de lames d'eau radar en entrée de modèles hydrologiques.

Tout comme pour les pluies observées, les erreurs sur les pluies prévues se propagent le long de la chaîne de prévision hydrométéorologique et peuvent être particulièrement pénalisantes à l'échelle des petits bassins versants. L'utilisation de prévisions d'ensemble de pluie est donc assez courante en hydrométéorologie ([Ferraris et al., 2002](#); [Bartholmes and Todini, 2005](#); [Schaake et al., 2007](#); [Thielen et al., 2009](#); [Vincendon et al., 2011](#); [Hardy et al., 2016](#)) afin de tenir compte de ces incertitudes ([Cloke and Pappenberger, 2009](#)). Des actions nationales et internationales ont été entreprises par les communautés hydrologiques universitaires et opérationnelles sur ces questions. Citons par exemple, le projet HEPEX (Hydrological Ensemble Prediction Experiment, [Schaake et al., 2008](#)), la coopération scientifique COST (de 2005 à 2010, COST Action 731 : Propagation of Uncertainty in Advanced Meteo-Hydrological Forecast Systems, [Zappa et al., 2010](#)) ou encore le système d'alerte européen pour les crues (EFAS : European Flood Alert System, [Thielen et al., 2009](#)). Néanmoins ces travaux se sont le plus souvent intéressés à des échéances de prévision assez lointaines. EFAS, par exemple, exploite la prévision d'ensemble du centre européen de prévision à moyen terme (échéances 3 à 10 jours) pour des grands bassins versants. Sur les échéances de la prévision immédiate, les travaux sont moins nombreux et généralement encore plus récents.

Des études suivant une approche probabiliste à partir de prévisions immédiates de pluies basées sur l'extrapolation d'observations pour des fins hydrologiques, peuvent être trouvées dans les articles de [Atencia and Zawadzki \(2014, 2015\)](#) ou de [Berenguer et al. \(2011\)](#) ou de

Silvestro and Rebora (2012). Les résultats obtenus par Silvestro and Rebora (2012) montrent par exemple que le bénéfice de l'approche probabiliste est évident dans certains cas mais que l'impossibilité de reproduire complètement les processus relatifs au développement et à la dissipation des cellules pluvieuses pouvait conduire à des fausses prévisions.

Angélica Caseri a étudié dans sa thèse (Nardo Caseri, 2017) l'apport pour la prévision immédiate des crues soudaines d'un ensemble de scénarios de pluies sur quelques heures d'échéances, issus d'un générateur de pluie paramétré par des propriétés statistiques basées sur les données radars et pluviométriques disponibles jusqu'à l'instant initial. Les prévisions émises par le système ainsi développé semblent bien se prêter à la détection du dépassement de seuils critiques et fournir une indication anticipée du risque de crue de plus en plus juste au fur et à mesure que l'événement approche.

Afin d'améliorer la prévision des débits de petits bassins versants italiens jusqu'aux échéances de 2 à 8 heures, Poletti et al. (2019) ont forcé un modèle hydrologique distribué avec des ensembles de scénarios de pluie obtenus à partir d'un modèle probabiliste de prévision immédiate des précipitations (extrapolant l'évolution des précipitations à partir des observations), d'un modèle de prévision météorologique numérique de 2,2 km de résolution et d'une combinaison des deux. La méthode de fusion de données est globalement meilleure que la méthode d'extrapolation utilisée seule. Dans les rares fois où elle est observée, la détérioration des performances de la méthode de fusion de données peut être attribuée au passage de la prévision immédiate à la prévision numérique.

Par ailleurs, l'évaluation de chaînes intégrées de prévision immédiate des crues rapides et de leurs impacts jusqu'à 6 heures d'échéance est le coeur du projet de recherche ANR Prévision immédiate intégrée des impacts des crues soudaines (PICS, ANR-17-CE03-0011, 2018-2021) associé au programme HyMeX. Ces travaux de thèse participent à ce projet.





# Chapitre 4

## L'objectif de la thèse

L'objectif de la thèse vise à améliorer les prévisions des conséquences hydrologiques des épisodes méditerranéens de pluie intense aux échéances de la prévision immédiate, jusqu'à six heures d'échéance. Pour ce faire, ce travail de thèse a cherché à répondre à plusieurs questions, qui n'ont pas ou peu été abordées jusqu'à présent (voir les chapitres précédents).

La première question concerne la modélisation des conséquences hydrologiques :

- Est-il possible d'améliorer la modélisation des réponses hydrologiques (ruissellement et débit) avec une représentation plus fine du type de surface et de la texture des sols ?

Les deux questions suivantes ont porté sur l'utilisation des prévisions immédiates de pluie :

- Quel est l'apport des prévisions immédiates de pluie, qu'elles soient issues de la prévision numérique ou de la fusion de cette dernière avec l'extrapolation d'observations, pour la prévision hydrologique à très courte échéance ? Jusqu'à quelles échéances de tels systèmes de prévision sont-ils performants pour la prévision des crues ?
- Une prévision d'ensemble des crues basée sur un ensemble de prévisions de pluies, lancées de façon décalée dans le temps (du type « time-lagged ensemble ») permet-elle d'améliorer la prévision des crues rapides ?

Enfin la dernière question porte sur l'évaluation des simulations et des prévisions.

- Comment évaluer le ruissellement simulé en l'absence d'observation directe de cette variable ? Les conclusions de l'évaluation des prévisions varient-elles selon les variables évaluées (pluie, débit) et le modèle hydrologique utilisé ?

Pour traiter la première question, une étude de sensibilité a été réalisée avec le système hydrométéorologique ISBA-TOP (décrit à la section 6.1), en modifiant la résolution du modèle et les descripteurs physiographiques (texture et occupation du sol).

Les deuxième et troisième questions ont été instruites en évaluant des prévisions de pluie de Météo-France aux échéances de la prévision immédiate (Figure 4.1), à savoir celles délivrées par AROME-PI (décrit au paragraphe 7.2.1.2), PIAF (décrit au paragraphe 7.2.2.2) et AROME-France (décrit au paragraphe 7.2.1.1).

Pour répondre à la dernière question, l'évaluation des débits et ruissellements simulés a cherché à tirer partie de toutes les observations directes et indirectes disponibles : des données de débit observé, estimé dans le cadre de retours d'expérience et des données d'impacts.

En particulier, le potentiel de ces données d'impact pour évaluer le ruissellement simulé a été examiné. Le dernier point soulevé dans la question, qui concerne la sensibilité des résultats au modèle hydrologique utilisé, a été examiné en considérant les performances relatives de deux modèles hydrologiques forcés par des prévisions immédiates de pluie : ISBA-TOP (décrit à la section 6.1) et MARINE (décrit à la section 6.2).

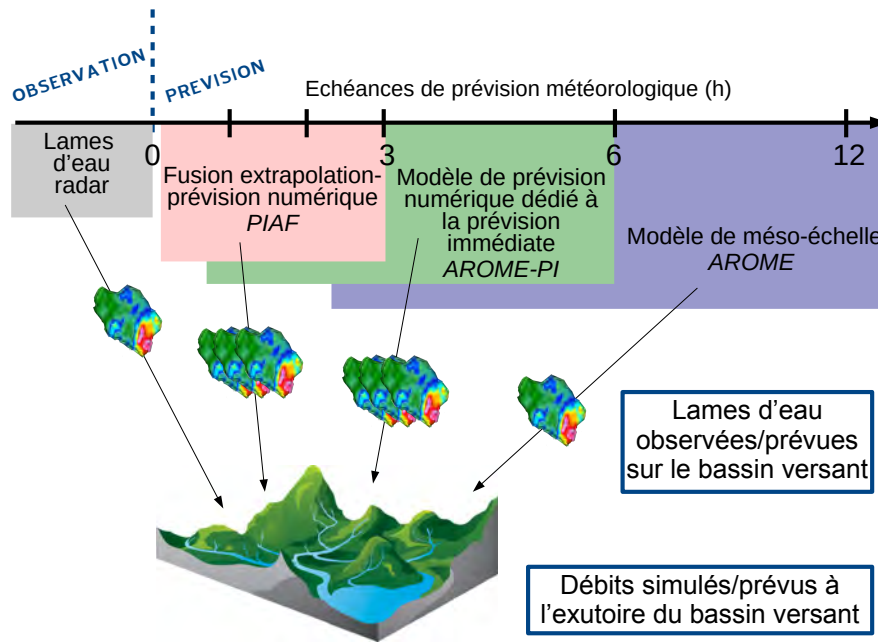


FIGURE 4.1 – Prévision d'ensemble des crues basées sur différentes prévisions immédiates de pluie.

La méthodologie générale utilisée dans la thèse est exposée dans la partie suivante.

# Deuxième partie

## Méthodologie générale

Dans cette partie sont présentés les principaux outils qui ont permis de répondre à l'objectif de la thèse et aux questions associées posées au chapitre précédent. Les bassins versants et les événements hydrométéorologiques étudiés sont tout d'abord présentés. Ensuite, les modèles hydrologiques sont décrits, avant de détailler les données de pluie observée et prévue, disponibles aux courtes échéances. Enfin, les moyens de vérification des simulations et des prévisions sont exposés.

---

<b>5</b>	<b>Les bassins versants et les évènements hydrométéorologiques</b>	<b>33</b>
<b>6</b>	<b>Les modèles hydrologiques</b>	<b>45</b>
<b>7</b>	<b>Les données de pluie</b>	<b>53</b>
<b>8</b>	<b>Vérification des simulations et des prévisions hydrométéorologiques</b>	<b>63</b>

---



# Chapitre 5

## Les bassins versants et les évènements hydrométéorologiques

### Sommaire

---

5.1	Les bassins versants . . . . .	33
5.2	Les évènements étudiés pour la modélisation hydrologique . .	35
5.3	Des évènements plus récents pour la prévision immédiate . . .	39

---

Les bassins versants considérés dans ces travaux de thèse sont situés dans trois zones d'étude principales : l'Aude, les Cévennes et la région Provence-Alpes-Côte-d'Azur. Ils ont été sélectionnés car ils ont été affectés par des évènements récents et/ou car ils sont utilisés depuis longtemps dans les études menées au centre national de recherches météorologiques (CNRM). Une vingtaine d'évènements, caractérisés par des phénomènes de pluie intense et de ruissellement plus ou moins importants, ont été sélectionnés entre 2014 et 2018 afin de constituer deux échantillons de vérification : un pour l'amélioration de la modélisation hydrologique et un autre, avec des cas d'étude plus récents pour lesquels les prévisions immédiates de pluie sont disponibles, pour l'évaluation des prévisions de pluie aux courtes échéances. Bassins et évènements sont présentés dans ce chapitre.

### 5.1 Les bassins versants

Les bassins versants sont décrits dans cette partie, par zone géographique, d'Ouest en Est selon leur exutoire (Figure 5.1).

**Dans le département de l'Aude**, huit bassins versants de tailles comprises entre 19 et 750  $km^2$  (Tableau 5.1) ont été sélectionnés : le Fresquel à Pezens, le Lauquet à Saint-Hilaire, le Trapel à Villedubert, l'Orbiel à Bouilhonnac, l'Argent Double à la Redorte, l'Ognon à Pépieux, l'Orbieu à Villedaigne et la Cesse à Mirepeisset. Ces cours d'eau font partie du bassin versant de l'Aude. Au Nord et à l'Ouest se situent la Montagne Noire couverte de forêts et le Lauragais, caractérisé par ses petites collines et ses nombreux champs cultivés (cultures annuelles et vignes). Bien que le bassin versant de l'Aude soit assez rural, la communauté d'Agglomération de Carcassonne regroupe plus de 110 000 habitants.

**Au Sud des Cévennes**, quatre bassins versants de 181 à 1092 km<sup>2</sup> (Tableau 5.1) situés entre les départements du Gard et de l’Hérault ont été choisis : la Lergue à Lodève, l’Hérault à Laroque, le Gardon à Ners et le Vidourle à Sommières. La partie amont de ces bassins est caractérisée par un relief marqué et un réseau hydrographique dense avec des vallées très encaissées. Le territoire est essentiellement rural, avec de nombreuses forêts et des terres agricoles.



FIGURE 5.1 – Les bassins versants étudiés sont délimités par des contours noirs.

Rivière	Exutoire	Aire (km <sup>2</sup> )	Débit maximal enregistré (m <sup>3</sup> /s)
Fresquel	<b>Pezens</b>	733	188.0 le 1/03/1971
Lauquet	<b>Saint Hilaire</b>	173	163.0 le 23/06/1992
Trapel	<b>Villedubert</b>	19.2	X
Orbiel	<b>Bouilhonnac</b>	239	490.0 le 15/10/2018
Argent Double	<b>Redorte</b>	108	170.0 le 15/10/2018
Ognon	<b>Pépieux</b>	47.1	196.0 le 13/11/1999
Orbieu	<b>Villedaigne</b>	748	1020.0 le 15/10/2018
Cesse	<b>Mirepeisset</b>	270	591.0 le 15/10/2018
Lergue	<b>Lodève</b>	181	580.0 le 31/10/1963
Hérault	<b>Laroque</b>	918	1440.0 le 3/11/2011
Gardon	<b>Ners</b>	1092	1390 le 22/10/2008
Vidourle	<b>Sommières</b>	621	2180.0 le 9/09/2002
Gapeau	<b>Hyères</b>	548	579.0 le 28/12/1972
Aille	<b>Vidauban</b>	279	469.0 le 19/01/2014
Endre	<b>Le Muy</b>	187	183.0 le 5/11/2011
Siagne	<b>Pégomas</b>	515	431.0 le 6/11/2011
Brague	<b>Biot</b>	41	221.0 le 6/11/2011
Loup	<b>Villeneuve-Loubet</b>	278	228.0 le 12/01/1996
Cagne	<b>Cagnes-sur-Mer</b>	109	X

TABLE 5.1 – Caractéristiques des principaux bassins versants étudiés. Leur emplacement est donné Fig. 5.1 d’Ouest en Est. Les débits maximaux enregistrés sont issus de la banque nationale HYDRO (<http://www.hydro.eaufrance.fr>) pour les stations jaugées.



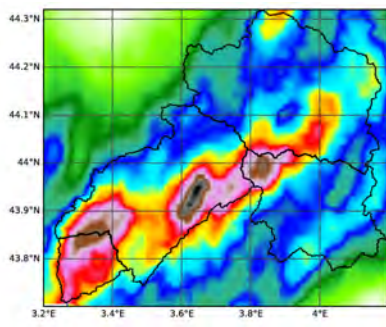
**En Provence-Alpes-Côtes-d'Azur**, sept bassins versants de 41 à 548  $km^2$  (Tableau 5.1) ont été sélectionnés : le Gapeau à Hyères, l'Aille à Vidauban, l'Endre au Muy, la Siagne à Pégomas, la Brague à Biot, le Loup à Villeneuve-Loubet et la Cagne à Cagnes-sur-mer. Le réseau hydrographique y est fortement influencé par la géologie (nombreuses zones calcaires et présence de karst) et le relief (massif des Maures, pré-Alpes de Castellane). Trois types de zones prédominent : les zones naturelles (forêts, pelouses, boisements), agricoles (terres arables, cultures), et les zones d'habitats et d'activités (tissu urbain, habitations, zones industrielles ou commerciales) qui sont très présentes sur le littoral.

## 5.2 Les événements étudiés pour la modélisation hydrologique

Plusieurs événements ayant affecté la zone d'étude des Cévennes aux automnes 2014, 2015 et 2016, et au printemps 2016 ont été sélectionnés, ainsi que l'événement exceptionnel qui a touché la région de Cannes en octobre 2015, pour évaluer l'apport d'une représentation plus fine de la surface dans le modèle ISBA-TOP. Cette sélection a permis d'étudier la réponse hydrologique des différentes configurations d'ISBA-TOP pour deux types de bassins versants : les bassins ruraux des Cévennes et ceux plus urbanisés de Provence-Alpes-Côtes-d'Azur. Dans ce chapitre, les cumuls de précipitations présentés sont issus de la lame d'eau ANTILOPE, fusion de données radars et pluviomètres décrite en détail au chapitre 7.1.2.

**Les événements de l'automne 2014 sur les Cévennes :** Plusieurs épisodes pluvieux marquants se sont succédés dans le Sud-Est de la France, au cours de l'automne 2014, notamment ceux du 17 au 20 septembre, du 11 au 14 octobre et du 28 au 30 novembre.

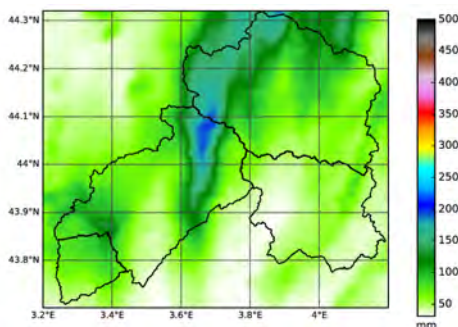
17-20 septembre 2014



a) Précipitations du 17/09/14 00h au 20/09/14 00h

Des cellules orageuses intenses se sont développées le 17 septembre 2014 sur le Gard et l'Hérault, engendrant des cumuls de pluie importants : 340 mm ont par exemple été relevés à St Hippolyte-du-Fort en 24 heures. De très fortes précipitations sont également tombées les 18 et 19 septembre sur le relief des Cévennes ardéchoises et le Gard. Sur les trois jours, les cumuls sont très élevés avec par exemple 474 mm mesurés à Générargues (Gard).

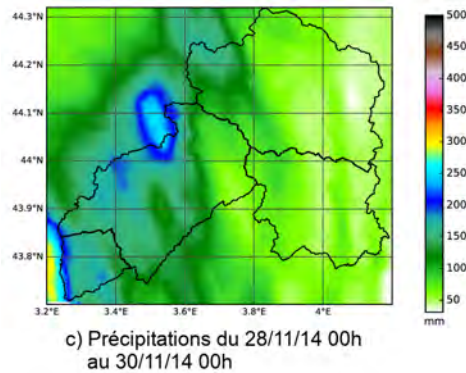
11-14 octobre 2014



b) Précipitations du 11/10/14 00h au 14/10/14 00h

Pour le deuxième épisode de 2014 retenu, des orages ont concerné l'Hérault, le Gard et l'Ardèche essentiellement les 12 et 13 octobre. Les plus forts cumuls ont été relevés sur les Cévennes ardéchoises avec localement 300 mm en 24 heures. Pour le Gard, un maximum de 171 mm en 24 heures a tout de même été mesuré à Valleraugue.

28-30 novembre 2014

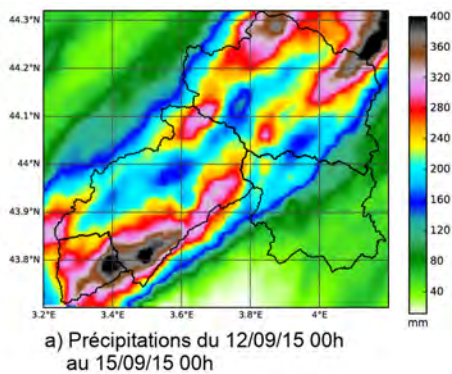


Du 28 au 30 novembre, les fortes pluies ont touché l'ensemble du Languedoc-Roussillon dont l'Hérault et les Cévennes avec 160 mm relevés par exemple au Bousquet-d'Orb (Hérault), lors de la journée du 28.

TABLE 5.2: Cumuls de pluie ANTILOPE et description des événements de l'automne 2014.

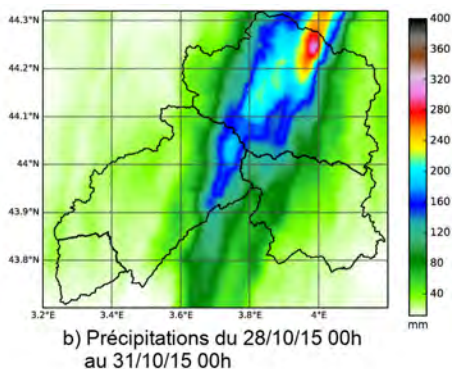
**Les événements de l'automne 2015 sur les Cévennes :** Trois épisodes orageux ayant affecté la région des Cévennes ont été retenus pour l'année 2015, ils ont eu lieu du 12 au 15 septembre, du 28 au 31 octobre et du 03 au 06 novembre.

12-15 septembre 2015



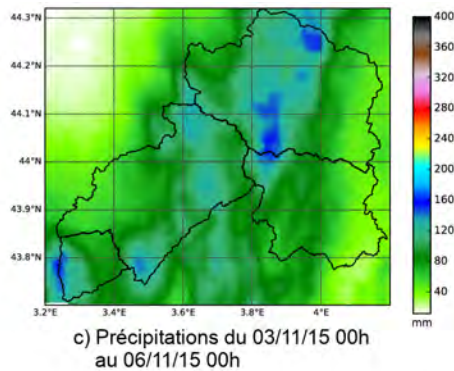
De forts cumuls de précipitation sont tombés sur l'Hérault entre le 12 et le 15 septembre. Des cellules orageuses, avec des intensités remarquables et ayant stationné plusieurs heures au même endroit, ont par exemple, généré une accumulation de 385 mm à La Vacquerie la journée du 12 dont 112 mm en une heure. Ces fortes pluies ont notamment entraîné la crue de la Lergue à Lodève, la plus importante depuis l'installation de la station de mesure, il y a plus de 50 ans.

28-31 octobre 2015



Dans la journée du 28 octobre, une activité pluvio-orageuse s'est développée entre l'Est de l'Hérault, le Nord-Ouest du Gard et l'Ardèche, avec des pluies très intenses localement, qui ont notamment entraîné des inondations à Anduze avec la crue du Gardon. 118 mm en 24 heures ont par exemple été mesurés à La Grand Combe dans le département du Gard.

03-06 novembre 2015



D'intenses précipitations ont été observées sur le Gard et l'Hérault entre le 03 et le 06 novembre avec par exemple 70 mm sur le Mont-Aigoual relevés la journée du 03.

TABLE 5.3: Cumuls de pluie ANTILOPE et description des événements de l'automne 2015 sur les Cévennes.

**L'évènement du 03 octobre 2015 sur la région de Cannes :** Cet évènement qui a touché la Côte d'Azur est l'un des plus désastreux de cette décennie. En soirée du 03 octobre 2015, des précipitations d'intensité exceptionnelle s'abattent sur le littoral des Alpes Maritimes. Plus de 100 mm ont été relevés à Cannes et à Mandelieu en seulement une heure. Ces fortes pluies ont entraîné la crue très rapide de nombreux petits fleuves côtiers comme la Siagne ou la Brague, avec des coulées de boue et un ruissellement urbain intense dans les grandes agglomérations de Cannes, Nice et Antibes. Le bilan humain est lourd (20 morts) et de nombreux dégâts, estimés à 600-700 millions d'euros, ont été causés (inondations des habitations, commerces, campings, suspension des trafics routier, aérien et ferroviaire).

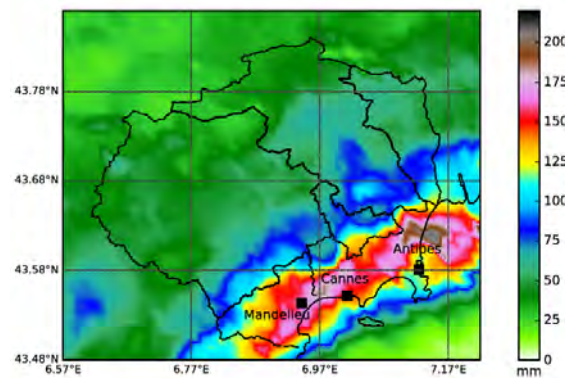


FIGURE 5.2 – Cumul de pluie ANTILOPE le 03 octobre 2015 de 17 à 22h.

Un système orageux marqué qui s'est développé sur l'Est varois a été renforcé lors de son passage sur le massif de l'Estérel. L'effet orographique et l'alimentation en basses couches d'air chaud et humide en provenance de la Méditerranée ont permis d'intensifier les pluies entre 20h et 21h45 entre l'axe Cannes-Mandelieu-Antibes et Nice. Les intempéries ont surtout affecté une bande côtière de 35 km de long par 10 km de large environ, comme le montre la carte des cumuls de précipitations (Figure 5.2).

Ces précipitations sont tombées sur des sols déjà très humides, ce qui a entraîné davantage de ruissellement. Il était tombé en effet près d'une centaine de millimètres les deux premiers jours d'octobre sur ce même secteur (voir la Figure 5.3 entre Fréjus et Nice).



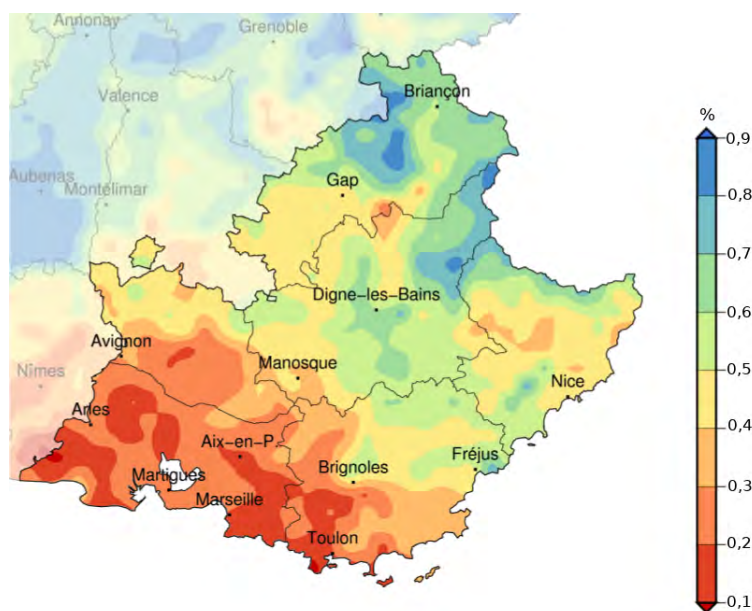
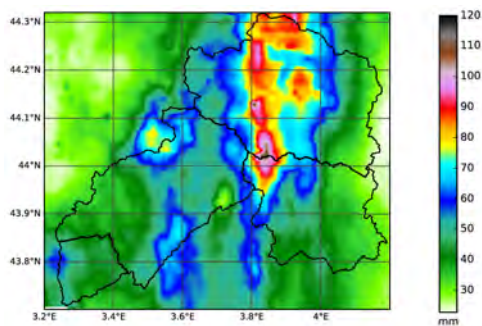


FIGURE 5.3 – Indice d’humidité des sols (SWI) la journée du 02 octobre 2015 sur la région Provence-Alpes-Côte-d’Azur. Cet indice est calculé à partir des données horaires issues de la modélisation Safran-Isba-Modcou.

**Les événements de 2016 sur les Cévennes :** Cinq événements de 2016 ont également été retenus sur la zone d’étude des Cévennes, deux ayant eu lieu au printemps, du 05 au 07 avril et du 10 au 13 mai et trois autres en automne, du 14 au 16 octobre, du 21 au 24 novembre et du 24 novembre au 27 novembre.

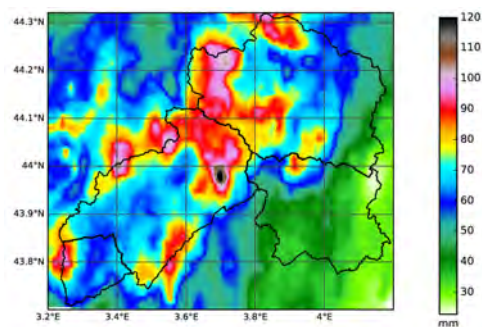
05-07 avril 2016



a) Précipitations du 05/04/16 00h au 07/04/16 00h

Des précipitations abondantes se sont abattues sur la région les 05 et 06 avril 2016, entraînant des crues modérées, comme par exemple le Vidourle à Vic-le-Fesq dans le Gard. 42 mm en 24 heures ont été mesurés à Barnas dans les Cévennes ardéchoises.

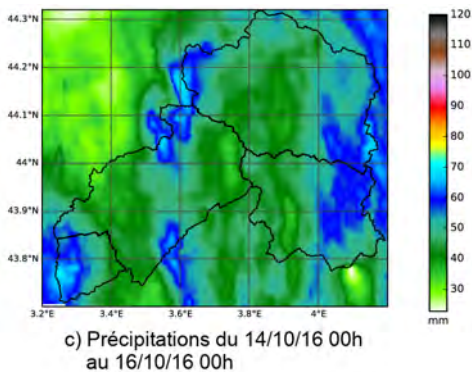
10-13 mai 2016



b) Précipitations du 10/05/16 00h au 13/05/16 00h

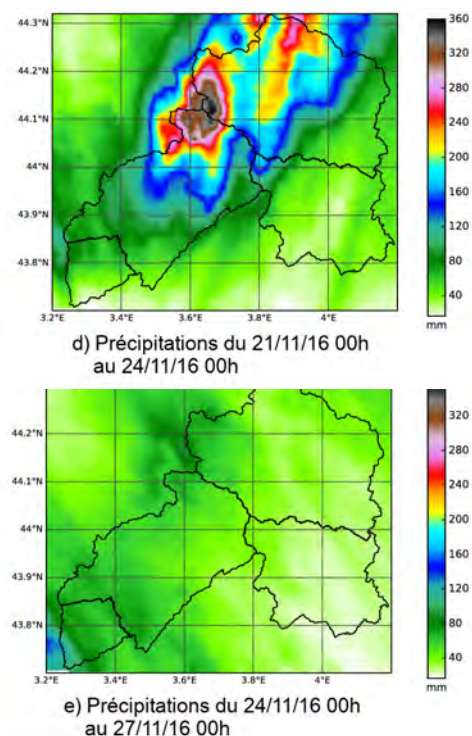
Des pluies parfois orageuses ont touché le Gard et l’Hérault entre le 10 et 13 mai, avec des cumuls dépassant les 100 mm localement sur tout l’événement.

14-16 octobre 2016



Les pluies tombées entre le 14 et le 16 octobre sur la plaine languedocienne et les Cévennes sont la suite et fin d'un épisode méditerranéen très actif ayant débuté le 12 octobre. La première partie de cet événement a été utilisée pour l'évaluation des prévisions immédiates de pluie et est présentée dans la section suivante. Les cumuls sont plus faibles dans cette seconde partie d'événement avec par exemple 33 mm tombés le 14 à La Grand Combe (Gard).

21-27 novembre 2016



Entre le 20 et le 26 novembre 2016 un épisode méditerranéen actif a généré des pluies intenses et localement orageuses du Languedoc au sud de Rhône-Alpes et à la Côte d'Azur. L'épisode a été découpé en deux afin de modéliser les cours d'eau ayant réagi en deux temps (comme par exemple l'Hérault à Laroque où a été observé un pic de crue de  $377 \text{ m}^3/\text{s}$  le 22 et un autre de  $224 \text{ m}^3/\text{s}$  observé le 24) à partir d'une même configuration expérimentale, en démarrant les simulations par des conditions initiales d'humidité du sol fournies par Safran-Isba-Modcou. En 72 heures, entre le 20 et le 23, il est tombé 313 mm à Valleraugue (Gard), équivalant à plus d'un mois de pluie.

TABLE 5.4: Cumuls de pluie ANTILOPE et description des événements d'avril, mai, octobre et novembre 2016.

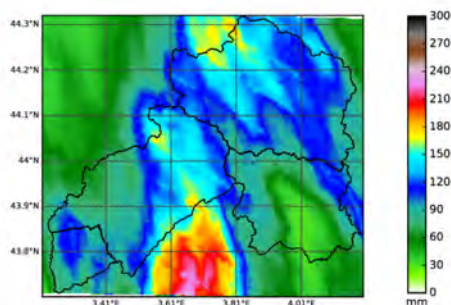
### 5.3 Des événements plus récents pour la prévision immédiate

La disponibilité des données de prévisions immédiates issues de AROME-PI et de PIAF est une contrainte qui ne permet pas de retenir des cas d'étude trop anciens. Ceux retenus et présentés ici se sont déroulés entre 2016 et 2018. Le cas de Cannes d'octobre 2015, qui a fait l'objet d'un rejou des prévisions AROME-PI et PIAF avec les versions actuelles des systèmes par l'équipe Prévision Immédiate de Météo-France a pu cependant être ajouté à

l'échantillon étudié. De même, les prévisions de PIAF pour les événements de 2016 sont issues de rejeux.

**Les évènements de l'automne 2016 :** L'automne 2016 a été marqué par plusieurs épisodes de crues significatives sur le Sud-Est de la France. Les épisodes retenus se sont déroulés le 14 septembre, du 12 au 14 octobre et du 20 au 22 novembre.

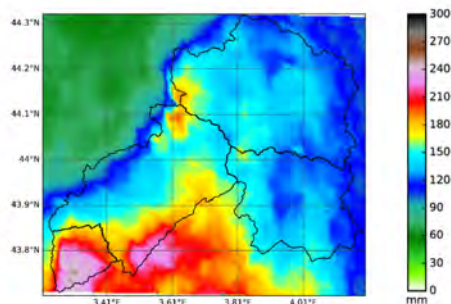
14 septembre 2016



a) Précipitations le 14/09/16 de 00h à 20h

Dans la matinée du 14 septembre, de violents orages ont éclaté sur l'Est de l'Hérault, le Gard et les contreforts Sud de la Lozère, avant de se décaler en fin de soirée sur les Bouches-du-Rhône, puis les Alpes-Maritimes. Parmi les intensités remarquables relevées sur l'Hérault, on note 190,6 mm en 12h dont 59,3 mm en 1h, 45 mm en 30 min à la station de St Martin-de-Londres.

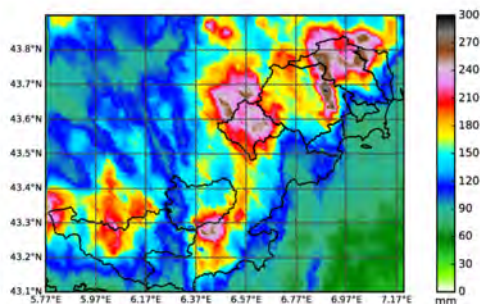
12-14 octobre 2016



b) Précipitations du 12/10/16 18h au 14/10/16 10h

Dans la soirée du 12 octobre, des pluies se sont produites dans le Nord-Est de l'Aude et l'Hérault. Elles se sont renforcées le lendemain sur l'Hérault, qui était placé en vigilance rouge pluie-inondation. L'épisode s'est poursuivi ensuite vers l'Est où des systèmes orageux ont affecté la région PACA le 14 octobre. Plus de 350 mm ont été relevés sur le Nord et le centre de l'Hérault (352 mm à Clermont-l'Hérault par exemple) la journée du 13. Sur les trois jours les cumuls ont dépassé les 400 mm (411 mm à Clermont-l'Hérault).

20-22 novembre 2016



c) Précipitations du 20/11/16 à 21h au 22/11/16 14h

Du 20 au 24 novembre 2016, des pluies intenses ont touché la région PACA et la Corse, qui était placée en vigilance rouge pluie-inondation. En région PACA, l'Est du Var, le centre et l'Est des Alpes-maritimes et le Queyras dans les Hautes-Alpes ont été les plus touchés. On relève notamment 180 mm à Comps-sur-Artuby dans l'Est varois pour la journée du 21. A ce mauvais temps s'est ajouté du vent fort d'Est-Sud-Est, avec des rafales de plus de 100 km/h sur la façade Est de la Corse et sur le littoral de la région PACA. Les forts vents à la côte, les fortes vagues et la houle de Sud-Est ont ralenti l'écoulement des eaux vers la mer.

TABLE 5.5: Cumuls de pluie ANTILOPE et description des événements de l'automne 2016.

**Les évènements du printemps 2018 :** Le printemps 2018 a été marqué par des épisodes de précipitations abondantes sur les régions méditerranéennes, avec une pluviomé-

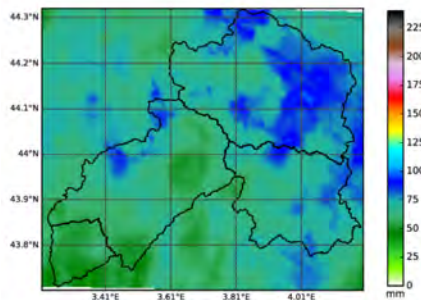


trie proche de deux fois la normale. On retiendra en particulier sur les Cévennes les dates suivantes : les 13-14 mai, du 28 au 31 mai et les 10 et 11 juin.

---

 13-14 mai 2018
 

---



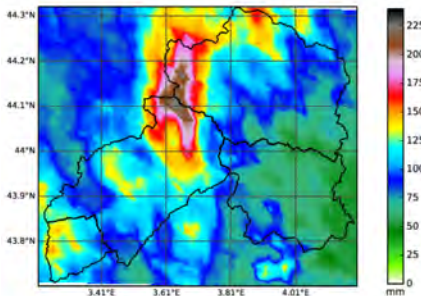
a) Précipitations du 12/05/18 14h  
au 14/05/18 12h

Les 13 et 14 mai quelques pluies se sont produites sur le département de l'Hérault sans conséquence hydrologique majeure. 49 mm ont toutefois été relevés à la station du Mont-Aigoual.

---

 28-31 mai 2018
 

---



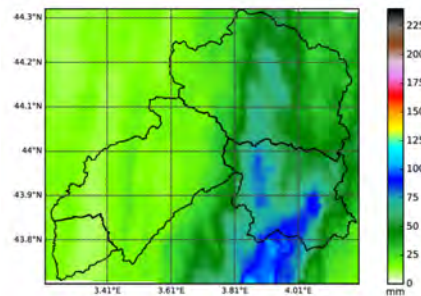
b) Précipitations du 28/05/18 5h  
au 31/05/18 14h

Une nouvelle dégradation orageuse active a touché une bonne partie du pays entre le 28 et le 31 mai. De nombreux orages se sont développés en Occitanie et notamment dans le Nord de l'Hérault, avec quelques chutes de grêles et des pluies très intenses. Il est tombé 171 mm à Bassurels en Lozère sur les quatre jours cumulés.

---

 10-11 juin 2018
 

---



c) Précipitations le 11/06/18 entre 01h et 16h

Dans l'après-midi du 11 juin, un système orageux pluvieux s'est développé sur l'Hérault. Il a surtout touché le Nord de Montpellier et entre l'Hérault et le Gard avec 90 mm relevés à Prades-le-Lez.

---

TABLE 5.6: Cumuls de pluie ANTILOPE et description des événements du printemps 2018.

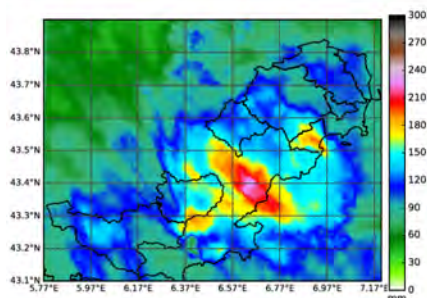
**Les événements de l'automne 2018 :** Les passages pluvieux ont été fréquents sur les régions méridionales à l'automne 2018. Plusieurs épisodes pluvio-orageux intenses provoquant des crues et des inondations dévastatrices ont touché ces régions, notamment les 10-11 octobre, les 14-15 octobre et le 09 novembre. Le cas des 14 et 15 octobre est décrit un peu après les deux autres événements.

Pour le mois d'octobre, l'excédent pluviométrique a atteint 1,5 à 4 fois la normale sur les régions méditerranéennes, localement plus dans l'Aude (414,5 mm en un mois à Trèbes dont 295 mm dans la nuit du 14 au 15) et le Var (552,5 mm en un mois au Luc, record



absolu tous mois confondus).

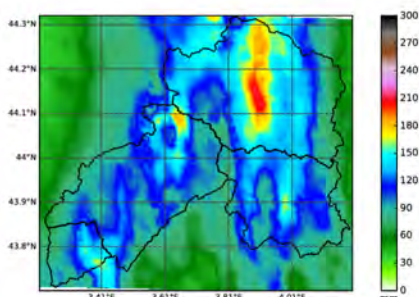
10-11 octobre 2018



a) Précipitations du 10/10/18 09h  
au 11/10/18 15h

De fortes précipitations ont affecté les départements des Alpes-Maritimes et du Var entre le 10 et le 11 octobre, provoquant des crues de cours d'eau. Le 10 on a relevé 172,8 mm aux Arcs (Var) dont près de 50 mm en une heure, 174,9 mm à Mandelieu (Alpes-Maritimes) dont 61 mm en une heure.

08-09 novembre 2018



b) Précipitations du 08/11/18 18h  
au 10/11/18 08h

Dans la nuit du 08 au 09 novembre, une nouvelle dégradation pluvio-orageuse s'est développée sur l'Hérault avec une lame d'eau atteignant les 200 mm par endroits en une dizaine d'heures.

TABLE 5.7: Cumuls de pluie ANTILOPE et description des événements de l'automne 2018.

**L'évènement du 15 octobre 2018 dans l'Aude :** Les 14 et 15 octobre 2018 un épisode méditerranéen très actif a donné lieu à des précipitations très intenses sur les départements de l'Aude, de l'Hérault et du Tarn. Le 14 au soir, des pluies localement orageuses sont remontées par le Sud pour atteindre le Roussillon et le Tarn. Ensuite, un axe de très fortes

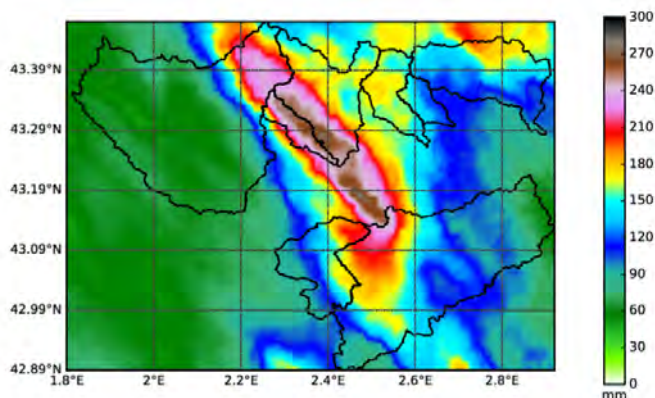


FIGURE 5.4 – Cumul de pluie ANTILOPE entre le 14 octobre 2018 à 18h et le 15 octobre à 9h.

pluies stationnaires s'est organisé sur le centre de l'Aude (Figure 5.4), où les sols étaient déjà humides (Figure 5.5), ce qui a généré des crues soudaines meurtrières, notamment à Trèbes où 295 mm ont été relevés en 12 heures. Les intensités horaires ont aussi parfois été très fortes avec 57 mm relevés en une heure à Lézignan-Corbières (Aude). Les pluies se sont décalées en fin de nuit vers l'Hérault où on a relevé sur les deux jours 367 mm à La Salvetat. Quatorze personnes ont perdu la vie lors de cet événement nocturne catastrophique. 204 communes de l'Aude ont été reconnues en état de catastrophe naturelle à la suite des inondations et des coulées de boue. La fédération française de l'assurance a estimé le coût des sinistres à 220 millions d'euros.

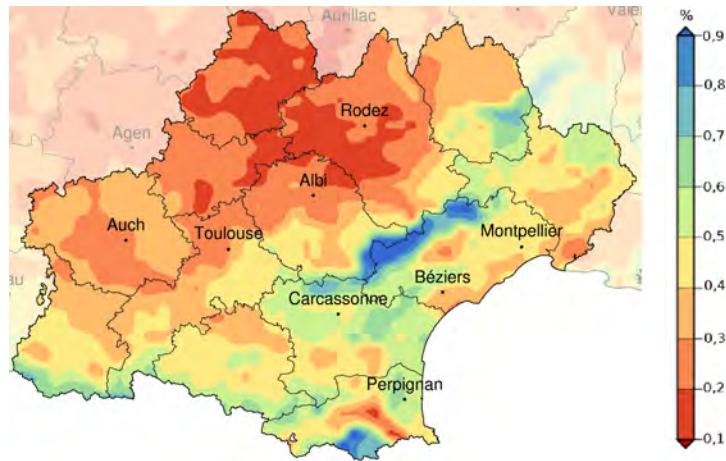


FIGURE 5.5 – Indice d'humidité des sols (SWI) la journée du 13 octobre 2018 sur la région Occitanie. Cet indice est calculé à partir des données horaires issues de la modélisation Safran-Isba-Modcou.



# Chapitre 6

## Les modèles hydrologiques

### Sommaire

---

6.1	Le système couplé ISBA-TOP . . . . .	45
6.2	Le modèle hydrologique MARINE . . . . .	50

---

Dans ce chapitre sont présentés les deux modèles hydrologiques utilisés dans cette thèse : le système couplé ISBA-TOP, développé au CNRM (Bouilloud et al., 2010; Vincendon et al., 2010) et le modèle hydrologique MARINE (Roux et al., 2011) développé à l’Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse.

### 6.1 Le système couplé ISBA-TOP

ISBA-TOP résulte du couplage entre ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère, Noilhan and Planton, 1989; Mahfouf and Noilhan, 1996) et TOPMODEL (TOPography based hydrological MODEL, Beven and Kirkby, 1979).

ISBA est un schéma de transfert sol-végétation-atmosphère, qui a été développé à la fin des années 1980, afin de mieux simuler les échanges verticaux d’énergie et d’eau entre l’atmosphère et les surfaces continentales. C’est l’une des quatre composantes de la plateforme de modélisation SURFEX (pour SURFace EXternalisé, Masson et al., 2013; Le Moigne, 2018) qui gère les échanges entre l’atmosphère et la surface dans les modèles de prévision numérique du temps opérationnels à Météo-France.

TOPMODEL utilisé ici dans sa version TOPODYN (Pellarin et al., 2002), adaptée aux bassins versants à dynamique rapide comme ceux des régions méditerranéennes, est un modèle pluie-débit semi distribué qui tient compte de la topologie du réseau hydrographique et de la dynamique des zones contributives, où se produit du ruissellement par excès de saturation.

Pour mieux simuler les crues des cours d’eau à dynamique rapide, une approche basée sur les principes de TOPMODEL a été introduite dans ISBA, afin de modéliser les transferts latéraux de l’eau dans le sol. Elle permet la redistribution latérale de l’eau dans le sol sur un bassin versant. Un module de transfert de l’eau le long des versants jusqu’à la rivière et en rivière a également été intégré pour calculer un débit à l’exutoire d’un bassin versant. La version originale du système couplé est décrite en détails dans Bouilloud et al. (2010);

Vincendon et al. (2010); Audard-Vincendon (2010).

La Figure 6.1 illustre le couplage entre ISBA et TOPMODEL, qui peut être décrit par les cinq étapes suivantes :

### 1) Modélisation des interactions sol-végétation-atmosphère par ISBA

ISBA découpe le domaine en mailles carrées et calcule les transferts verticaux d'eau et d'énergie dans le sol pour chacune des mailles à partir des forçages météorologiques. Il réalise un bilan hydrique en répartissant la quantité d'eau arrivant à la surface selon plusieurs termes représentant : l'interception par la végétation, l'évaporation, la transpiration par les plantes, les fluctuations de quantité d'eau stockée dans le sol, le ruissellement dans les couches peu profondes du sol et le drainage vers les couches les plus profondes. Pour une durée  $\Delta t$ , le bilan en eau de surface de l'ensemble sol-végétation-neige se décompose en :

$$P_g = \Delta w + E_{tr} + D_r + Q_t \quad (6.1)$$

avec  $P_g$  le taux de précipitation qui atteint la surface du sol pour s'infiltrer,  $E_{tr}$  l'évapotranspiration totale de la surface,  $Q_t$  le ruissellement de surface,  $D_r$  le drainage gravitationnel, et  $\Delta w$  la variation du stock d'eau dans le sol. ISBA réalise également un bilan énergétique, détaillé en annexe C.

La version de ISBA utilisée dans ces travaux et appelée ISBA-3L, dispose de trois couches de sol : une couche de surface de quelques centimètres d'épaisseur, une zone racinaire dont la profondeur varie en fonction de la couverture végétale et une zone de drainage sous-racinaire qui sert à mieux prendre en compte l'évapotranspiration et le ruissellement. Une approche de type rappel newtonien proche de la méthode force-restore (Deardorff, 1977; Bhumralkar, 1975; Blackadar, 1976) est utilisée pour modéliser la diffusion verticale à travers les zones racinaire et sous-racinaire (Boone et al., 1999). La température de surface, sa moyenne sur une journée, et les contenus en eau et en glace des différentes couches de sol, sont influencés par les conditions aux limites générées par l'atmosphère et "rappelés" dans le temps vers leur valeur d'équilibre (en profondeur). En notant  $w_g$ ,  $w_2$  et  $w_3$  les contenus en eau volumique respectifs de la couche superficielle, de la couche racinaire (couche 2) et de la couche profonde (couche 3), on a les équations suivantes :

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1} (P_g - E_g - F_{gw}) - \frac{C_2}{\tau} (w_g - w_{geq}) \quad (6.2)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (P_g - E_g - E_{veg} - F_{2w}) - D_{r1} - D_{f1} \quad (6.3)$$

$$\frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{d_2}{d_3 - d_2} (D_{r1} + D_{f1}) - D_{r2} \quad (6.4)$$

Avec :

$d_1$ ,  $d_2$  et  $d_3$  les profondeurs respectives des couches superficielle, racinaire et profonde,  
 $D_{r1}$  et  $D_{r2}$  les termes de drainage gravitationnel qui a lieu à la base des couches racinaire et profonde respectivement,

$D_{f1}$  le terme de diffusion verticale de l'eau du sol (zone racinaire vers zone profonde),

$C_1$  un coefficient force-restore qui dépend de l'humidité dans le sol,

$w_{geq}$  le contenu en eau volumique de la couche superficielle à l'équilibre,

$\tau$  la durée d'une journée,

$\rho_w$  la masse volumique de l'eau liquide,

$P_g$  le taux de précipitation arrivant au sol,

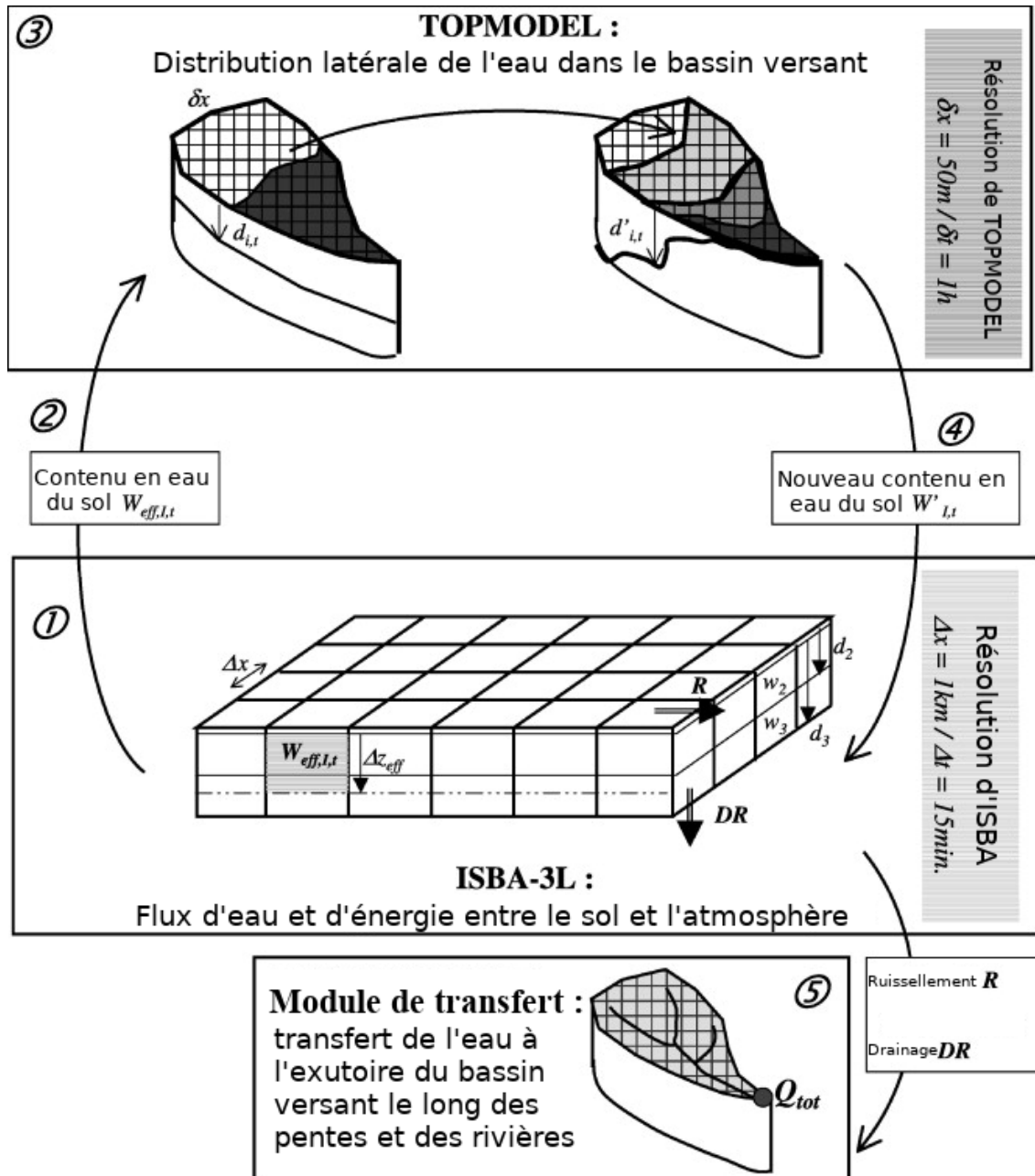


FIGURE 6.1 – Représentation du principe du couplage d'ISBA-3L et de TOPMODEL ; d'après Vincendon et al. (2010). Les résolutions indiquées sont celles utilisées jusqu'à présent.

$E_g$  l'évaporation du sol nu,

$E_{veg}$  l'évapotranspiration de la végétation, qui est la somme de l'évaporation directe de l'eau présente sur la canopée et de la transpiration des plantes,

$F_{gw}$  et  $F_{2w}$  les flux de changement de phase de l'eau dans la première et deuxième couche. La conductivité hydraulique à saturation, qui définit l'écoulement de l'eau à travers le sol, est ici homogène (indépendante de la profondeur).

## 2) Passage des contenus en eau sur les mailles d'ISBA aux déficits par rapport à la saturation sur les pixels TOPMODEL

Dans TOPMODEL, le bassin versant est découpé en petites mailles, appelés pixels, à partir d'un modèle numérique de terrain. Le contenu en eau calculé par ISBA sur chacune de ses mailles est réparti sur les pixels de TOPMODEL correspondants pour être redistribué au sein du bassin. On considère que l'eau ne peut s'écouler horizontalement que sur une profondeur dite efficace (notée  $\Delta Z_{eff}$  sur la figure). Le contenu en eau d'un pixel est obtenu à partir du contenu en eau du pixel au pas de temps précédent et de la variation du contenu en eau sur la maille ISBA dans laquelle le pixel se trouve.

## 3) Redistribution latérale de l'eau dans le sol par TOPMODEL

Cette redistribution latérale de l'eau dans le sol est faite en fonction de la topographie et de la répartition spatiale des précipitations, qui est l'un des facteurs les plus importants dans la réponse du bassin versant.

Pour chacun des pixels, on suppose que la colonne de sol est composée en surface d'une zone non saturée, à l'équilibre au dessus d'une zone saturée en eau. L'interface des deux correspond au front de saturation. Si ce front affleure le sol, il y a du ruissellement.

TOPODYN utilise des indices hydrodynamiques  $\lambda_{i,t}$  en chaque pixel  $i$  au temps  $t$  selon la formule :

$$\lambda_{i,t} = \ln \left( \frac{a_{i,t} R_{i,t}}{\tan(\beta_i)} \right) \quad (6.5)$$

avec  $\beta_i$  le gradient hydraulique local, qui caractérise la capacité du pixel à évacuer l'eau et  $a_{i,t}$  l'aire drainée par l'unité de contour du pixel  $i$  au temps  $t$ , qui caractérise la capacité du pixel à capter l'eau.  $R_{i,t}$  est le taux de recharge du front de saturation pour le pixel  $i$  au temps  $t$  (apport d'eau dans le sol). Cette recharge en eau, qui est spécifique à la version TOPODYN, correspond à la quantité d'eau apportée au pixel par les précipitations. L'introduction de cette variable permet donc de prendre en compte la variabilité spatiale de la pluie, et est donc particulièrement bien adaptée pour les pluies convectives méditerranéennes.  $a_{i,t} R_{i,t}$  correspond au flux entrant dans le pixel  $i$  au temps  $t$ .

Si le pixel a une grande surface de drainage et une faible pente locale (par exemple s'il est situé à l'aval du bassin), son indice topographique sera grand et donc sa capacité à être saturé sera élevée, ce qui peut déclencher du ruissellement en cas de pluies. Au contraire, un pixel situé très en amont se sature difficilement et son indice topographique est faible.

La profondeur du front de saturation pour un pixel est assimilée à un déficit en eau (pour atteindre la saturation), noté  $d_{i,t}$ . Le calcul de ce déficit permet de définir les zones contributives.

Pour chaque pixel  $i$  on a un déficit :

$$d_{i,t} = -M \left( \lambda_{i,t} + \ln \left( \frac{R_{i,t}}{T_0} \right) \right) \quad (6.6)$$

avec  $M$  le coefficient de décroissance qui indique la profondeur à laquelle les écoulements latéraux se produisent, et  $T_0$  la transmissivité hydraulique de surface à saturation. Le déficit



moyen sur le bassin versant est donné par :

$$\overline{D}_t = -M \left( \overline{\lambda} + \ln \left( \frac{R_t}{T_0} \right) \right) \quad (6.7)$$

où  $\overline{\lambda}$  est l'indice hydrodynamique moyen du bassin versant et  $R_t$  le taux de recharge moyen du front de saturation sur le bassin.

Ainsi, en faisant la différence entre les deux dernières équations, on peut calculer le déficit en eau d'un pixel à partir du déficit moyen sur le bassin :

$$\overline{D}_t - d_{i,t} = -M \left( \overline{\lambda} - \lambda_{i,t} \right) \quad (6.8)$$

C'est à partir de cette dernière formule que l'eau est distribuée latéralement sur le bassin.

#### 4) Calcul du ruissellement et du drainage

Les nouveaux contenus en eau pour chaque pixel de TOPMODEL sont agrégés sur la maille ISBA correspondante. Les pixels avec un déficit en eau nul fournissent les zones saturées des mailles. En fonction de ces zones saturées, ISBA calcule le volume d'eau ruisselée et en fonction de ces nouveaux contenus en eau, il calcule le volume d'eau drainée.

Le ruissellement modélisé par ISBA est la somme du ruissellement issu de surfaces saturées et du ruissellement provoqué par dépassement de capacité d'infiltration.

Le ruissellement sur les surfaces saturées (aussi connu sous le nom de ruissellement de Dunne) se produit lorsque le contenu en eau de la couche racinaire  $w_2$  dépasse la valeur de saturation  $w_{sat}$ . Si le contenu en eau de la couche profonde  $w_3$  dépasse la saturation, l'excès d'eau est ajouté au terme de drainage.

La plupart du temps, la maille ISBA n'est jamais entièrement saturée, mais une fraction saturée de la cellule suffit pour produire un ruissellement en surface. Les zones saturées calculées par TOPMODEL représentent ainsi explicitement le ruissellement sous maille. Il existe une autre manière dans ISBA de tenir compte du ruissellement sous-maille, à partir d'un paramétrage (Habets et al., 1999) basé sur le principe de "Variable Infiltration Capacity" (Dümenil and Todini, 1992), il est décrit en annexe C.

Le ruissellement provoqué par dépassement de capacité d'infiltration (ruissellement hortonien) se produit lorsque l'intensité des précipitations dépasse la capacité d'infiltration. Le ruissellement de Horton,  $Q_{hort}$ , est calculé en utilisant deux fonctions d'infiltration selon Decharme and Douville (2006) :

$$Q_{hort} = (1 - \delta_f) \times \max(0, S_m + P_g - I_{unf}) + \delta_f \max(0, S_m + P_g - I_f) \quad (6.9)$$

avec  $S_m$  la fonte des neiges,  $P_g$  le taux de précipitations,  $I_{unf}$  et  $I_f$  les fonctions d'infiltration sur sol gelé et non gelé, et  $\delta_f$  la fraction du sol gelé. Ces fonctions dépendent des conditions d'humidité du sol dans la zone racinaire ainsi que des propriétés hydrauliques du sol. Les sols imperméables (surfaces urbanisées) produisent du ruissellement hortonien dans ISBA.

#### 5) Transfert des écoulements

Le ruissellement calculé par ISBA est réparti sur les pixels saturés du bassin versant, le drainage est réparti sur tous les pixels de la maille. Le transfert de ces écoulements est réalisé avec une méthode géomorphologique qui nécessite de choisir une vitesse d'écoulement.

Dans le cadre d'HyMex, ISBA-TOP a tourné en temps réel pour la prévision de débits sur quatre bassins de la région Cévennes-Vivarais et trois du département du Var. Des études

de cas ont été réalisées sur des bassins versants espagnols et italiens. Cette version est aussi utilisée par le service hydro-météorologique bulgare, NIMH, pour la prévision opérationnelle des débits de la rivière Arda (Artinyan et al., 2016). Depuis 2015, une nouvelle version d’ISBA décrivant mieux le sol (ISBA-explicit vertical DiFfusion model, 14 couches au lieu de 3 et avec diffusion explicite dans le sol) peut être utilisée dans ISBA-TOP et a permis de supprimer l’étape de calibration du modèle qui se trouve entièrement paramétré (Vincendon et al., 2016; Edouard et al., 2018). A partir d’un échantillon de 18 évènements survenus entre 2006 et 2015 sur quatre bassins versants du Sud-Est de la France, Vincendon et al. (2016) ont comparé les deux versions du système ISBA-TOP. Si pour les débits horaires, les calculs des scores de Nash et des coefficients de corrélation sur la chronique complète ont montré des performances similaires (moins de 10% de différence), l’erreur quadratique moyenne (RMSE), calculée pour les pics de crue était améliorée avec la nouvelle version d’ISBA-TOP (0.22 contre 0.62). La version d’ISBA à 14 couches n’a cependant pas été utilisée ici, car il manquait des données pour l’initialisation de l’humidité des couches. Edouard et al. (2018) ont développé une version probabiliste d’ISBA-TOP qui prend en compte l’incertitude sur les paramètres et sur les conditions initiales. ISBA-TOP n’a pas été utilisé que pour la simulation des débits mais aussi pour la simulation des phénomènes de ruissellement intense tels que ceux qui provoquent la coupure des réseaux routiers (Vincendon et al., 2016) ou de télécommunications.

## 6.2 Le modèle hydrologique MARINE

Le modèle MARINE (Modélisation et Anticipation du Ruissellement pour des événements Extrêmes, Roux et al., 2011), est un modèle événementiel distribué à partir d’un modèle numérique de terrain (MNT). Cinq processus physiques prépondérants sont représentés pour la simulation des crues rapides (Roux, 2018) :

- L’infiltration de l’eau dans le sol, modélisée par le schéma de Green and Ampt (1911). Le sol est divisé en une zone saturée au-dessus d’une zone non saturée, séparées par un front d’humectation horizontale. Avec la loi de Darcy, le taux d’infiltration dans le sol à l’instant  $t$  s’écrit :

$$i(t) = \frac{dF}{dt} = K_{sat} \left( \frac{\theta_s(1 - \theta_i)}{F} \psi + 1 \right) \quad (6.10)$$

avec  $F(t)$  l’infiltration cumulée,  $K_{sat}$  la conductivité hydraulique à saturation,  $\theta_s$  la porosité de la colonne de sol,  $\theta_i$  le taux de saturation des vides du sol et  $\psi$  la force de succion au front d’humectation.

- Le ruissellement sur les versants, pour lequel on suppose que l’écoulement est localement permanent et uniforme. Le bilan de quantité de mouvement est réduit aux termes de gravité et de frottements via l’équation scalaire  $I = J$  où  $I$  est la pente topographique et  $J$  la pente de frottement. En notant  $\tau_p$  le cisaillement au fond et sur les berges et  $h$  la hauteur d’eau sur la maille on a :  $J = \frac{\tau_p}{\rho gh}$ . On suppose que débit et hauteur suivent une loi de Manning-Strickler telle que la vitesse moyenne de la section transversale  $U$  est donnée par :  $U = K_s h^{2/3} I^{1/2}$ . Ainsi, l’équation de continuité est la suivante :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{5}{3}K_s h^{2/3} I^{1/2} \frac{\partial h}{\partial x} = p - i \quad (6.11)$$

avec  $K_s$  le coefficient de Strickler des versants,  $p$  le taux de précipitation et  $i$  le taux d'infiltration mentionné plus haut.

- Le ruissellement dans le réseau de drainage, qui est modélisé de la même manière que sur les versants mais en tenant compte de la géométrie de la rivière (Figure 6.2). La vitesse de l'écoulement dépend alors de l'écoulement en lits mineur (indice *min*) et majeur (indice *maj*) et s'écrit :

$$U = \frac{U_{min}S_{w,min} + U_{maj}S_{w,maj}}{S_w} \quad (6.12)$$

avec  $U = KR_h^{2/3}I^{1/2}$ , où  $R_h = \frac{S_w}{P_w}$  est le rayon hydraulique,  $S_w$  la surface mouillée et  $P_w$  le périmètre mouillé.

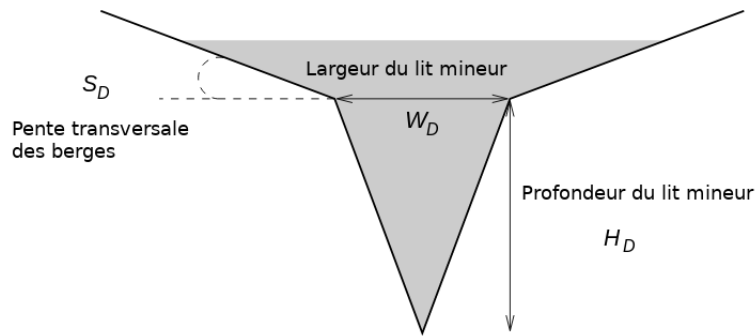


FIGURE 6.2 – Section transversale de rivière dans MARINE. Source : Roux et al. (2011).

- Les écoulements de subsurface sont résolus avec la loi de Darcy, en supposant que le gradient hydraulique  $grad(H)$  est approximé par la pente topographique  $I$  et la transmissivité  $T$  par une exponentielle décroissante du déficit en eau. Ainsi le flux de subsurface par unité de largeur de maille  $q_{sstf}$  est égal à :

$$q_{sstf}(t) = T(\theta)grad(H) = T_{sat}exp\left(-\frac{h_{sat} - h_{sstf}}{m}\right)I \quad (6.13)$$

avec  $T_{sat} = K_{sat}z_{sol}$  la transmissivité à saturation,  $z_{sol}$  la profondeur de sol,  $h_{sat} = \theta_s z_{sol}$  la capacité totale de stockage du sol,  $h_{sstf}$  la hauteur d'eau dans le sol à l'instant  $t$  et  $m$  le paramètre de décroissance de la transmissivité avec la profondeur.

- Les échanges entre nappe et rivière qui ont lieu sur les mailles du réseau de drainage lorsqu'une partie de l'écoulement de subsurface arrive dans la rivière. L'écoulement est modélisé de la même manière que les écoulements de subsurface précédents (début de l'Équation 6.13) mais cette fois-ci le gradient hydraulique égale la pente transversale des berges (Figure 6.2) :  $grad(H) = S_D$ .

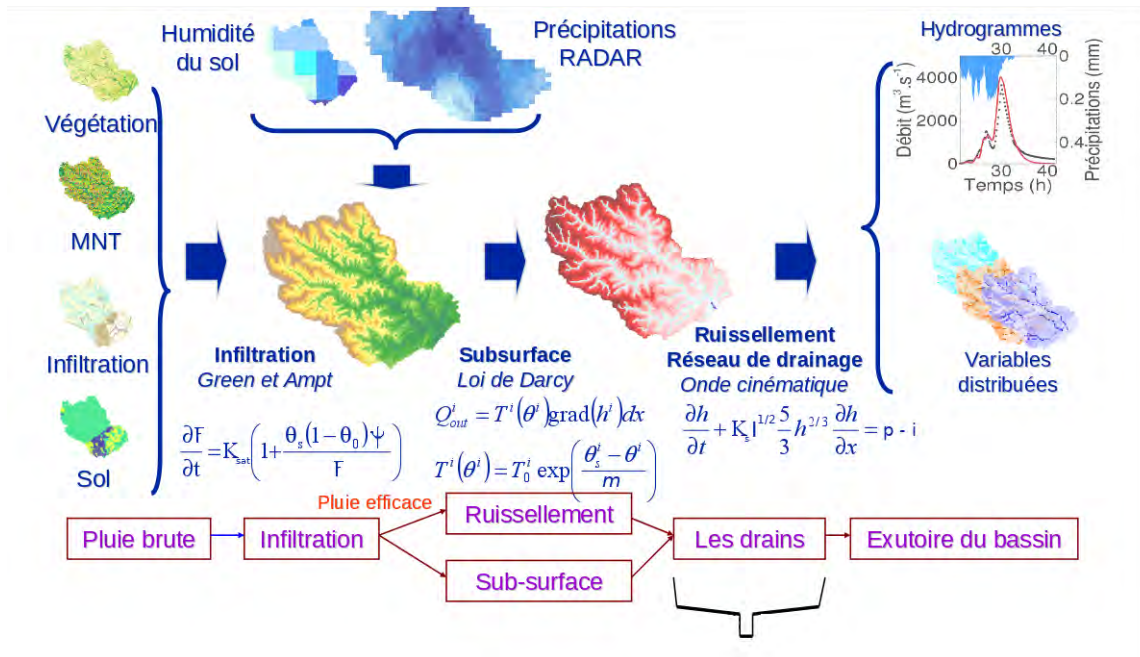


FIGURE 6.3 – Structure du modèle MARINE (source : cours de D. Dartus et H. Roux à l'ENSEEIH, 2015).

MARINE néglige les phénomènes d'évapotranspiration et d'écoulement souterrain, qui sont considérés comme peu significatifs à l'échelle de temps des événements simulés (en l'occurrence des crues rapides).

Pour résoudre les équations du modèle, plusieurs paramètres sont nécessaires : sept paramètres spatialisés ( $K_{sat}$ ,  $\theta_s$ ,  $\psi$ ,  $I$ ,  $K_s$ ,  $T_{sat}$ ,  $z_{sol}$ ) et un paramètre constant ( $m$ ) sur toutes les mailles des versants ; et neuf paramètres spatialisés ( $K_{sat}$ ,  $\theta_s$ ,  $\psi$ ,  $I$ ,  $T_{sat}$ ,  $z_{sol}$ ,  $S_D$ ,  $W_D$ ,  $H_D$ ) et trois paramètres constants ( $m$ ,  $K_{min}$ ,  $K_{maj}$ ) sur toutes les mailles du réseau de drainage. Le bilan de masse résolu par le modèle à chaque pas de temps pour une maille du versant dépend des précipitations, de l'infiltration, du ruissellement de surface et de l'écoulement de subsurface. Pour une maille du réseau de drainage, il dépend des précipitations, du ruissellement de surface, de l'échange entre la nappe et la rivière et de l'écoulement de subsurface.

La plupart des paramètres nécessaires sont calculés à partir du MNT ( $I$ ,  $S_D$ ,  $W_D$ ,  $H_D$ ) ou estimés à partir de bases de données sol ( $K_{sat}$ ,  $\theta_s$ ,  $\psi$ ,  $T_{sat}$ ,  $z_{sol}$ ) et d'occupation du sol ( $K_s$ ). Les valeurs spatialisées du paramètre peuvent être corrigées en appliquant un coefficient de correction constant sur tout le bassin versant. L'application de MARINE à un bassin versant nécessite le calage de ses paramètres afin de reproduire au mieux le comportement de ce bassin et les processus hydrologiques activés et observés lors d'événements antérieurs. Le calage de MARINE, qui a été effectué sur trois bassins versants du Sud-Est de la France suivant la méthode décrite dans la thèse de Garambois (2012), est détaillé en annexe B.

Plusieurs études utilisant le modèle hydrologique MARINE ont été menées sur le bassin versant instrumenté du Gardon d'Anduze (Bessière, 2008; Le, 2008) et sur plusieurs bassins versants de l'arc méditerranéen (Garambois, 2012; Douinot, 2016), avec notamment des analyses de sensibilité spatiale et temporelle du modèle aux variables d'entrée. Les performances de MARINE ont notamment été testées par Garambois et al. (2015) sur 117 cas de crues rapides survenus ces deux dernières décennies dans les régions méditerranéennes françaises. Les scores de Nash obtenus varient entre 0,2 et 0,86 et les LNP entre 0,26 et 0,88.

# Chapitre 7

## Les données de pluie

### Sommaire

---

<b>7.1</b>	<b>Les pluies estimées à partir des observations . . . . .</b>	<b>53</b>
7.1.1	Les lames d'eau PANTHERE . . . . .	53
7.1.2	Les lames d'eau ANTILOPE . . . . .	54
<b>7.2</b>	<b>Les pluies prévues pour la très courte échéance . . . . .</b>	<b>55</b>
7.2.1	A partir du modèle de prévision numérique AROME . . . . .	55
7.2.2	A partir de la fusion extrapolation/prévision numérique . . . . .	58

---

Ce chapitre présente les données de pluie utilisées dans le cadre de ces travaux de thèse : celles estimées à partir des systèmes d'observation mis en œuvre à Météo-France et celles prévues pour les courtes échéances par des systèmes de prévision opérationnels à Météo-France.

## 7.1 Les pluies estimées à partir des observations

### 7.1.1 Les lames d'eau PANTHERE

La mosaïque de lames d'eau radar PANTHERE (Tabary et al., 2013) fournit des estimations de cumuls de précipitations de cinq minutes, toutes les cinq minutes, sur la France métropolitaine à la résolution spatiale de 1km. Elle est produite à partir des données de chacun des radars du réseau de Météo-France (Figure 7.1) et de ses partenaires (radar de Jersey, radar de la Dôle en Suisse et celui du Mont Vial, dans les Alpes-Maritimes). Chaque lame d'eau radar est post-traitée afin de corriger un certain nombre d'erreurs connues : masques partiels, échos fixes, bandes brillantes ou atténuation du signal. La mosaïque de lames d'eau est ensuite élaborée par combinaison linéaire pondérée des différentes estimations disponibles, les facteurs de pondération étant établis à partir de codes qualité propres à chaque lame d'eau et dépendant de l'altitude de la mesure et du taux de masque.

Afin d'éviter une différence très importante entre les lames d'eau de résolution 1  $km^2$  mesurées par les radars et celles mesurées ponctuellement par les pluviomètres (qui pourrait subvenir à la suite d'une dérive électronique ou d'erreurs de mesure) les lames d'eau radar



sont ajustées en temps réel au pas de temps horaire avec les données des pluviomètres via un facteur correctif pluviomètres/radar, calculé sur les heures précédentes.

Bien que la zone de couverture des radars soit satisfaisante sur plus de 80% du territoire métropolitain, certaines zones sont encore mal couvertes, comme par exemple les zones montagneuses.

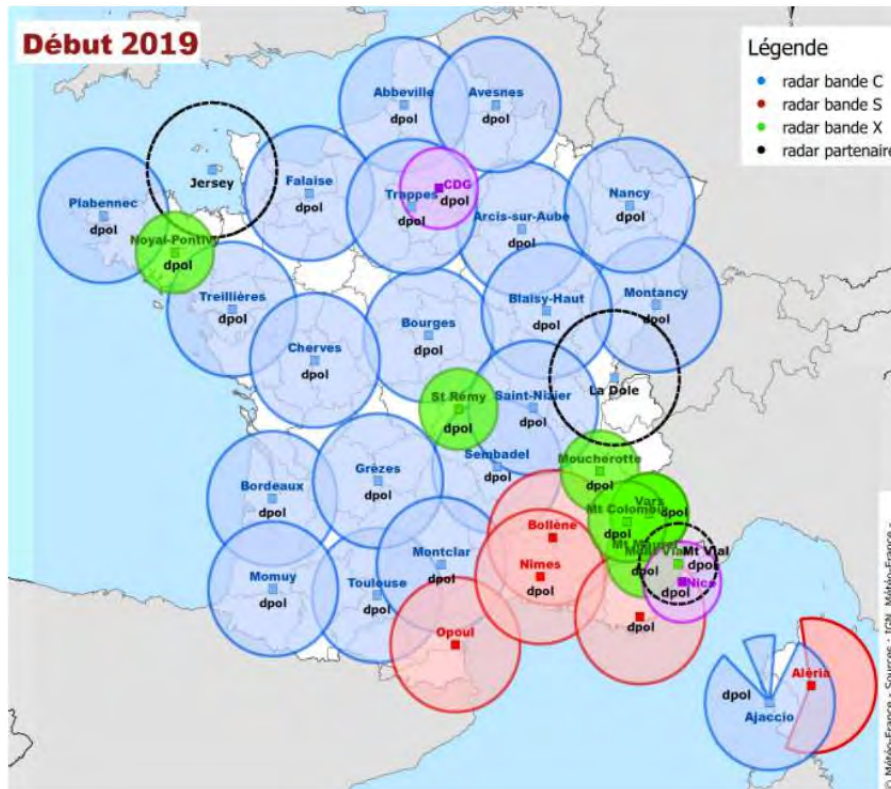


FIGURE 7.1 – Réseau de radars de Météo-France en 2019. Les cercles des radars en bande S (en rouge, longueur d’onde de 10 cm et rayon de la zone couverte allant de 100 à 200 km) et C (en bleu, en noir pour les radars partenaires, longueur d’onde de 5 cm et rayon de la zone couverte allant de 100 à 200 km) ont un rayon de 100 km. Les cercles des radars en bande X (en vert et violet, longueur d’onde de 3 cm et rayon de la zone couverte allant de 60 à 80 km) ont un rayon de 50 km. Dpol signifie double polarisation.

### 7.1.2 Les lames d’eau ANTILOPE

La lame d’eau ANTILOPE (Laurantin, 2008) est obtenue par fusion des données des radars et des pluviomètres. Elle est réalisée en temps réel, et en temps différé pour bénéficier de plus de données pluviométriques. Les cumuls de précipitations sont estimés au pas de temps quinze minutes ou horaire sur la France à la résolution spatiale de 1 km.

La fusion des données s’appuie sur :

- la mosaïque de lames d’eau radar PANTHERE
- des données pluviométriques contrôlées issues du réseau temps réel d’observation au sol de Météo-France RADOME et SYNOP et de réseaux partenaires (EDF, SPC,...). Les données cinq minutes des services de prévision des crues (données Grand Delta et Med-Ouest) ne sont utilisées que si l’environnement du pluviomètre est qualifié de satisfaisant, pour les lames d’eau quinze minutes.

La lame d'eau ANTILOPE est élaborée sur le principe de séparation des échelles : les pluies stratiformes et les pluies convectives sont traitées séparément. L'idée est que le radar permet de mieux observer des phénomènes de petite échelle, tels que des averses ou des orages et leur forte variabilité spatiale, sur la zone qu'il couvre alors que la mesure ponctuelle du pluviomètre, plus précise, peut être utilisée pour caractériser l'intensité des zones de pluie plus homogène des précipitations stratiformes.

La lame d'eau ANTILOPE est élaborée en détectant les cellules convectives sur chacune des mosaïques de lame d'eau radar cinq minutes via le calcul d'un pseudo-gradient radial moyen à la périphérie de chaque cellule potentielle et d'un seuil associé. Les cumuls associés à ces cellules convectives constituent le cumul radar de petite échelle. La différence avec le cumul radar total de la mosaïque fournit le cumul radar de grande échelle. On peut alors définir les cumuls pluviométriques de petite et de grande échelle en fonction du cumul total mesuré au niveau de chaque pluviomètre, en faisant l'hypothèse que le rapport pluie de petite échelle sur pluie totale est le même que celui calculé à partir des images radar à la même localisation que le pluviomètre.

L'estimation des pluies stratiformes et convectives d'ANTILOPE repose sur une méthode géostatistique d'interpolation spatiale : le krigeage avec dérive externe, qui permet de prendre en compte une variable spatialisée auxiliaire (ici la lame d'eau radar) pour interpoler des valeurs ponctuelles (ici les observations aux pluviomètres). Il ne fait intervenir que les observations comprises dans un rayon de 100 km autour du point à calculer. Le krigeage avec dérive externe est appliqué d'une part aux cumuls de grande échelle des pluviomètres avec la lame d'eau radar grande échelle comme variable auxiliaire et d'autre part aux cumuls de petite échelle des pluviomètres avec la lame d'eau radar petite échelle en variable auxiliaire. La lame d'eau ANTILOPE est la somme des deux estimations. On obtient ainsi des pluies avec une structure spatiale proche de celle du radar mais avec des valeurs ajustées en fonction des cumuls pluviométriques observés. Notamment le cumul du pixel contenant un pluviomètre est égal au cumul mesuré par le pluviomètre.

Il a été montré que l'utilisation d'une information spatialisée basée sur des données radar est préférable à celle d'une information ponctuelle pour évaluer des lames d'eau prévues dans le cas de situations convectives (Tustison et al., 2001; Rezacova et al., 2007). Il peut exister des différences entre les produits ANTILOPE et PANTHERE en termes d'intensité et de localisation exacte des noyaux précipitants, comme l'illustre la Figure 7.2 qui représente les cumuls de pluie observés par ANTILOPE, PANTHERE et le radar de Collobrières seul, du 02/10/15 00h au 05/10/15 00h sur des bassins versants entourant Cannes (décrits au chapitre 5). Pauthier et al. (2015) ont conclu que la lame d'eau ANTILOPE était plus satisfaisante que PANTHERE pour leur cas d'étude.

## 7.2 Les pluies prévues pour la très courte échéance

### 7.2.1 A partir du modèle de prévision numérique AROME

Sont décrits ici le modèle de prévision numérique du temps AROME-France (Seity et al., 2011; Brousseau et al., 2016) ainsi que sa version dédiée à la prévision immédiate AROME-PI (Auger et al., 2015).



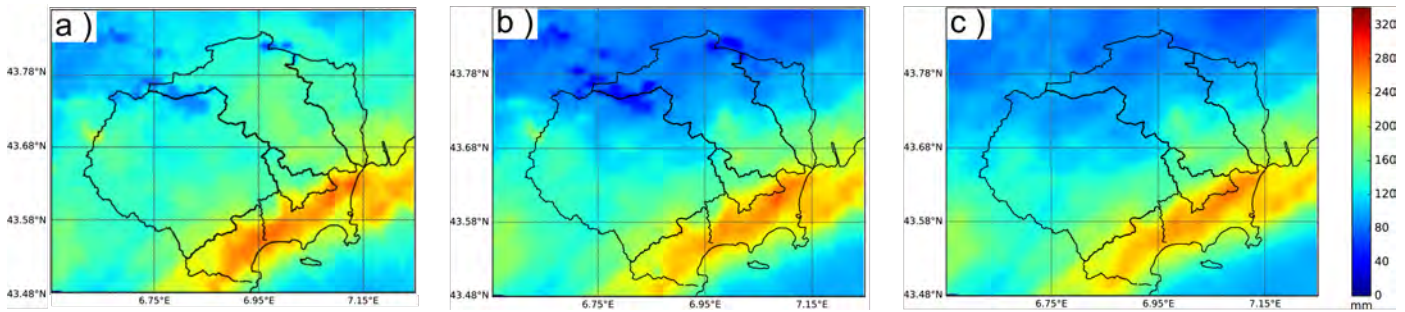


FIGURE 7.2 – Cumuls de pluie (mm) estimés par a) ANTILOPE b) PANTHERE c) le radar de Collobrières entre le 02/10/15 00h et le 05/10/15 00h. Les contours noirs délimitent la côte, quatre bassins versants et deux zones côtières au niveau de Cannes.

### 7.2.1.1 AROME-France

Le modèle de prévision numérique AROME-France est opérationnel à Météo-France depuis fin 2008. C'est un modèle de méso-échelle, non-hydrostatique (la composante verticale du vent est explicitement calculée), à aire limitée, qui a été développé pour couvrir des horizons de prévision inférieurs à deux jours (Seity et al., 2011), à partir des réseaux d'analyse des observations de 0000, 0300, 0600, 1200 et 1800 UTC. Le temps de mise à disposition effective des prévisions varie de 2h45 à 5h05 selon les réseaux. Depuis avril 2015, la résolution horizontale de AROME-France est passée de 2,5km à 1,3km et son nombre de niveaux verticaux est passé de 60 à 90 (Brousseau et al., 2016) avec un premier niveau se situant à 5 mètres au-dessus du sol et un dernier vers 10 hPa. AROME-France utilise le schéma microphysique à un moment ICE3 (Pinty and Jabouille, 1998) avec cinq espèces d'hydrométéores (pluie, glace primaire, graupel, neige et eau liquide nuageuse) pour décrire en détails les nuages et les précipitations. Pour simuler les échanges entre l'atmosphère et la surface, il utilise la plateforme SURFEX (Masson et al., 2013; Le Moigne, 2018), qui est composée de quatre modèles d'échange surface-atmosphère, chacun étant associé à un certain type de surface : les surfaces continentales pour ISBA (Noilhan and Planton, 1989; Mahfouf and Noilhan, 1996), les lacs pour FLAKE (Mironov and Fedorovich, 2010), la ville pour TEB (Town Energy Balance, Masson, 2000) et les océans pour ECUME (Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates, Belamari, 2005). Le forçage latéral est fourni par la prévision numérique du modèle global ARPEGE. AROME-France est initialisé avec un système d'assimilation variationnel tri-dimensionnel (3D-Var). Ce type d'assimilation de données consiste à chercher une estimation de l'état de l'atmosphère la plus fidèle possible (appelée analyse) qui prenne en compte des observations, disponibles sur une certaine fenêtre temporelle, et l'ébauche précédente (dernière prévision faite de l'état de l'atmosphère). La version d'AROME-France utilisée dans le cadre de cette thèse, opérationnelle actuellement, possède un cycle d'assimilation horaire. Toutes les heures une analyse est produite en utilisant : les observations disponibles sur une fenêtre temporelle d'une heure centrée autour de l'heure d'assimilation et une prévision à une heure d'échéance (ébauche) issue du cycle d'assimilation précédent. Les principales observations assimilées proviennent : des stations d'observation terrestres (pression, vent à 10m, humidité et température à 2m), des bateaux et bouées, des messages aéronautiques, des radiosondages, des radars de précipitation, des profileurs de vent et des satellites. De par ses caractéristiques et son système d'assimilation, le modèle AROME-France décrit explicitement la convection aux échelles kilométriques et est donc capable de simuler les processus-clés qui conduisent à la formation d'événements

fortement précipitants en région méditerranéenne. Il a d'ailleurs souvent montré ses facultés à simuler des champs de pluie très intense, de structure spatiale très réaliste avec des gradients marqués, en contexte opérationnel et en recherche (Fourrié et al., 2015).

### 7.2.1.2 AROME-PI

La haute résolution de AROME-France et sa capacité à assimiler de nombreuses observations ont permis de servir de base à une configuration dédiée à la prévision immédiate, et aux échéances de prévision inférieures à six heures.

AROME-PI (Auger et al., 2015) est en effet une configuration du modèle AROME-France qui a été conçue pour répondre aux besoins de la prévision immédiate. Opérationnel à Météo-France depuis le 21 mars 2016, AROME-PI utilise la même version du code dynamique et physique, le même système d'assimilation 3D-Var, la même résolution spatiale et les mêmes fichiers de couplage pour les conditions latérales que le modèle AROME-France. Cependant, le modèle AROME-PI diffère légèrement du modèle AROME-France par :

- son analyse, qui utilise les observations disponibles sur une fenêtre temporelle de 20 minutes centrée autour de l'heure d'assimilation. Comme la fenêtre temporelle d'assimilation est réduite, moins d'observations sont assimilées par rapport à AROME-France. Les données assimilées dans AROME-PI sont celles qui sont disponibles le plus rapidement. En effet, à cause des temps de transferts et de pré-traitements, toutes les données observées valides pour la fenêtre d'assimilation ne sont pas nécessairement disponibles en opérationnel pour le calcul de l'analyse à H+10 minutes (heure dite de coupure). Certaines observations, comme par exemple celles issues du radiomètre imageur SEVIRI à bord des satellites MSG qui mettent 15 minutes à arriver, ne peuvent pas être assimilées. AROME-PI assimile surtout les données issues des stations d'observations terrestres et des radars (Tableau 7.1). Le schéma d'assimilation 3D-Var actuellement utilisé dans AROME-PI et AROME-France ne permet d'assimiler qu'une fois par heure les observations à fréquence temporelle infra-horaire, celles des heures rondes, même si par exemple les données radars à la fréquence 5 minutes ne mettent que 5 minutes à arriver. C'est pourquoi il y a le même nombre de données radar assimilées (Tableau 7.1) pour AROME-France et AROME-PI alors qu'ils ont des heures de coupures différentes.

Par ailleurs, l'analyse d'altitude de AROME-PI est basée sur une ébauche issue d'une prévision AROME-France (Tableau 7.2). Deux réseaux consécutifs AROME-PI basés sur des réseaux AROME-France différents peuvent donc être assez décorrélés. Ainsi, par exemple, l'analyse du réseau de 09UTC d'AROME-PI a pour ébauche une prévision à six heures d'échéance issue du réseau d'analyse de 03UTC d'AROME-France, alors que l'analyse du réseau de 10UTC d'AROME-PI a pour ébauche une prévision à quatre heures d'échéance issue du réseau d'analyse de 06UTC d'AROME-France. Il n'y a donc pas de cycle d'assimilation dans AROME-PI, ni d'analyse de surface : les analyses de surface sont issues des prévisions de la composante SURFEX du modèle AROME-France.

- son nombre de réseaux de prévision, qui est de vingt-quatre par jour, avec un réseau toutes les heures.
- son horizon de prévision qui est de six heures avec des sorties de prévision toutes les quinze minutes.

- son temps de mise à disposition en opérationnel qui n'est que de 35 minutes, contre 2h45 à 5h05 pour AROME-France.

	AROME-France (12UTC)	AROME-PI
Durée de la fenêtre temporelle d'assimilation	1 heure	20 minutes
Heure de coupure ("cut-off" en anglais)	entre 20 minutes et 3 heures 30	10 minutes
Nombre d'observations disponibles	~ 1.3 million	~ 709 000
Nombre d'observations assimilées, dont :	112 200	81 740
-Radar	75 000	75 000
-Stations d'observations terrestres	7 500	5 200
-Avions	3 200	1 200
-Radiosondages	11 000	300
-Satellites	14 000	40
-Systèmes de positionnement et de navigation par satellite	1 500	0

TABLE 7.1 – Impact de la durée de la fenêtre temporelle d'assimilation et de l'heure de coupure sur le nombre d'observations assimilées. Source : [Brousseau \(2016\)](#).

Réseau d'analyse AROME-France d'où provient l'ébauche	Réseaux AROME-PI (heures en UTC)
00UTC	02, 03 et 04
03UTC	05, 06, 07, 08 et 09
06UTC	10, 11 et 12
09UTC	13 et 14
12UTC	15, 16 et 17
15UTC	18, 19, 20, 21
18UTC	22, 23, 00 (J+1)
21UTC	01 (J+1)

TABLE 7.2 – Réseaux AROME-France d'où provient l'ébauche utilisé dans les réseaux AROME-PI.

Des prévisions successives délivrées par AROME-PI ont déjà servi de base pour produire des ensembles décalés dans le temps, dédiés à la courte échéance, pour mieux prévoir les risques convectifs dans le domaine de l'aéronautique ([Osinski and Bouttier, 2018](#)) mais aussi pour améliorer la pertinence et l'anticipation des avertissements aux crues soudaines sur des cours d'eau non jaugés ([Demargne et al., 2018](#)). [Demargne et al. \(2018\)](#) utilisent de manière équiprobable quatre prévisions horaires successives AROME-PI avec les trois prévisions les plus anciennes, complétées par des pluies horaires nulles, pour créer leur ensemble. Pour une prévision d'ensemble donnant une heure de prévision, [Osinski and Bouttier \(2018\)](#) combinent les six prévisions récentes disponibles AROME-PI pour produire un ensemble de six membres équiprobables. Dans ces deux études, il est montré que les ensembles fournissent des prévisions horaires qui présentent un intérêt dans leur domaine d'application respectif, mais ne tiennent pas compte du temps effectif de mise à disposition des prévisions en opérationnel.

## 7.2.2 A partir de la fusion extrapolation/prévision numérique

### 7.2.2.1 Extrapolation de lames d'eau radar

La méthode historique de prévision immédiate développée à Météo-France depuis 1993, est 2piR (Prévision Immédiate de Précipitations par Imagerie Radar). C'est une méthode

d'extrapolation radar s'appuyant sur le déplacement passé des systèmes pour prévoir leur position sur les échéances futures.

Les données d'entrée de 2piR sont les mosaïques de réflectivité. La méthode repose sur quatre étapes. La première étape est celle du pré-traitement qui caractérise la qualité des pixels de l'image radar en terme d'atténuation du signal ou de probabilité d'écho fixe. La deuxième étape consiste à identifier une cellule pluvieuse dans l'image de référence et à la retrouver par corrélation croisée dans l'image radar antérieure permettant d'en déduire un vecteur déplacement (Figure 7.3). Cette opération est effectuée pour plusieurs seuils de réflectivité, puis un champ régulier est élaboré par interpolation à partir des vecteurs obtenus aux étapes précédentes. La troisième étape remplace des pixels qualifiés de douteux de l'image observée par des pixels prévus antérieurement et de meilleure qualité. Enfin la dernière étape, l'extrapolation, renseigne chaque pixel de l'image prévue à partir de l'image à advecter, en utilisant le vecteur antécédent associé. Des advections successives donnent les images de réflectivité radar prévues suivantes.

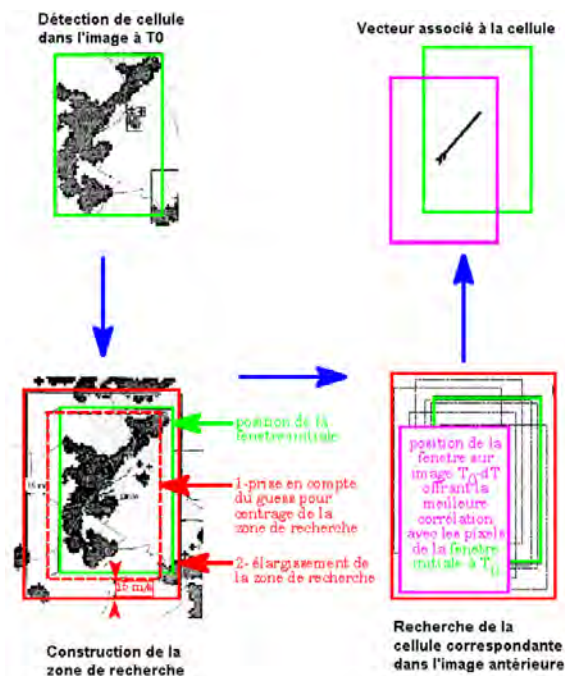


FIGURE 7.3 – Suivi du déplacement dans 2piR. Source : Tzanos (2009)

Bien que l'extrapolation radar ne permette pas de prévoir l'initiation, le développement ou la dissipation des cellules pluvieuses, ni de prendre en compte le relief, elle garantit d'être au plus près des observations sur les premières échéances et est réactualisée très fréquemment (toutes les cinq minutes) à une résolution spatiale de 1km.

Le champ de déplacement 2piR peut être appliqué aux mosaïques lame d'eau PANTHERE pour fournir des extrapolations de la lame d'eau radar, comme celles utilisées dans la méthode PIAF présentée ci-après.

### 7.2.2.2 Prévision Immédiate Agrégée fusionnée (PIAF)

Depuis juin 2016, une méthode de fusion entre extrapolation des données radar et prévision numérique est développée à Météo-France, pour les cumuls de précipitation : PIAF (pour Prévision Immédiate Agrégée Fusionnée). Elle repose sur la méthode statistique



d'agrégation séquentielle d'experts, qui combine deux prédicteurs : l'extrapolation de lames d'eau radar et les prévisions de précipitations issues d'AROME-PI. Le but est de tirer le meilleur parti de ces deux sources d'information aux échéances de la prévision immédiate, en fonction de leurs performances récentes par rapport à l'observation. Les lames d'eau sont obtenues par la somme pondérée des champs de prévision numérique (*AROME-PI*) et des extrapolations (*2piR*) :

$$PIAF = \alpha 2piR + (1 - \alpha) AROME\_PI \quad (7.1)$$

Les poids attribués à chaque expert,  $\alpha$  et  $1 - \alpha$ , sont ajustés dynamiquement en fonction des performances récentes de chacun des prédicteurs.

Le coefficient de pondération  $\alpha$  varie selon la zone géographique, selon un découpage de la France en six zones (Figure 7.4), avec une transition linéaire entre deux zones. Il est ré-évalué à chaque réseau. Il varie selon l'échéance de prévision et est ajusté en fonction des performances sur les six dernières heures de chacun des prédicteurs.

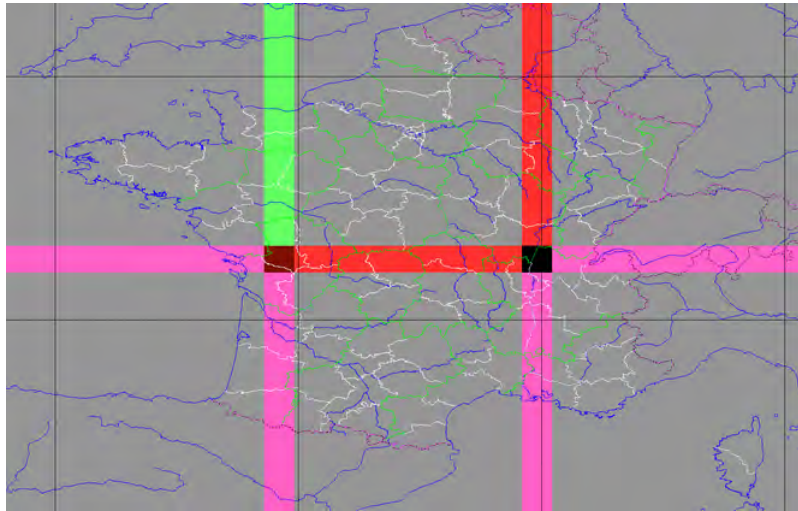


FIGURE 7.4 – Domaines de calcul de PIAF. Source : département Prévision Immédiate de la direction des opérations pour la prévision de Météo-France.

L'algorithme qui détermine le coefficient  $\alpha$  est le ML\_Poly (Polynomially weighted average forecaster with multiple learning rates, Gaillard, 2015). Cet algorithme détermine la combinaison des prédicteurs qui minimise l'erreur cumulée de PIAF. Il a pour propriété de basculer rapidement dans le temps de *2piR* à *AROME-PI*, évitant une phase intermédiaire de moyennage des deux types de prévision, pouvant amener des champs trop lisses ou peu physiques. L'erreur cumulée de PIAF est ainsi contrôlée au regard de l'erreur passée de chaque expert et du regret associé. Les performances passées des deux prédicteurs sont évaluées sur les six heures précédant le réseau PIAF pour lequel on souhaite calculer le coefficient  $\alpha$ . Les erreurs sont calculées par rapport aux lames d'eau PANTHERE. La distance utilisée est le score de Gerrity (Gerrity Jr, 1992, décrit en annexe A), qui est un score équitable pour plusieurs catégories (i.e. que les prévisions aléatoires et constantes ont une valeur de 0). Il s'appuie sur la construction de tables de contingence multi-modales utilisant six seuils de pluie par 5 minutes : 0,05 ; 0,1 ; 0,2 ; 0,4 ; 0,8 et 1,6 mm/5'. Chacune de ces tables est associée à un réseau, une échéance et une zone géographique. Ces matrices sont sommées sur les 72 derniers réseaux (correspondant aux 6 dernières heures) par échéance et par zone,

pour calculer le score de Gerrity qui sert à évaluer la perte comparée des prédicteurs. Quand la qualité de la lame d'eau 2piR est estimée trop faible, PIAF est égal à AROME-PI, quelle que soit la qualité d'AROME-PI.

PIAF délivre des prévisions jusque trois heures d'échéance de cumuls cinq minutes, et ce toutes les cinq minutes, à une résolution spatiale de 1km. Il est disponible deux minutes après son heure de réseau.

Les sorties d'AROME-PI n'étant disponibles qu'à la fréquence de 15 minutes, une interpolation temporelle qui prend en compte la tendance sur 30 minutes est appliquée, afin d'estimer les cumuls de pluie sur 5 minutes d'AROME-PI utilisés dans PIAF.

### Quelques remarques

#### - Sur le comportement de $\alpha$

Classiquement, le coefficient de pondération est tel qu'un réseau PIAF suit l'extrapolation radar aux premières échéances ( $\alpha = 1$ ) et bascule vers la prévision numérique ( $\alpha = 0$ ) avant 1h30-2h de prévision (ex. Figure 7.5a). Seulement, les coefficients de pondération par échéance sont calculés de manière indépendante. Il peut donc y avoir des allers-retours entre extrapolation des lames d'eau radar et prévision numérique au cours des échéances pour certains réseaux PIAF. La Figure 7.5b illustre ce cas, avec des valeurs de  $\alpha$  qui peuvent diminuer puis augmenter à nouveau avec les échéances et osciller entre des valeurs fortes (en faveur de l'extrapolation) et des valeurs faibles (en faveur d'AROME-PI). Cela se produit généralement quand les deux prédicteurs sont assez proches l'un de l'autre ou lors de certaines situations météorologiques, qui entraînent plus facilement ce genre de comportement (par exemple dans le cas de précipitations stratiformes). Un troisième type de comportement de PIAF est de rejeter le prédicteur AROME-PI : l'extrapolation est utilisée sur les trois heures de prévision (ex. Figure 7.5c). Cela arrive lorsque les valeurs prévues par AROME-PI sous-estiment les observations ou lorsque les systèmes convectifs qu'il prévoit sont décalés géographiquement.

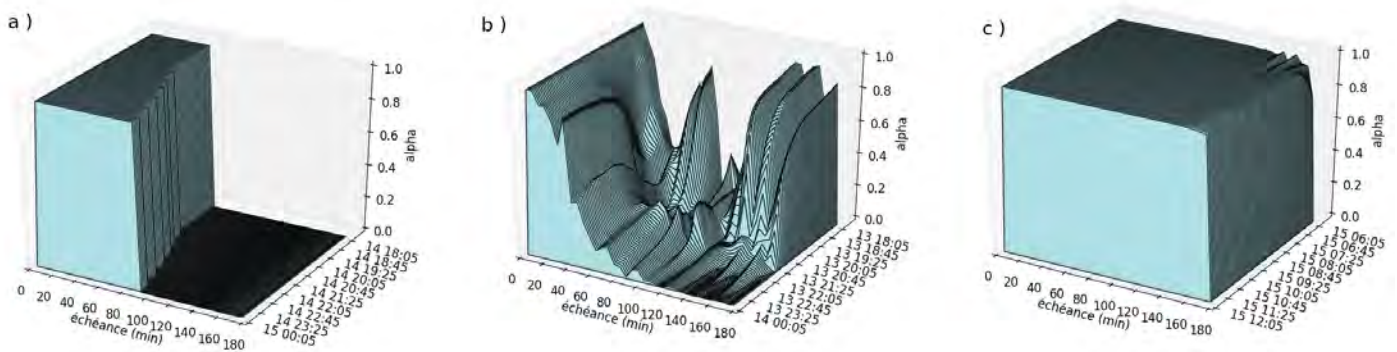


FIGURE 7.5 – Évolution des coefficients de pondération  $\alpha$  (alpha) de la zone 5 (sud au centre de la Figure 7.4) en fonction des échéances de prévisions pour les réseaux compris entre : a) le 14 octobre 2018 18h et le 15 octobre 00h, b) le 13 octobre 2018 18h et le 14 octobre 00h et c) entre 6h et 12h le 15 octobre 2018. Les échéances de prévisions sont données en minutes et les dates des réseaux PIAF sont indiquées par le jour et l'heure du lancement du réseau.

#### - Sur le lien PIAF/AROME-PI

Les réseaux PIAF s'appuient systématiquement sur les derniers réseaux AROME-PI disponibles. Autrement dit, comme le délai de mise à disposition de AROME-PI est de 35 minutes,

pour un réseau AROME-PI lancé à l'heure ronde H, seuls les réseaux PIAF compris entre H+40 minutes et H+95 minutes utilisent ce réseau, et ceux entre H et H+35 minutes utiliseront le réseau AROME-PI lancé à l'heure H-1. Ainsi une même échéance de prévision de deux réseaux PIAF ne s'appuie pas forcément sur une même échéance de prévision des deux réseaux AROME-PI associés.

Par exemple l'échéance de prévision [2h45 ; 3h[ d'un réseau PIAF lancé à 12h30 (c'est-à-dire la prévision pour [15h15 ; 15h30]) s'appuie sur le réseau AROME-PI de 11h, et donc sur son échéance de prévision [4h15 ; 4h30[. L'échéance de prévision [2h45 ; 3h[ d'un réseau PIAF lancé un quart d'heure plus tard, à 12h45 (c'est-à-dire la prévision pour [15h30 ; 15h45]) s'appuie sur le réseau AROME-PI de 12h, et donc sur son échéance de prévision [3h30 ; 3h45[.

Très récemment, un projet de fin d'étude à la DREAL Occitanie sur l'évaluation d'une chaîne de prévision immédiate hydrométéorologique sur le territoire du Service de Prévision des Crues Garonne Tarn Lot et principalement sur l'évaluation de l'apport du produit PIAF a été effectué par Kéryl Clain (élève ingénieur des travaux de la météorologie), sous la direction d'Arthur Marchandise (Clain, 2019). Ce stage a permis d'évaluer la capacité du produit à prévoir à l'échelle de deux bassins hydrologiques (de quelques centaines de  $km^2$ ) différents types d'épisodes météorologiques. 23 épisodes hydrométéorologiques récents (entre 2014 et 2019) ont été utilisés, dont six épisodes méditerranéens, cinq épisodes océaniques et douze épisodes convectifs non méditerranéens (supercellule, orages isolés, orographiques). L'étude a montré que les épisodes océaniques étaient mieux prévus (prévisions "acceptables" jusqu'à plus d'une heure d'échéance) que les épisodes méditerranéens (prévisions "acceptables" sur les 45 premières minutes d'échéance et surestimation au-delà). Les conclusions restaient valides sur l'évaluation des prévisions hydrologiques sur le bassin de Saint-Sernin-sur-Rance, à partir de modèles hydrologiques pluie-débit de la plateforme PLATHYNES.



# Chapitre 8

## Vérification des simulations et des prévisions hydrométéorologiques

### Sommaire

---

8.1	Les méthodes de vérification classiques . . . . .	63
8.2	Les incertitudes sur les observations et les données de référence	65
8.2.1	Incertitudes sur les pluies de référence . . . . .	65
8.2.2	Incertitudes sur les débits de référence et les données d'impact . .	65

---

Ce chapitre introduit la notion de vérification d'une simulation (ou d'une prévision) et en aborde les principales méthodes.

### 8.1 Les méthodes de vérification classiques

L'analyse de la qualité d'une prévision diffère selon le type de prévision employé et la nature de la variable à prévoir. Une prévision peut être déterministe (une seule valeur prévue) ou probabiliste (densité de probabilité, fonction de répartition,...). La variable à prévoir peut être qualitative ou quantitative ; binaire (par exemple : pluie/pas pluie) ou catégorielle (par exemple : cumul de pluie inférieur à 1mm, compris entre 1 et 2mm, supérieur à 2mm). Dans ce travail, les variables sont continues (cumul de précipitation, débit, ruissellement) et presque toutes spatialisées (pluie et ruissellement). La vérification d'un système de prévision (ou de simulation) s'effectue par comparaison aux observations.

Dans l'annexe A, où sont décrits en détails les scores utilisés dans ces travaux de thèse, on distingue quatre familles de méthodes de vérification des prévisions, celles :

- pour les prévisions de variables continues,
- pour les prévisions d'événements catégoriels (dichotomiques ou multi-catégoriels),
- pour les prévisions probabilistes ou ensemblistes,
- du point de vue de l'utilisateur (valeur économique de l'expertise et aide à la prise de décision)

L'analyse de la qualité d'une prévision d'une variable continue s'appuie sur la mesure de la distance entre observation et prévision. Cet écart peut être calculé avec des critères

d'erreurs tels que les erreurs moyennes ou absolues, ou les racines carrées des erreurs quadratiques moyennes.

Pour des structures pluvieuses avec de forts gradients et des noyaux de pluies intenses, une erreur de localisation des pluies prévues peut être très pénalisante. En effet, une bonne prévision de l'intensité des pluies mais décalée de plusieurs dizaines de kilomètres conduira à une très forte sous-estimation des pluies là où elles sont observées et à une très forte sur-estimation là où elles sont prévues. C'est ce qu'on appelle la double peine (Anthes, 1983; Gilleland et al., 2009). Afin de limiter son impact dans la vérification des prévisions, des scores spécifiques peuvent être utilisés (Ebert, 2008), basés par exemple sur des voisinages ou des changements d'échelle.

Pour les prévisions d'événements catégoriels, l'évaluation porte sur la capacité du système à discriminer les événements et les non événements. Elle s'effectue souvent à partir de tables de contingence, qui permettent de compter les prévisions en termes d'événements prévus ou non et les observations en termes d'événements observés ou non. A partir de là, plusieurs critères peuvent être déduits (taux de réussite, de fausse alarme, Heidke Skill Score, ...), de même que la courbe ROC (pour receiver operating characteristic).

L'analyse de la qualité d'une prévision probabiliste peut s'appuyer sur l'étude des trois propriétés que sont la fiabilité, la résolution et la finesse de la prévision d'ensemble.

- La fiabilité d'un ensemble est un critère de performance basé sur la cohérence statistique entre observations et prévisions. Elle décrit la capacité d'un système de prévision d'ensemble à prévoir des probabilités justes. Quand on prévoit un phénomène avec une probabilité  $p$ , on doit aussi l'observer avec une fréquence  $p$ . Pour toutes les fois où le système de prévision prévoit un événement (par exemple : un cumul de précipitations dans un intervalle  $I$ ) avec une probabilité de 70%, on souhaite que cet événement soit effectivement observé dans 70% des cas. La fiabilité est une qualité nécessaire mais pas suffisante pour que l'ensemble soit utile. En effet, par exemple une climatologie est fiable mais pas informative. Pour évaluer cet attribut, on peut utiliser le diagramme de rang ou le diagramme de fiabilité.
- La résolution (aussi appelée performance ou discrimination) évalue si un système de prévision est capable de réaliser des prévisions significativement distinctes pour des événements observés significativement différents et s'il est capable d'attribuer des probabilités fortes à un événement lorsque celui-ci est observé. Une prévision basée sur la climatologie aura par exemple une résolution nulle. Pour cette qualité, les critères utilisés sont souvent le score de Brier et le diagramme d'attribut.
- La finesse mesure la proximité de tous les membres à l'observation, i.e. si le faisceau de prévisions est resserré autour de l'observation. Pour cet attribut, on peut calculer la dispersion de l'ensemble.

Enfin si l'on se place du côté de l'utilisateur, l'évaluation de la performance du système de prévision peut s'appuyer sur le calcul de la valeur économique potentielle, qui permet d'évaluer la qualité des prévisions à partir des attentes économiques de l'utilisateur.

## 8.2 Les incertitudes sur les observations et les données de référence

La mesure des observations qui servent de référence est entachée d'incertitudes, et ce quelle que soit la variable mesurée. La vérification devrait donc tenir compte de l'incertitude qui affecte les observations, bien que celle-ci soit souvent négligée.

### 8.2.1 Incertitudes sur les pluies de référence

Les cumuls de précipitation estimés par les radars sont basés sur des données post-traitées afin de prendre au mieux en compte les sources d'erreurs que sont les échos fixes, les masques, les bandes brillantes, etc. Les pluviomètres ont des incertitudes de mesure plus ou moins importantes (au mieux pour les pluviomètres de Météo-France cette incertitude est de  $\pm 0,1$  mm pour des quantités inférieures à 5 mm et à  $\pm 2\%$  au-dessus de 5 mm) et sont aussi affectés par des incertitudes relatives à l'environnement et aux conditions de la mesure (vent, précipitations solides, maintenance, pluviomètres bouchés, ...). La qualité d'une lame d'eau issue de la fusion de données radars et pluviomètres telle que ANTILOPE dépend de celles des radars et des pluviomètres mais aussi de la méthode de krigeage utilisée. Une étude interne à Météo-France sur l'évaluation des lames d'eau ANTILOPE de janvier 2014 à février 2019 ([Lion, 2019](#)) indique qu'elles ont de très bons taux de détection pour tous les seuils de précipitations, mais que les taux de fausse alarme sont dégradés pour les fortes pluies, ce qui pourrait être lié aux événements météorologiques extrêmes de l'été 2018.

### 8.2.2 Incertitudes sur les débits de référence et les données d'impact

Pour les débits, les données issues de la banque hydrométrique nationale (dite banque HYDRO) sont classiquement utilisées comme données de référence. On estime communément à 10% le pourcentage d'erreur sur les mesures de débits issues de cette banque. Le débit observé, calculé à partir des mesures de vitesses de l'écoulement en différents points de la rivière et de la forme de la rivière, est affecté d'incertitudes. Les mesures de vitesse d'écoulement peuvent être faites à l'aide de courantomètres, ou par ADCP (profileur acoustique de courant à effet Doppler). Pour ces deux appareils, l'Onema donne 7 à 30% d'incertitude de mesure pour les conditions les plus défavorables (niveau de confiance à 95 %). La modification du lit d'une rivière après le passage de pluies intenses et de fortes crues, peut également invalider des courbes de tarage (relation hauteur/débit). Lorsque les pics de crue sont estimés a posteriori par des enquêtes sur le terrain, l'évaluation hydraulique des débits se fait dans des sections peu influencées par des ouvrages avec un relevé des laisses de crue et des caractéristiques géométriques de la section. Les incertitudes peuvent venir des mesures mais aussi du choix des valeurs des coefficients de rugosité du lit et de la gamme de vitesses d'écoulement possibles utilisées dans les formules hydrauliques ([Lebouc and Payrastré, 2017](#); [Lebouc et al., 2019](#)).

Comme il n'existe pas de mesures spatialisées du ruissellement pour les épisodes de crue, la validation des cartes de ruissellement simulé nécessite le croisement avec des données de terrain diverses, comme des données d'impact par exemple : dégâts matériels, victimes, plus hautes eaux,... De telles données ont notamment été utilisées pour évaluer des cartes de ruissellement dans la partie suivante.



## Troisième partie

# Amélioration de la représentation du ruissellement dans le système couplé ISBA-TOP

Cette partie porte sur l'amélioration de la modélisation hydrologique en étudiant la sensibilité du modèle ISBA-TOP aux données d'occupation et de texture des sols. L'apport d'une plus haute résolution spatiale est également étudié. Ces travaux ont fait l'objet d'un article publié dans Hydrology and Earth System Sciences, qui constitue le chapitre principal de cette troisième partie.

---

<b>9</b>	<b>Les paramètres physiographiques pour représenter le ruissellement dans ISBA-TOP</b>	<b>69</b>
<b>10</b>	<b>Quel impact de la résolution et des bases de données physiographiques dans ISBA-TOP pour la modélisation des crues rapides ?</b>	<b>71</b>
<b>11</b>	<b>Conclusion</b>	<b>91</b>

---





# Chapitre 9

## Les paramètres physiographiques pour représenter le ruissellement dans ISBA-TOP

Dans ISBA-TOP, comme nous l'avons vu au chapitre 6.1, plusieurs processus de ruissellement sont modélisés : le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration et le ruissellement sur surface saturée. Pour ces deux processus, l'impact des paramètres d'ISBA-TOP a été montré par [Edouard et al. \(2018\)](#). Les simulations d'écoulements en général et de ruissellement en particulier se sont en effet montrées particulièrement sensibles à certains paramètres d'ISBA.

Les paramètres qui caractérisent les principaux processus physiques dans ISBA peuvent être divisés en deux catégories : les paramètres primaires qui doivent être spécifiés par distribution spatiale et les paramètres secondaires dont les valeurs peuvent être calculées à partir de celles des paramètres primaires. Les paramètres primaires sont des données mesurables. Ils décrivent les pourcentages de sable et d'argile dans le sol, le type de végétation dominant et le masque terre-mer.

Les paramètres secondaires associés à la texture des sols et calculés via des fonctions de pédotransferts (comme par exemple celles de [Clapp and Hornberger, 1978](#)) sont :

- la teneur volumique en eau à saturation qui représente un état de sol où tous les pores sont remplis par de l'eau,
- la teneur en eau au point de flétrissement qui correspond à la teneur en eau à partir de laquelle les plantes se flétrissent car elles ne peuvent plus absorber l'eau du sol,
- la capacité au champ qui est la capacité de rétention maximale en eau du sol,
- la pente de la courbe de rétention d'eau qui traduit la capacité du sol à retenir l'eau (suction en fonction de la teneur en eau),
- ainsi que plusieurs coefficients thermiques ou hydrauliques, notamment utilisés dans les équations de force-restore (voir section 6.1).

D'autre part, les paramètres secondaires associés à la végétation sont :

- les profondeurs des zones racinaire et profonde,
- la résistance de surface minimale et des coefficients présents dans la formulation de la résistance de surface à la diffusion de l'eau,
- l'indice de surface foliaire, qui est la surface de feuilles exprimée par unité de surface au sol,

- la capacité thermique de la végétation,
- et la longueur de rugosité.

ISBA se base également sur les paramètres albédo et émissivité qui dépendent également du couvert végétal et sont fixées selon le type de végétation.

Ainsi dans ISBA-TOP, la description de la texture du sol a un impact direct sur les écoulements avec la caractérisation des paramètres hydrodynamiques, comme le stockage de l'eau dans le sol ou la facilité avec laquelle l'eau s'écoule à travers des sols saturés. La description de l'occupation du sol influence le stockage de l'eau après interception de la pluie (à travers la surface foliaire, la longueur de rugosité et la hauteur de la végétation) et la capacité d'infiltration (avec la profondeur racinaire) avec des conséquences sur la quantité d'eau ruisselée modélisée.

La description de l'occupation et de la texture des sols est issue de bases de données qui permettent d'accéder à des valeurs de façon spatialisée à des résolutions variables mais en général kilométriques. Selon la résolution spatiale du modèle, ces bases de données sont utilisées différemment (interpolation ou, au contraire, agrégation). La résolution a d'ailleurs aussi un impact sur la représentation des processus physiques et sur la façon de considérer les champs de précipitations (qui sont actuellement au mieux kilométriques).

# Chapitre 10

## Quel impact de la résolution et des bases de données physiographiques dans ISBA-TOP pour la modélisation des crues rapides ?

### Sommaire

---

10.1 Résumé de l'article publié dans HESS . . . . .	71
10.2 "Assessing the impact of resolution and soil datasets on flash-flood modelling" . . . . .	72

---

### 10.1 Résumé de l'article publié dans HESS

L'étude de l'influence des descripteurs physiographiques et de la résolution du modèle hydrologique sur la modélisation de la réponse hydrologique en termes de débits et de ruissellement a donné lieu à la rédaction d'un article paru dans le journal Hydrology and Earth System Sciences (HESS). Il fait également partie du numéro spécial inter-journal "Hydrological cycle in the Mediterranean" (ACP/AMT/GMD/HESS/NHESS/OS inter-journal SI).

L'intérêt d'un changement de résolution spatiale et d'une représentation plus fine du type de surface et de la texture des sols pour mieux simuler des crues rapides méditerranéennes a été examiné à l'aide de cinq types d'expériences réalisés avec le modèle ISBA-TOP. L'impact de la résolution spatiale a été étudié en utilisant le modèle à 1000 m et 300 m de résolution. Pour examiner l'influence des paramètres physiographiques, plusieurs sources de données ont été choisies pour décrire la texture et l'occupation des sols. Les résultats de simulations obtenus sur douze événements de crues rapides (décrits dans la deuxième partie du manuscrit) survenus sur le Sud-Est de la France en milieu naturel et péri-urbain sont exposés. Les simulations de débits et de ruissellement réalisées ont été explorées à l'échelle du bassin versant et à l'échelle locale. L'intérêt d'utiliser ISBA-TOP à 300 m et non plus à 1 km est évident avec de meilleures simulations de débits et de ruissellement. Outre la résolution spatiale, le paramètre le plus sensible est la description de la texture du sol, suivi enfin de la représentation de l'occupation du sol. Pour déterminer cette hiérarchie des descripteurs, les

performances du modèle ont été évaluées par rapport à des données observées ou estimées (retour d'expérience) pour les débits et par rapport à des données d'impact issues également de retours d'expérience, comme proxy du ruissellement.

## **10.2 ”Assessing the impact of resolution and soil datasets on flash-flood modelling”**



# Assessing the impact of resolution and soil datasets on flash-flood modelling

Alexane Lovat<sup>1</sup>, Béatrice Vincendon<sup>2</sup>, and Véronique Ducrocq<sup>1</sup>

<sup>1</sup>CNRM, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, Toulouse, France

<sup>2</sup>DCSC, Météo-France, Toulouse, France

**Correspondence:** Alexane Lovat (alexane.lovat@meteo.fr)

Received: 9 July 2018 – Discussion started: 31 July 2018

Revised: 11 February 2019 – Accepted: 16 March 2019 – Published: 2 April 2019

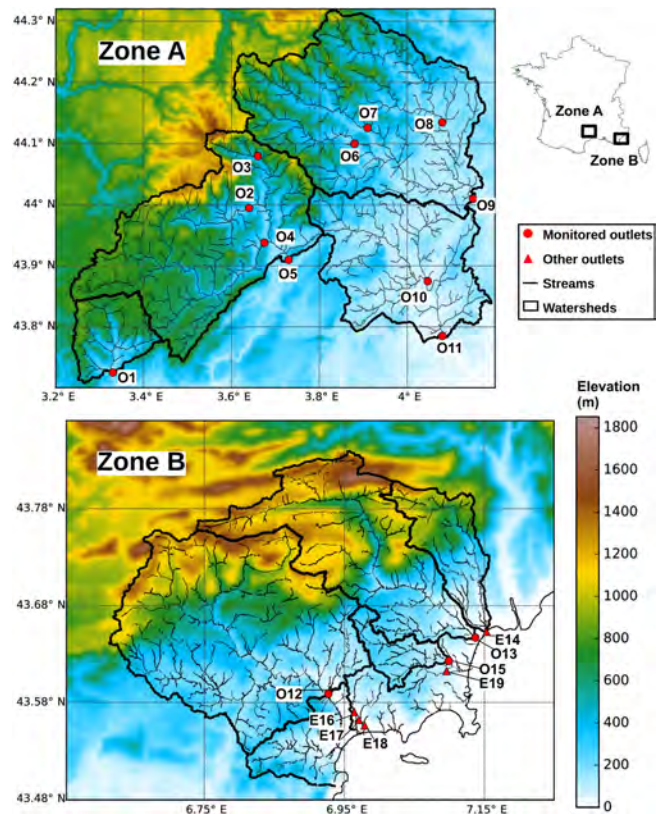
**Abstract.** The present study assesses the impacts of two grid resolutions and the descriptors of soil texture and land cover on flash-flood modelling at local and basin scales. The ISBA-TOP coupled system, which is dedicated to Mediterranean flash-flood simulations, is used with two grid-cell sizes (300 and 1000 m), two soil texture datasets, and two land use databases to model 12 past flash-flood events in southeastern France. The skill of the hydrological simulations is assessed using conventional data (discharge measurements from operational networks) and proxy data such as post-event surveys and high-water marks. The results show significant differences between the experiments in terms of both the simulated river discharge and the spatial runoff, whether at the catchment scale or at the local scale. The spatial resolution has the largest impact on the hydrological simulations. In this study, it is also shown that the soil texture has a larger impact on the results than the land cover.

## 1 Introduction

Devastating flash floods triggered by heavy precipitation events occur in the Mediterranean coastal regions, primarily in autumn (Ricard et al., 2012). The mesoscale convective systems associated with these precipitating events and the geomorphologic characteristics of the region can lead to short hydrological response times ranging from a few minutes to a few hours. These floods represent a significant hazard to human safety and a threat to property and have caused at least 85 billion euros in damage since 1900 in the countries surrounding the Mediterranean Sea (Gaume et al., 2016). Accurate simulations and forecasts of the hydrologic behaviour

of these catchments, such as the runoff produced during a precipitating event, are essential for identifying exposed areas, issuing effective warnings and guidance, and notifying at-risk populations. Nevertheless, the complex space–time features of Mediterranean precipitating systems make flash floods particularly difficult to model and forecast. Several hydrological models are devoted to this type of event. Such models are designed to properly simulate fast responding river discharge and the areas where runoff is produced. For floods or flash floods, the forecast ability depends not only on the spatial and temporal accuracy of the rainfall forcing (Van Steenbergen and Willems, 2014; Vivoni et al., 2007; Garambois et al., 2015) but also on the model description of the physical and hydrological characteristics of the watershed (Cotter et al., 2003; Marchi et al., 2010). Several authors have studied how to account for uncertainties associated with meteorological data, initial soil moisture, and hydrological model parameters. Zappa et al. (2011) have investigated the propagation and the superposition of these three sources of uncertainty in a hydrometeorological forecasting system for a catchment of the Swiss Alps. Meteorological data uncertainties have been addressed using high-resolution ensemble numerical weather predictions to issue probabilistic discharge forecasts (Ferraris et al., 2002; Vincendon et al., 2011; Hardy et al., 2016). Other methods have also been studied, such as the post-processing of deterministic quantitative precipitation forecasts (Vincendon et al., 2011) or the use of bias correction techniques (Zalachori et al., 2012) or multi-model numerical weather prediction (NWP) forecasts (McBride and Ebert, 2000). The coupling of meteorological ensemble prediction systems with hydrological ensemble systems has been notably studied in HEPEX (the Hy-

drologic Ensemble Prediction Experiment; Schaake et al., 2007). The sensitivity of the hydrological models to the initial soil moisture (e.g. Silvestro and Reborja, 2014) and to hydrological parameters (e.g. Liu et al., 2012; Edouard et al., 2018) has also been extensively studied in the past. Based on such a sensitivity study, Edouard et al. (2018) designed an ensemble prediction system for flash-flood forecasting. In addition, hydrological modelling uncertainties arise from the soil and land descriptions. Elevation, land use, and soil texture datasets are available at various spatial resolutions and from various data providers. Many hydrological models are calibrated, and the value of the calibrated parameters may depend on such terrain descriptors. Several studies have investigated the impact of soil and land data and their resolution using various digital elevation model (DEM), land cover (Kamali et al., 2017; Yen et al., 2015; Sharifi and Kalin, 2010), and soil datasets (e.g. the Soil Survey Geographic database and the State Soil Geographic database; Kumar and Merwade, 2009; Chaplot, 2014; Cotter et al., 2003). The influence of the model resolution, which is strongly linked to the soil and land data resolution, has also been investigated (Vázquez et al., 2002; Egüen et al., 2012). Even if in general a higher resolution leads to more accurate simulations, there can be a critical level beyond which the model response is not necessarily improved (Hengl, 2006; Egüen et al., 2012). Land use and, in particular, preferential pathways can have a large impact on the catchment residence times and the time that the flood wave travels (Blöschl, 2001; Blöschl et al., 2007). Several studies have identified the most appropriate model structure in hydrological modelling while taking into account several landscape complexity levels (e.g. Flügel, 1995; Savenije, 2010; Gharari et al., 2014a, b). Gharari et al. (2014a) have used models of increasing complexity (the first represents the catchment in a lumped way, and the second distinguishes wetlands from the remainder, i.e. hillslopes and plateaus, and the third gives a complete representation of the wetlands, hillslopes, and plateaus). They showed that by allowing for more landscape-related process heterogeneity in a model (third model), the predictive power increases even without traditional calibration. The impact of the representation of the soil and land properties on flash-flood modelling remains poorly explored, even though these descriptors are expected to influence the timing of the flash-flood prediction and the spatial and temporal distribution of the runoff. Of the few studies dedicated to flash floods, Rozalis et al. (2010) used an uncalibrated hydrological model based on the SCS curve number method (SCS, 1964) to simulate the effect of land use changes and urban development on the flash-flood intensity over a Mediterranean watershed in Israel. Antonetti et al. (2016) explored recently the uncertainty of hydrological simulations due to different spatial representations of dominant runoff processes. They found that the simulations with the most complex automatic mapping approach are the closer to the reference map, while those without soil information differed considerably. Anquetin et al.



**Figure 1.** Location of the study areas, zones A and B, and boundaries of the main watersheds of both areas. The red markers correspond to the studied outlets. The circular outlets are monitored. Coordinates are in WGS84. The elevation was obtained from the SRTM dataset.

(2010) investigated the impact of the soil spatial variability on the simulated discharge for an extreme event in southern France. Their results identified two phases in the flood dynamics: the first one was primarily controlled by the soil properties, and the second one, after soil saturation, was controlled by the rainfall variability. If the soil properties are simplified in the hydrological model (catchments were described using only their major soil type), the resulting misestimation of the maximum storage capacity of the catchment leads to large errors in the flow simulation (Anquetin et al., 2010).

The present study investigates the impacts of the spatial resolution and terrain descriptors on flash-flood modelling using the ISBA-TOP hydrological model (Bouilloud et al., 2010; Vincendon et al., 2016), which is dedicated to Mediterranean flash-flood simulations. Two grid resolutions (300 and 1000 m) and soil datasets are used with ISBA-TOP to simulate several past flash-flood events in southeastern France. Validating a flash-flood discharge and runoff simulation is extremely challenging. Indeed, the lack of surface runoff observations is a real impediment to evaluating a runoff simulation at the proper spatial scale. The streamflow measure-



ments, which are classically used for discharge evaluations, are only sparsely available in this region. Many of the small watersheds affected by Mediterranean flash floods are ungauged. It is therefore necessary to seek other data indirectly related to the flash-flood magnitude that can provide valuable information on various aspects of the floods, such as the spatial expansion of the flood or its duration. Such proxy data include terrain in situ measurements, photos, and water marks. In the framework of the HyMeX (Hydrological cycle in the Mediterranean eXperiment) project (Drobinski et al., 2014; Ducrocq et al., 2014), post-event surveys have been conducted to document the characteristics and consequences of floods, even in ungauged catchments (Payrastré et al., 2015, 2016). A very recent database gathered flood-related damage data since 2011 in the south of France at a fine scale (Saint-Martin et al., 2018). Javelle et al. (2014) demonstrated that these data provide valuable information for evaluating the simulated flood peak. New approaches are being explored to use flood-damage and runoff-impact data to evaluate the simulated runoff. For example, Vincendon et al. (2016) compared flooded area diagnoses with road-cut data, and Lagadec et al. (2016) used information from post-event surveys to evaluate a method to map the susceptibility to surface runoff from the impact of floods on a railway.

To investigate and rank the impacts of the spatial resolution and the terrain descriptors on flash-flood modelling, two spatial scales (catchment and local scales) are studied using conventional data as well as proxy data to assess the ISBA-TOP simulations, i.e. discharges measurements, post-event surveys, and high-water marks are used to evaluate the hydrological model outputs. This paper is organized as follows. Section 2 describes the study region, the hydrological system used, and its input datasets. The runoff model sensitivity to the grid resolution and the soil descriptors at different scales over several catchments are examined and discussed in Sect. 3. The conclusions are given in Sect. 4.

## 2 Materials and methods

### 2.1 Case study

The catchments of interest are located in southern France (Fig. 1). Two areas representative of rural and urban land use were chosen to investigate the impact of the soil properties on the performance of the hydrological model. The topography of both areas varies greatly from the sea level up to 1750 m, with steep slopes and narrow valleys. The catchments have short response times, with rivers responding to rainfall events within approximately 2–7 h (see Table 1).

The rural zone “A” consists of four catchments in the Cévennes region: the Lergue river at Lodève (181 km<sup>2</sup>), the Hérault river at Laroque (918 km<sup>2</sup>), the Gardon river at Ners (1092 km<sup>2</sup>) and the Vidourle river at Sommières (621 km<sup>2</sup>; Table 1). For the larger catchments, the simulations are

also compared at the outlets of their sub-catchments. The Cévennes watersheds are prone to flash flooding, and their rivers are well monitored by the French flood forecasting service (SCHAPI). The Cévennes-Vivarais catchments have long been observed by the Cévennes-Vivarais Hydrometeorological Observatory (OHM-CV; Boudevillain et al., 2011). In addition, the FloodScale project (a multi-scale observation and modelling strategy for understanding and simulating flash floods; Braud et al., 2014), which contributes to the HyMeX international programme, performed enhanced observations for 4 years (2012–2015) in this region. A total of 11 recent flash-flood events occurring in zone A between 2014 and 2016 were considered in this study (Table 2). These were single or two-flow peak events and are representative of the variety of rainfall intensities and durations and the hydrological responses of the rivers encountered in the Cévennes-Vivarais region.

The French Riviera was selected as the urban domain (Fig. 1) because it was affected by the last catastrophic flash-flood event in southern France on 3 October 2015 in the Cannes area. The urban zone “B” consists of four main catchments and two coastal areas. The catchments are the Siagne river at Pégomas (515 km<sup>2</sup>), the Loup river at Villeneuve-Loubet (278 km<sup>2</sup>), the Cagne river at Cagnes-sur-Mer (109 km<sup>2</sup>), and the Brague river at Biot (41 km<sup>2</sup>) (see Table 1). Only a few watersheds are monitored in this region, and some basins are ungauged. In this study, eight discharge outlets were used; of these, three are monitored by SCHAPI. In the following, the outlets will be called O no. if they are operationally gauged by SCHAPI and E no. if their peak discharge values or water levels are estimated from post-event surveys or proxy data.

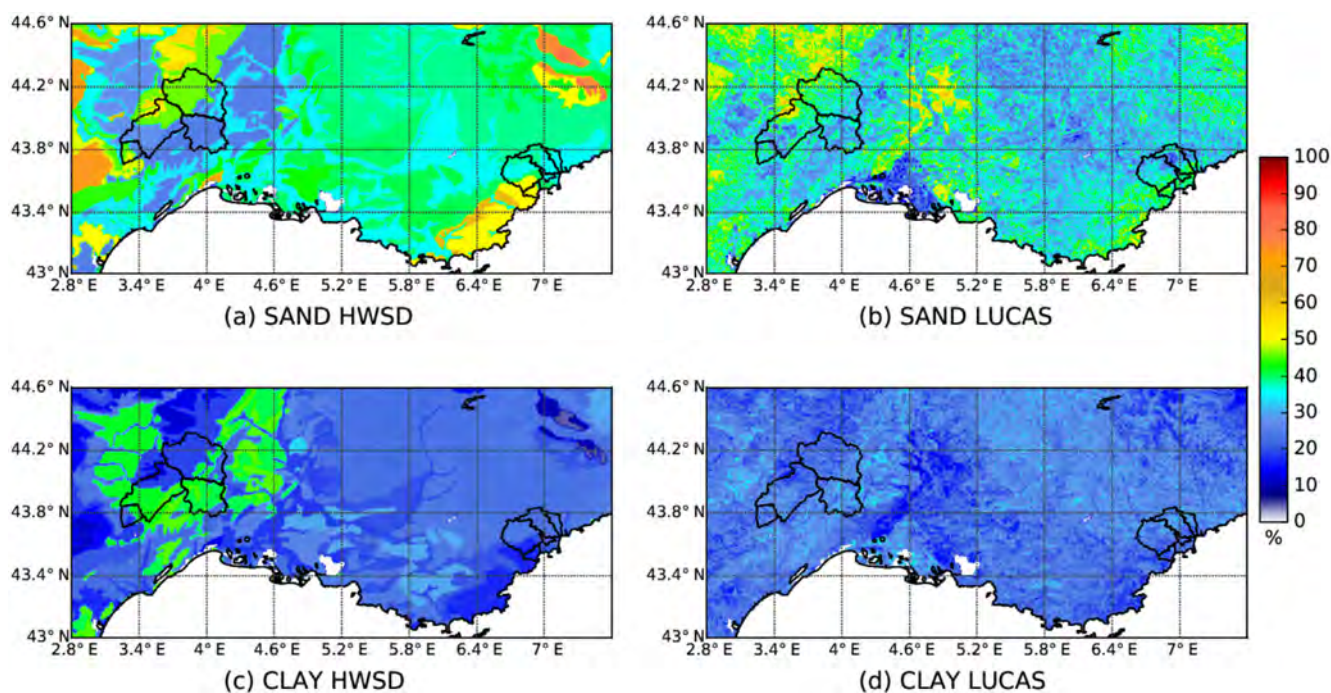
### 2.2 The hydrological model ISBA-TOP

The distributed hydrological model ISBA-TOP (Bouilloud et al., 2010; Vincendon et al., 2016) was designed to predict flash floods in small-sized to medium-sized Mediterranean basins. The ISBA-TOP system is a coupling between the land surface model ISBA (interaction surface–biosphere–atmosphere; Noilhan and Planton, 1989) and TOPODYN (Pellarin et al., 2002). ISBA manages the soil water and energy budgets between the soil vegetation snow column and the atmosphere above natural land surfaces. TOPODYN is a variant of the hydrological model TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979), dedicated to flash-flood modelling in Mediterranean regions. It deals with the lateral redistribution of the soil moisture according to the topographical information and the spatial variability of the rainfall.

First, ISBA computes the water and energy fluxes within the soil column for all the grid meshes in its domain. From the resulting volumetric water content, the water-storage deficit is computed by TOPODYN for each watershed pixel with a resolution of 50 m × 50 m. The lateral distribution of the water along the watershed follows the principles of TOP-

**Table 1.** Characteristics of the main studied catchments and outlets. Their locations are given in Fig. 1 from west to east within each catchment. The basin characteristic times, presented in Appendix A, are reported here. The names of the outlets of the main studied catchments are in bold.

	River	Outlets	Name	Area (km <sup>2</sup> )	tc (h)	tb (h)
Zone A	Lergue	<b>Lodève</b>	O1	181	3.2	1.9
			O2			
	Hérault	Vigan (La Terrisse)	O3	918	10.2	6.1
		Valleraugue	O4			
		Saint-Laurent-le-Minier	O5			
Gardon	Saint-Jean-du-Gard	O6	1092	8.8	5.3	
		Mialet				O7
		Alès				O8
		<b>Ners</b>				O9
Vidourle	Vic-le-Fesq	O10	621	8.8	5.3	
		<b>Sommières</b>				O11
Zone B	Siagne	<b>Pégomas</b>	O12	515	11.3	6.8
	Loup	<b>Villeneuve-Loubet</b>	O13	278	12	7.2
	Cagne	<b>Cagnes-sur-Mer</b>	E14	109	7.6	4.5
	Brague	<b>Biot</b>	O15	41	6	3.6
	Eastern coastal zone	Ranguin		E16		
Mougins			E17			
Cannes			E18			
Biot (Gorges)			E19			



**Figure 2.** Soil texture over southeastern France: fraction of sand from (a) HWSD and (b) LUCAS and fraction of clay from (c) HWSD and (d) LUCAS. The catchments of zones A and B are delineated in black.

**Table 2.** Characteristics of the flash-flood events.

	Starting day of the event	Duration (h)	Maximum cumulative rainfall observed (mm)
Zone A	17/09/2014	72	415.5
	11/10/2014	73	105.9
	28/11/2014	49	228.9
	12/09/2015	73	390
	28/10/2015	73	179.2
	03/11/2015	73	157.5
	05/04/2016	49	111
	10/05/2016	73	86.5
	14/10/2016	49	69.6
	21/11/2016	73	287.5
	24/11/2016	73	143.1
	Zone B	03/10/2015	72

MODEL using topographical indices. The new deficits and new soil moisture fields provide ISBA with new water contents. The pixels with a null deficit indicate the saturated contributing areas. From these areas, ISBA computes the sub-surface runoff and deep drainage, which are routed to the river. The total discharges are then produced at the watershed outlets.

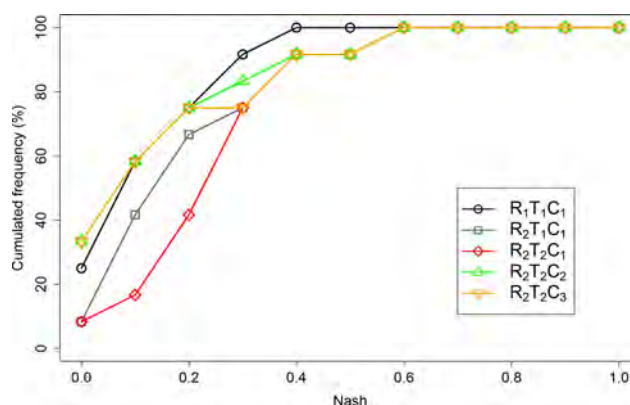
As part of the international HyMeX programme, the ISBA-TOP coupled system has been used for real-time prediction of discharge for four catchments in the Cévennes-Vivarais region and the French Riviera during the first special observation period of HyMeX, from 5 September to 6 November 2012. Case studies have also been performed with ISBA-TOP for Italian (Nuissier et al., 2016) watersheds. ISBA-TOP is also currently used in real time by the National Institute of Meteorology and Hydrology (NIMH) of Bulgaria for operational flood forecasting for the Arda river basin (Artinyan et al., 2016).

## 2.3 Soil characteristics

### 2.3.1 Soil texture

The sensitivity to the soil texture (the proportion of clay, sand, and silt) in ISBA-TOP was assessed using two different datasets: the Harmonized World Soil Database (HWSD, version 1.2; Nachtergaele et al., 2012) and the Land use/cover area frame statistical survey (LUCAS) topsoil data (Ballabio et al., 2016).

The HWSD has global coverage at a resolution of 30 arcsec (corresponding to approximately 1 km at the Equator). It combines soil information from several sources worldwide, including from the European Soil Database, various regional SOTER databases (SOTWIS Database), and the Soil Map of the World database (<http://www.iiasa.ac.at/Research/LUC/External-World-soil-database/HTML/>, last

**Figure 3.** Cumulated frequency of the Nash values for each watershed in zone A for each experiment.

access: 28 March 2019). Tubiello et al. (2016) estimated the accuracy of the HWSD soil information to be approximately 75%. The LUCAS dataset covers the European Union (EU) countries at a resolution of 500 m. The soil properties were produced from the soil characteristics of the European Soil Database combined with the HWSD data. Ballabio et al. (2016) provided a map of the standard deviation (see their Fig. 7), which shows that, for zones A and B, the uncertainty is low, except for areas above 1000 m (corresponding to the upper part of the Siagne, Cagne, and Loup rivers in zone B), where the errors are large.

Figure 2 shows the clay and sand contents over south-eastern France from the HWSD and LUCAS, respectively. The mean soil texture fractions per watershed are reported in Table 3. In the HWSD, the soil is mostly clay for the Vidourle and the southern part of the Hérault catchments (33%–38%), whereas sand is dominant for the Gardon and Lergue catchments (approximately 40%). The spatial distribution of the soil texture is not so highly contrasting for LUCAS. In this second dataset, there is less clay over the Vidourle and Hérault catchments. For zone B, the proportions of sand in the HWSD are little higher than those of clay (38% versus 24%, respectively). For the southwestern part of zone B, the proportion of clay is particularly low. LUCAS generally reports less sand than the HWSD for zone B.

Soil texture has an impact on simulated runoff through soil hydrodynamic parameters, which are determined by CH78 pedotransfer functions (Clapp and Hornberger, 1978) in ISBA-TOP. Edouard et al. (2018) investigated the impact of these parameters on runoff simulations.

### 2.3.2 Land cover

The land cover type (e.g. forest, grass, crop, rock, town, or sea) of each ISBA grid mesh is initialized with the ECOCLIMAP-II (Masson et al., 2003; Faroux et al., 2013) land ecosystem database at a resolution of 1 km. Over Europe and the Mediterranean basin, ECOCLIMAP includes

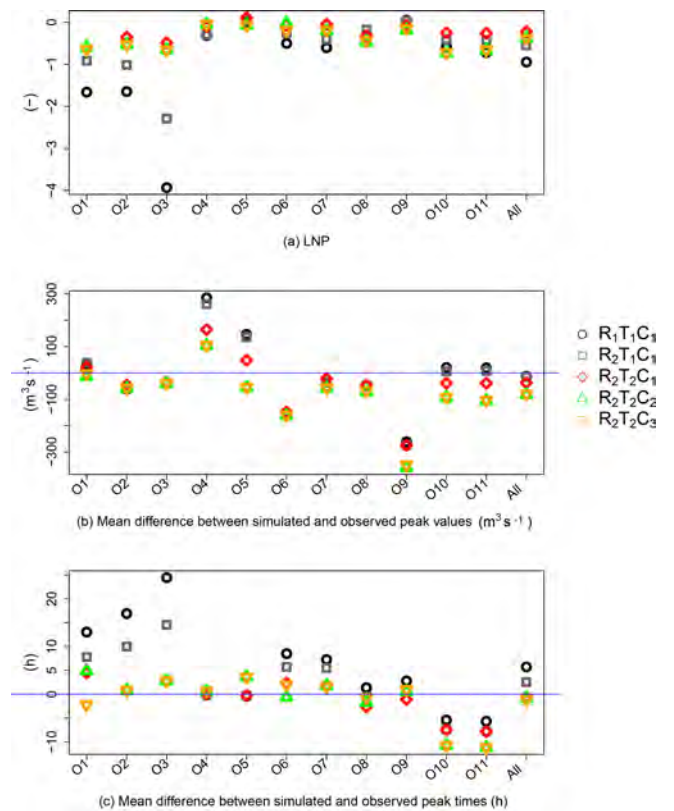
**Table 3.** Mean soil texture fractions per watershed from the HWSO and LUCAS topsoils and fraction of the land use types from ECOCLIMAP-II and ECO-SG.

		Zone A				Zone B			
		Lergue O1	Hérault O5	Gardon O9	Vidourle O11	Siagne O12	Loup O13	Cagne E14	Brague O15
Clay %	HWSO	30.6	32.2	23.7	38.2	21.5	23.5	23.8	23.9
	LUCAS	25.3	24.2	23.6	26.7	24.9	26.3	26.3	23.8
Sand %	HWSO	38.2	35.6	40.4	26.9	40.7	37.6	36.6	36.1
	LUCAS	33.9	36.8	38.5	32.3	33.5	31.3	31.6	39.1
Water %	ECOCLIMAP	–	–	–	–	–	–	0.1	–
	ECO-SG	–	–	0.1	–	0.5	–	–	–
Forests %	ECOCLIMAP	50.5	48	55.6	40	48.1	37.6	23.3	32.1
	ECO-SG	40.9	53.1	74.4	57.2	42.5	29.8	14.8	31.3
Shrubs–herbaceous– grassland %	ECOCLIMAP	29.7	33.4	28	31.8	27.3	31	23	23.4
	ECO-SG	31.4	25.3	6	7.5	22.7	35.5	35.7	4.6
Crops %	ECOCLIMAP	10.1	9.6	6.7	10.3	7.5	12.5	12.6	4.3
	ECO-SG	25.8	20.1	13.1	32.7	18.5	19.1	16.9	10.5
Urban–bare soil %	ECOCLIMAP	9.7	9	9.7	17.9	17.1	18.9	41	40.2
	ECO-SG	1.9	1.5	6.4	2.6	15.8	15.6	32.6	53.6

273 landscape types, resulting from the merging of satellite data, i.e. the Corine Land Cover 2000 product over EU countries at a resolution of 100 m, the Global Land Cover 2000 global database, and the SPOT-VEGETATION satellite data. In ISBA-TOP, the urban cover of ECOCLIMAP-II is considered to be a rocky cover to simulate the impervious surfaces of towns.

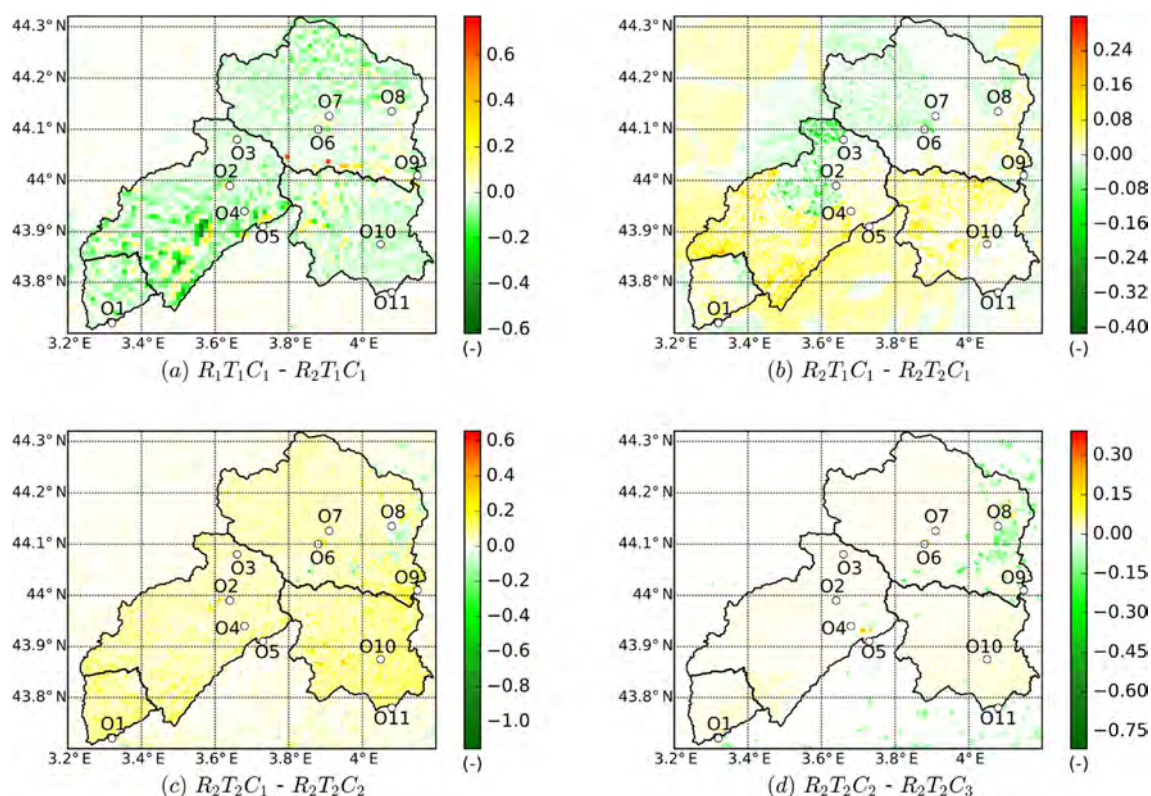
ECOCLIMAP Second Generation (ECOCLIMAP-SG; <https://opensource.umr-cnrm.fr/projects/ecoclimap-sg/wiki/Wiki>, last access: 28 March 2019) is the latest version of ECOCLIMAP and is currently developed at a resolution of 300 m. It is based on the European Space Agency (ESA) Climate Change Initiative (CCI) Land Cover product at a resolution of 300 m (version 1.6.1, 2016, epoch 2010, from 2008 to 2012), which gathered satellite MERIS and SPOT-VEGETATION data. To adapt the ESA CCI covers to the land cover types of ECOCLIMAP-SG, other data sources were compiled, such as the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) Water Body Data from the USGS, the Global Land Cover 2000, and the Corine Land Cover 2012. In this paper, the urban grid points of ECOCLIMAP-SG are considered to be either a fraction of bare soil, bare rock, temperate broadleaf deciduous and swamp areas (called ECO-SG), or bare rock (called ECO-SG-TownToRock).

In Table 3, the mean fractions of the land use types from ECOCLIMAP and ECO-SG are given. In ECOCLIMAP, a high percentage of every watershed in zone A is covered by forests (40 %–56 %) and grass (28 %–34 %). In general, ECO-SG presents even more forests (40 %–75 %) and less urban or bare soils in this area. For zone B, the land use



**Figure 4.** Scores for each watershed in zone A and all the outlets, for the R<sub>1</sub>T<sub>1</sub>C<sub>1</sub>–R<sub>2</sub>T<sub>2</sub>C<sub>3</sub> experiments.





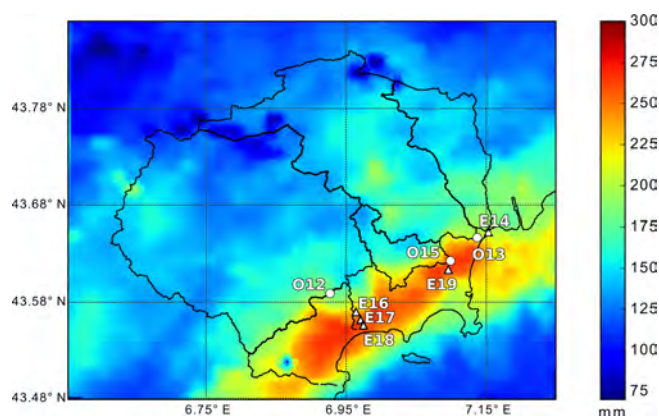
**Figure 5.** Mean differences in the ratios of the runoff amounts to the rainfall amounts (without units) (a) between  $R_1T_1C_1$  and  $R_2T_1C_1$ , (b) between  $R_2T_1C_1$  and  $R_2T_2C_1$ , (c) between  $R_2T_2C_1$  and  $R_2T_2C_2$ , and (d) between  $R_2T_2C_2$  and  $R_2T_2C_3$ . Note that the range of the colour scale is not the same for the various panels; however, in red–yellow, the differences are always positive, and in green, they are always negative.

has a higher degree of contrast between the watersheds. In ECOCLIMAP, the soil is primarily covered by forests in the largest catchments of Siagne and Loup (37%–48%), whereas urban areas and towns are dominant in the Cagne and Brague catchments (approximately 40%). For this zone, ECO-SG presents fewer forested areas than ECOCLIMAP but more crops. The proportions of urban or bare soils are of the same order for both datasets.

In ISBA-TOP, the land cover product influences both interception storage (through the leaf area index, vegetation height, and roughness length) and infiltration capacity (through the root depth), with resulting impacts on the simulated surface runoff amounts.

## 2.4 Experiments

Several experiments (see Table 4) were designed to assess the sensitivity of the simulated hydrological response to the horizontal resolution (R), the soil texture (T), and the land cover (C). ISBA was run with two different regular grids at resolutions of 300 and 1000 m to assess the impact of the horizontal resolution. These two resolutions were selected because the spatial resolution of meteorological forcing data used in this study is 1 km and because the new land ecosys-

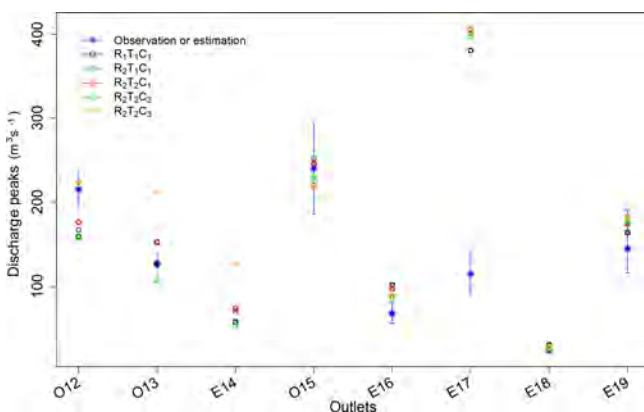


**Figure 6.** Cumulated rainfall over zone B during the October 2015 event for the Pégomas (O12), Villeneuve-Loubet (O13), Biot (O15), and Cannes (E18) locations.

tem database ECOCLIMAP Second Generation is produced at a 300 m resolution. The ISBA grid orography for each grid resolution was averaged from the SRTM 90 m digital elevation data (Fig. 1), which have a vertical accuracy of  $\pm 16$  m at the 90% confidence level (Jarvis et al., 2004). Note

**Table 4.** Experimental parameters.

Simulations Names	Resolution (R)		Texture (T)		Land cover (C)		
	1000 m	300 m	HWSD	LUCAS	ECOCLIMAP	ECO-SG	ECO-SG-TownToRock
R <sub>1</sub> T <sub>1</sub> C <sub>1</sub>	×		×		×		
R <sub>2</sub> T <sub>1</sub> C <sub>1</sub>		×	×		×		
R <sub>2</sub> T <sub>2</sub> C <sub>1</sub>		×		×	×		
R <sub>2</sub> T <sub>2</sub> C <sub>2</sub>		×		×		×	
R <sub>2</sub> T <sub>2</sub> C <sub>3</sub>		×		×			×



**Figure 7.** Discharge peaks ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) observed or estimated in blue and simulated by the R<sub>1</sub>T<sub>1</sub>C<sub>1</sub>–R<sub>2</sub>T<sub>2</sub>C<sub>3</sub> experiments for each catchment for the October 2015 event. The error margins (blue segments) in the observed values (O no.) are approximately 10 %, and the error margins for the others (E no.) were estimated using post-event surveys. Only the damage was registered for E14 during this event; therefore, no estimate is available. For E18, the discharge values ranged between 20 and 28  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ .

that the watersheds in TOPODYN are described by a digital terrain model with a horizontal resolution of 50 m regardless of the ISBA grid resolution. The soil texture (from the HWSD or LUCAS) and land cover (from ECOCLIMAP-II or ECOCLIMAP-SG) were interpolated onto the ISBA grid. ISBA-TOP was run using five combinations of the available soil datasets. The first experiment, called (R<sub>1</sub>T<sub>1</sub>C<sub>1</sub>), corresponds to the conventional use of ISBA-TOP (e.g. Vincendon et al., 2016) at a resolution of 1000 m with the HWSD and ECOCLIMAP-II. The second experiment (called R<sub>2</sub>T<sub>1</sub>C<sub>1</sub>) changed the resolution from 1000 m (R<sub>1</sub>) to 300 m (R<sub>2</sub>) to investigate the impact of the resolution. Three other experiments were performed at a resolution of 300 m. The R<sub>2</sub>T<sub>2</sub>C<sub>1</sub> experiment evaluated the sensitivity to the soil texture by replacing the HWSD (T<sub>1</sub>) with the LUCAS topsoil (T<sub>2</sub>). Then, the sensitivity to the land cover was evaluated by replacing ECOCLIMAP-II with ECO-SG in the R<sub>2</sub>T<sub>2</sub>C<sub>2</sub> experiment. The last experiment, called R<sub>2</sub>T<sub>2</sub>C<sub>3</sub>, tested the impact of the representation of the urban areas by replacing ECO-SG with ECO-SG-TownToRock.

For all the experiments, ISBA-TOP was driven by the hourly 1 km<sup>2</sup> quantitative precipitation estimates (QPE) AN-TILOPE, which merged observations from the Météo-France radar and the rain gauge network (Laurantin, 2008). The initial conditions (soil water and soil temperature) come from the Météo-France operational hydrometeorological system SAFRAN-ISBA-MODCOU (SIM; Habets et al., 2008), which provides the hourly soil water index (SWI) and soil temperature at a resolution of 8 km over France. The data were downscaled over the 1 km ISBA domain, using the nearest-grid-point interpolation method as in Edouard et al. (2018).

### 3 Results

#### 3.1 Analysis at the catchment scale

##### 3.1.1 River discharges in zone A

To compare the different experiments, several skill scores (described in Appendix B) were used. The Nash–Sutcliffe efficiency (NSE; Nash and Sutcliffe, 1970) was computed considering the catchments and sub-catchments together and separately for all the events in zone A (Fig. 3) to assess the overall simulated hydrograph. Streamflow measurements were provided by the French HYDRO data bank (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>, last access: 28 March 2019). The uncertainty in the discharge measurement in this data bank is approximately  $\pm 10\%$ . In Fig. 3, the closer the points are to the bottom-right corner, the better the skill. The experiment R<sub>2</sub>T<sub>2</sub>C<sub>1</sub> has the best score, followed by R<sub>2</sub>T<sub>1</sub>C<sub>1</sub>. The R<sub>1</sub>T<sub>1</sub>C<sub>1</sub> experiment generally performs worse than the others.

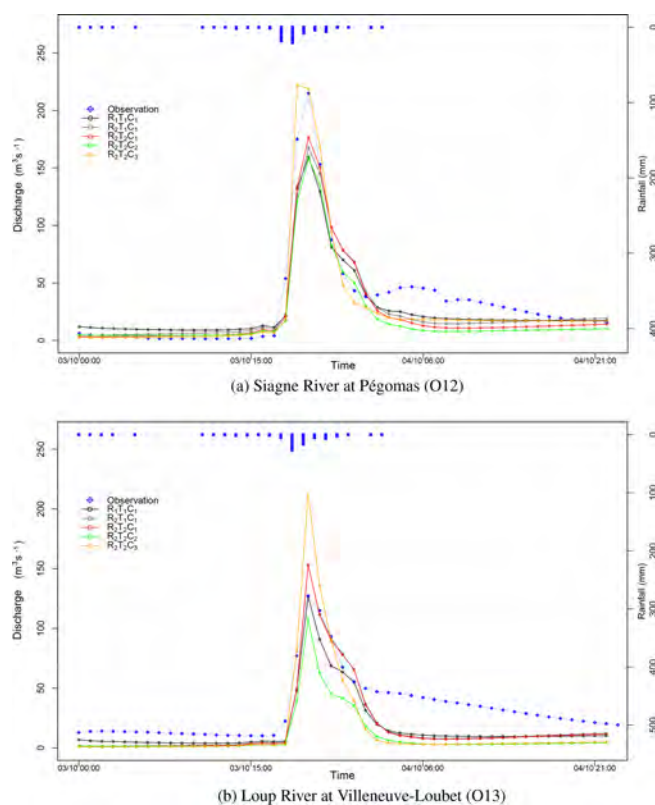
Figure 4a displays the LNP cost function (Roux et al., 2011). Compared with the Nash cost function, the LNP cost function grants more importance to the peak flow value and the timing. It consists of a linear combination of the Nash criterion and the error of the peak time and discharge (as defined by Lee and Singh, 1998). The differences between the simulated and observed peak values and times are also displayed in Fig. 4. As for NSE, these scores were computed over the entire data sample available for zone A using the 11 cases for all the outlets and monitored sub-watersheds taken



separately and together. The accuracy of the discharges simulated with the different configurations depends on the catchments; however, some general tendencies can be extracted. The scores obtained for  $R_2T_1C_1$  at a resolution of 300 m are generally better than those obtained for  $R_1T_1C_1$  at a resolution of 1000 m. The increase in the grid resolution appears to significantly improve the simulated peak time (see Fig. 4c). This might be due to the more detailed description of the river network and of the average slope over the watershed which influences the flow velocity (Dutta and Nakayama, 2009; Vázquez et al., 2002). The timing of the simulated peak is even better with the other experiments ( $R_2T_2C_1$ – $R_2T_2C_3$ ).  $R_2T_2C_2$  and  $R_2T_2C_3$  give very similar results for every score of Figs. 3 and 4. In general, the best measures of the goodness of fit are obtained with  $R_2T_2C_1$ . The differences in the soil texture databases, which impact the water storage capacity and the ease of water to move through saturated soil, resulted in the most visible and beneficial changes in the simulated discharges. It was expected that fine-resolution input data (LUCAS and ECO-SG) would provide a better model performance for the hydrological simulations than coarser ones (HWSD and ECOCLIMAP); however, depending on the watershed (O1, O10, and O11), the opposite can be seen in Fig. 4b. The scores show that the hydrological response is less sensitive to the land use data (compare  $R_2T_2C_1$  and  $R_2T_2C_2$ ) than to the soil texture data (compare  $R_2T_1C_1$  and  $R_2T_2C_1$ ); however, this result could be biased by the nearly homogeneous soils present in zone A (a large amount of forests and only a few cities; Table 3).

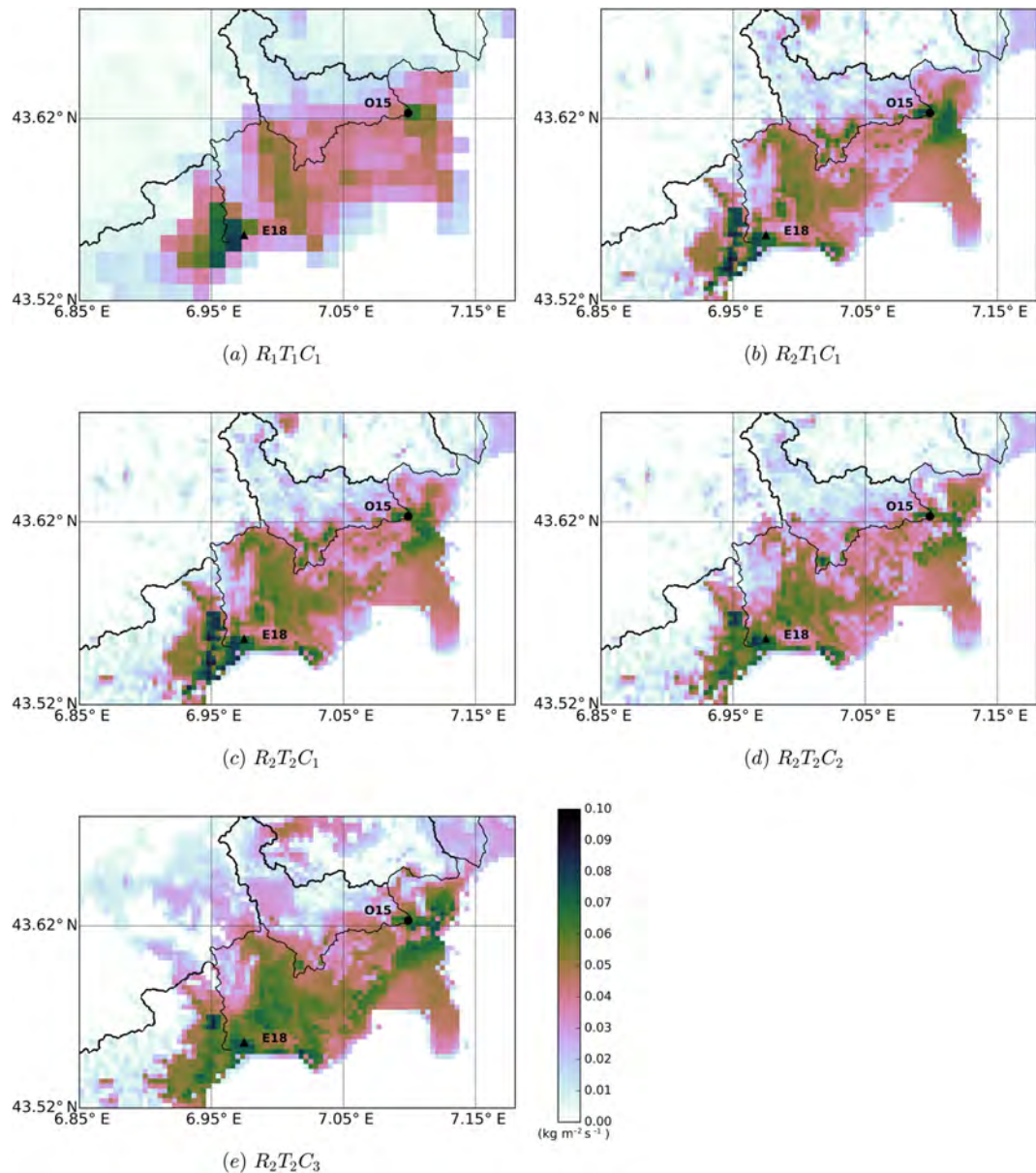
### 3.1.2 Runoff over zone A

To study the impact of the resolution, land use, and soil texture on the simulated runoff and to compare the simulations with each other, the runoff values computed at each ISBA-TOP grid point were cumulated over the entire event and divided by the associated amount of surface rain at the corresponding grid point during the event to take into account the spatial variability of the precipitation of each event. The differences in these ratios (the runoff amounts over the rainfall amounts) between  $R_2T_1C_1$  and  $R_2T_2C_1$ , between  $R_2T_2C_1$  and  $R_2T_2C_2$ , and between  $R_2T_2C_2$  and  $R_2T_2C_3$ , respectively, were averaged over all the events (Fig. 5). The same processing was applied to compare  $R_1T_1C_1$  with a resolution of 1000 m to  $R_2T_1C_1$  with a resolution of 300 m after resampling at the same resolution using a nearest-neighbour interpolation. Enhancing the resolution results in an increase in the runoff production nearly everywhere (Fig. 5a). The few red–orange or dark green isolated spots (e.g. in the southeast of O6) may be explained by the large local height differences between the higher resolution model orography at 300 m and the smoother orography at 1000 m. The change in the soil texture map (Fig. 5b) leads to high disparities in the spatial patterns of the surface runoff within the study domain. In general,  $R_2T_1C_1$  produces more runoff than  $R_2T_2C_1$ , es-



**Figure 8.** Discharge time series observed (blue curve) and simulated by ISBA-TOP in the five experiments  $R_1T_1C_1$ – $R_2T_2C_3$  for 3 October 2015 for (a) the Siagne river at Pégomas and (b) the Loup river at Villeneuve-Loubet. The reverse histogram represents the hourly rainfall averaged over the catchment.

pecially over the three more southerly watersheds where the clay fraction is higher with the HWSD (see O1, O5, and O11 in Table 3). This excess runoff is consistent with lower infiltration and drainage capacity associated with clay-rich soils. The areas with negative differences (green areas) often match areas with a minimum of clay in the HWSD (see Fig. 2). The change in land use (Fig. 5c) leads to the largest discrepancy between the different experiments at a resolution of 300 m. Indeed, the mean differences in the ratios between the runoff and the rainfall range from -1.2 to 0.7 for  $R_2T_2C_1$ – $R_2T_2C_2$ , whereas for  $R_2T_1C_1$ – $R_2T_2C_1$ , when changing the texture, that is, the range of the variation is between -0.4 and 0.3. The simulations based on the land cover obtained from ECOCLIMAP-II show higher runoff amounts than ECO-SG (Fig. 5c), except south of the urbanized axis, O6–O8, where the difference is high. These amounts of surface runoff produced with  $R_2T_2C_2$  in this catchment appear to be correlated to the amount of settlement areas and impervious areas in the catchment. The differences between  $R_2T_2C_1$  and  $R_2T_2C_2$  are less pronounced than those between  $R_2T_2C_1$  and  $R_2T_2C_2$ , except on the eastern side of the O8–O9 axis and next to O1,



**Figure 9.** Cumulated runoff for each experiment for the October 2015 event.

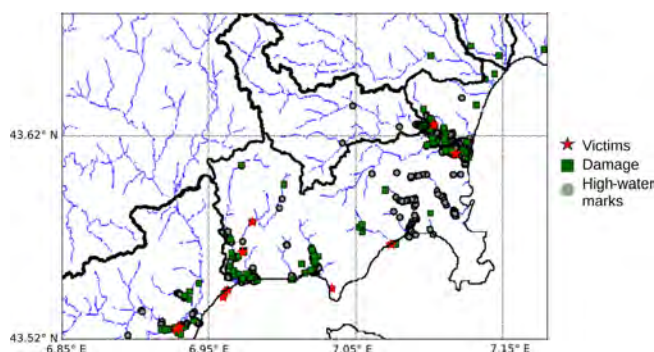
O5, and O6, where the pixels are more greenish than the surrounding pixels.

### 3.1.3 Urbanized catchments of zone B

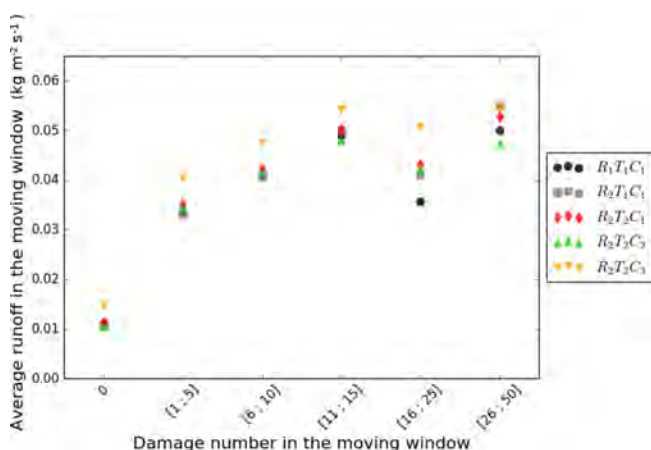
To confirm the results obtained for zone A, the impact of various grid resolutions and soil datasets on simulations of the discharge and runoff were assessed for the more urbanized catchments of zone B. The percentages of urban cover and impervious soils in the catchments of zone B range from 16 % to 54 % (Table 3). The impacts were assessed for the catastrophic October 2015 event, which affected these watersheds. Extreme downpours and flash floods wreaked havoc

over the French Riviera during this event. More than 270 mm of rain fell in the most affected area (Fig. 6).

For zone B, only the upward watersheds of Pégomas, Villeneuve-Loubet, and Biot are gauged. For the coastal area where the more severe precipitation occurred, the evaluation relies on estimated peak discharges from several post-event surveys conducted in the framework of the HyMeX project (Payrastré et al., 2016) and streamflow measurements from the French HYDRO database. The observed or estimated peak discharge for each watershed is displayed in Fig. 7 together with the peak discharge simulated by all five experiments. ISBA-TOP simulated flood peaks of the correct order of magnitude, except for the discharge point E17. The timing



**Figure 10.** Impact map with the stream network. Locations of the victims are shown in red, damage is shown in green, and high-water marks are shown in grey. Fatalities and damage locations were provided by the multisource geodatabase DamaGIS (Saint-Martin et al., 2018).



**Figure 11.** Average runoff as a function of the amount of damage encountered in the 1 km circular neighbourhood over all the domain of Fig. 9.

of the peak was also well simulated, according to Fig. 8. As in zone A, for most of the outlets, increasing the grid resolution of ISBA leads to peak values closer to the observations. However, contrary to zone A, the discharge peak values simulated by  $R_2T_2C_2$  and  $R_2T_2C_3$  were significantly different for several watersheds in zone B. Therefore, for these watersheds, replacing the mixture of bare soil, bare rock, and temperate broadleaf deciduous and swamp areas with only rock over the urban land use type patches had an impact.

The cumulated runoff for each experiment is displayed in Fig. 9. The spatial patterns of the surface runoff simulated by the different experiments are consistent with the surface accumulated rainfall (Figs. 6 compared to 9). Differences between the experiments appear primarily to the east and north of O15 as well as at the limit between the two coastal zones, west of E18. The areas of simulated high runoff match the observed impact zones (Fig. 10), which are located near the coast and close to O15.

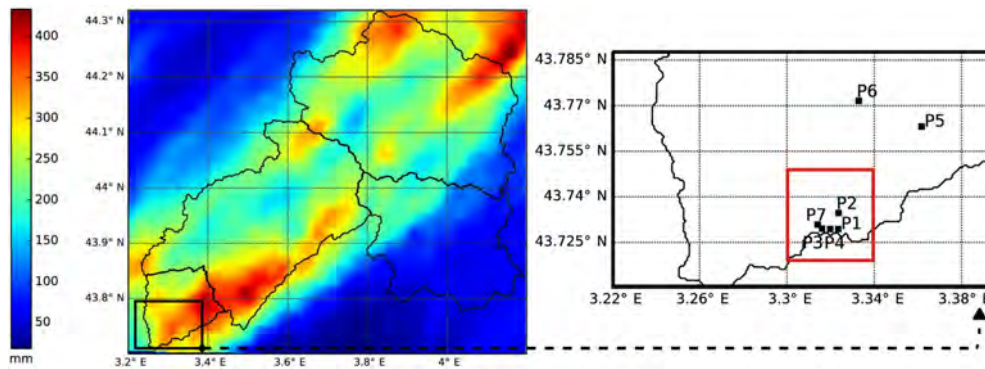
The matching of the impacts and high runoff zones is assessed using a neighbouring approach for which a circular region, centred on each 300 m grid point, slides across all the domain of Fig. 9, counting the impacts of each category (victims, damage, and high-water marks) inside the circular region and the average runoff over the circular region. The radius of the circular area is set to 1 km, allowing us to compare all the results at the coarser resolution of  $R_1T_1C_1$  (i.e. 1 km) without having too many sea grid-points in the circular regions with impacts along the coast. Figure 11 shows the average runoff as a function of the damage number. Clearly, the runoff is larger when impacts are recorded in the 1 km neighbourhood, in agreement with the visual comparison between Figs. 9 and 10. The average runoff increases with the impact number up to 10 instances of damage in the 1 km neighbourhood.  $R_2T_2C_3$  (in yellow) produces on average more runoff than the other experiments. Figure 9 shows that significant runoff is produced over a larger area for  $R_2T_2C_3$ . In particular, over the urbanized areas south of the upward catchments,  $R_2T_2C_3$  produces more runoff than the other experiments. The largest differences between the experiments are for the 16–25 instances of damage per circular area (Fig. 11). In this range, the 1 km resolution simulation ( $R_1T_1C_1$  in black) provides the lowest average value. The category of 16–25 instances of damage per circular region is mainly recorded next to O15, where  $R_1T_1C_1$  produces less runoff (pink colour pixels in Fig. 9a).

### 3.2 Analysis at the local scale

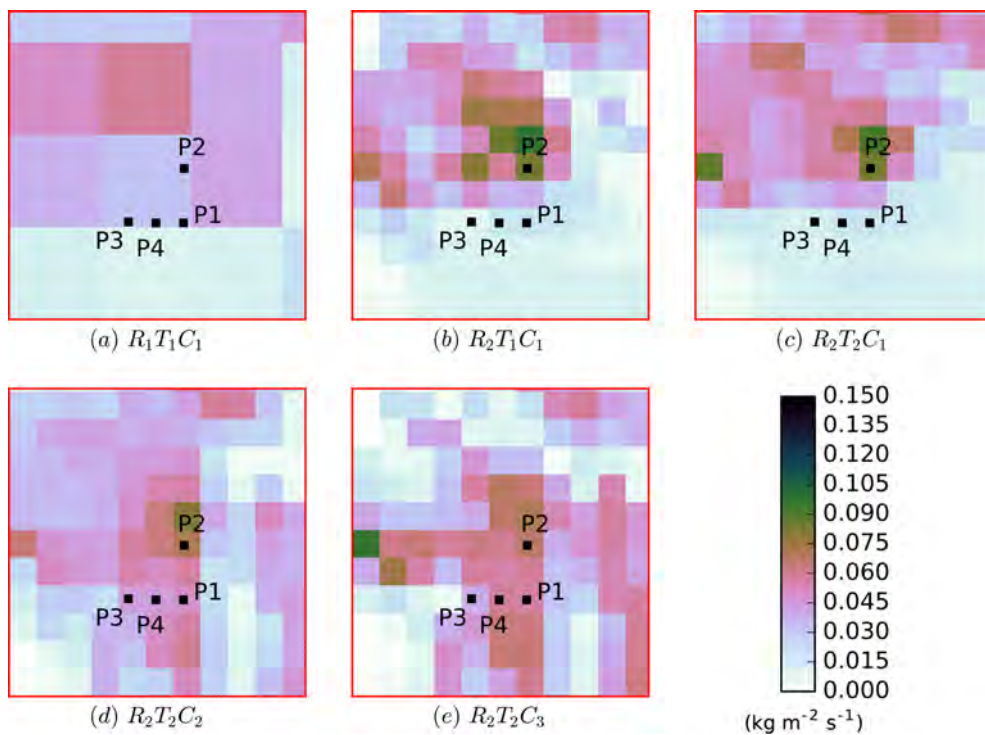
A detailed analysis at the local scale was performed and is illustrated here for the 12 September 2015 event affected zone A. This event was remarkable in terms of its rainfall intensity (more than 220 mm in 3 h locally to the northeast of Lodève, called the O1 outlet) and river overflow in the Lergue basin, that is, the smallest catchment located southwest of zone A. Four grid points (called P1, P2, P3, and P4 in Fig. 12) in the city of Lodève were used to investigate differences between the experiments. At these points, the high-water levels were measured and archived on the collaborative web platform <https://www.reperesdecrues.developpement-durable.gouv.fr/> (last access: 28 March 2019) (Piotte et al., 2016).

Figure 13 shows the cumulated runoff values between 03:00 UTC on 12 September 2015 and 08:00 UTC on 13 September 2015 simulated by the experiments  $R_1T_1C_1$ – $R_2T_2C_3$  over the red square in Fig. 12. The spatial patterns of the surface runoff differ from one configuration to another and specifically with the change in the resolution (Fig. 13a and b). The distribution of runoff is obviously coarser in  $R_1T_1C_1$ , and the four points are in the same grid cell at a resolution of 1000 m. The change in the land cover maps also has a significant influence (Figs. 13c and d). The higher value of the runoff is located near P2 for  $R_2T_1C_1$  and  $R_2T_2C_1$ , whereas the runoff extends south of the Lergue watershed





**Figure 12.** Cumulated rainfall during the 12 September 2015 event and the location of points P1–P7 (black squares) within the Lergue catchment in zone A.



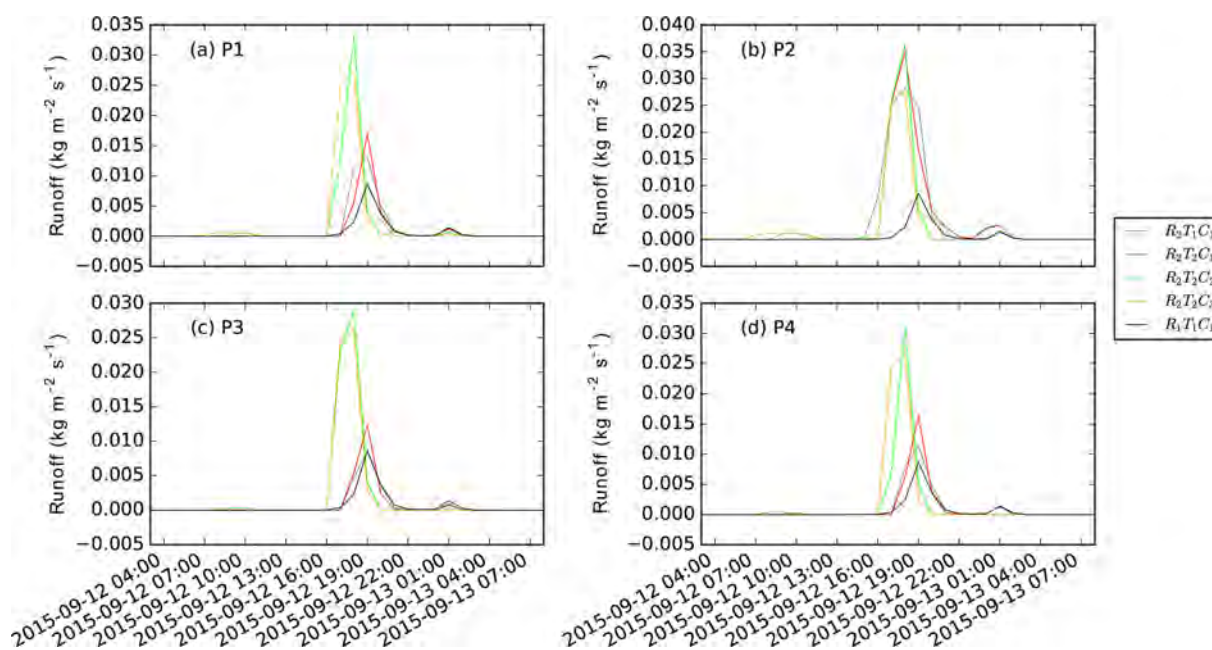
**Figure 13.** Cumulated runoff during the September 2015 event for  $R_2T_1C_1$ – $R_2T_2C_3$  and the locations of points P1–P4.

for  $R_2T_2C_2$  and  $R_2T_2C_3$ . The runoff is more intense for  $R_2T_2C_2$  and  $R_2T_2C_3$  than for  $R_2T_1C_1$  and  $R_2T_2C_1$ , especially for points P1, P3, and P4 (see Fig. 13). The runoff time series shown in Fig. 14 leads to the same conclusion. The higher peak values for experiments  $R_2T_2C_2$  and  $R_2T_2C_3$  are also consistent with the measured high-water marks (Table 5) for the four points. ECO-SG and ECO-SG-TownToRock allow the observed runoff to be better represented locally. This might be due to the fact that, at P1 and P4, the land cover is primarily forest with ECOCLIMAP-II, whereas ECO-SG describes these points as being open and mid-rise, involving more impervious soils.

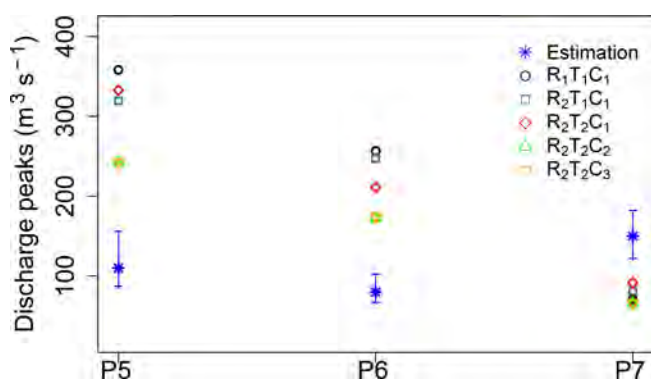
**Table 5.** High-water marks for points P1–P4 for the September 2015 event.

Point	Water level (m)
P1	1.02
P2	0.94
P3	0.75
P4	1.45

For the same event and next to these points, the post-event flood peaks were estimated during the intensive post-event campaigns for HyMeX. These estimations concern the Breze



**Figure 14.** Runoff time series between 03:00 UTC on 12 September 2015 and 08:00 UTC on 13 September 2015 at (a) P1, (b) P2, (c) P3, and (d) P4.



**Figure 15.** Estimated or simulated peak flows ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ) during the September 2015 event. The error margins (blue segments) of the peak values were estimated using post-event surveys.

river at Saint-Étienne-de-Gourgas (P5), the Lergue river at Poujols (P6), and the Soulongre river at Lodève (P7). Their locations can be seen in the black square in Fig. 12. The estimated and simulated peak flows are shown in Fig. 15.  $R_2T_2C_2$  and  $R_2T_2C_3$  simulate more realistic values than  $R_1T_1C_1$ ,  $R_2T_1C_1$ , and  $R_2T_2C_1$  at P5 and P6 even though the values are overestimated.

#### 4 Conclusions

The representation of the soil and land properties in hydrological models is crucial for flash-flood simulations in addition to other data concerning the rainfall and the initial state

of the soil moisture. The impact of these terrain descriptors on predictions in terms of both the spatial and temporal distributions of the runoff has not been fully explored.

In this study, different sources of soil texture and land use data were used to describe two areas (a rural area and an urbanized area) in southeastern France using the ISBA-TOP system run at two different resolutions (300 and 1000 m). The model performances, especially in terms of the runoff simulations, are difficult to assess. The results were analysed to rank the impacts of alternative physiographic maps for flash-flood modelling purposes at the catchment scale and at the local level. Discharge measurements, as well as proxy data such as post-event surveys and high-water marks, were used depending on their availability.

The main conclusions from this study are as follows.

- Changing the resolution of ISBA-TOP leads to differences in terms of the simulated river discharge and the spatial runoff. Higher resolution (300 m) simulations give more accurate results.
- The simulated discharge values are often more affected by differences in the soil texture databases than differences in the land use databases, especially in rural areas.
- No significant difference in the peak time was found when comparing the different 300 m experiments.
- Land cover and soil texture influence locally the processes in the catchments. Their spatial variability has an impact on the preferential flow paths, the flow velocities, and the water storage. The complexity of the inter-

actions between processes at the catchment scale does not allow us to clearly conclude on how land cover and soil texture induce differences in simulated flows.

- Finally, in this study, the best results were obtained using SRTM data for orography, LUCAS data for soil texture, and ECOCLIMAP-II data for land cover at a resolution of 300 m (i.e. the R<sub>2</sub>T<sub>2</sub>C<sub>1</sub> experiment).

These conclusions need to be considered with caution because the sample of events and catchments was limited, especially for the urbanized area. Moreover, it would be interesting to compare these results with those that can be obtained using other hydrological models dedicated to flash-flood modelling. For example, the higher sensitivity to soil texture than to land cover might depend on how the vegetation is treated in the model. Note that, for calibrated models, this impact might be “corrected” during the calibration procedure. Therefore, for a different dataset, the calibrated model needs to be recalibrated. In any case, for the future development of flash-flood modelling and forecasting, the impact of soil datasets should be taken into account in the uncertainty quantification, even though this impact is less significant than those associated with the rainfall and initial soil moisture. The lack of information with regard to flash floods in ungauged catchments may constitute a real barrier to the evaluation of the simulated hydrologic responses. Fortunately, data such as impact data from post-event surveys, “connected” measurements, and georeferenced data from social networks might be useful for enlarging the capacity of the model output assessments, especially during extreme events.

*Data availability.* Soil data can be obtained from the respective sources mentioned in Sect. 2.3. The Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) 90 m digital elevation data, originally produced by NASA, are available at the Consortium for Spatial Information of the Consultative Group for International Agricultural Research (CGIAR-CSI) geoportal (<http://srtm.csi.cgiar.org/>, last access: 28 March 2019). The Harmonized World Soil Database (HWSD, version 1.2) was provided by the Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) and the International Institute for Applied Systems Analysis (IIASA). Precipitation rain gauges and initial conditions (soil water and soil temperature) data are provided by Météo-France and are available in the HyMeX database (<https://doi.org/10.17616/R3M34X>). Streamflow measurements are provided by the French HYDRO data bank (<http://www.hydro.eaufrance.fr/>, last access: 28 March 2019). Proxy data come from the HyMeX database. The simulation data that support the findings of this study are available from the corresponding author on reasonable request.



### Appendix A: Basin characteristic times

The basin concentration time is estimated using the formulation of Bransby Williams (Almeida et al., 2015), which depends on the main channel length  $L$ , the catchment area  $A$ , and the average catchment slope  $S$ :  $t_c = 0.605 \frac{L}{A^{0.1} S^{0.2}}$ . The basin concentration time represents the time required for a single raindrop to travel from the hydraulically most distant point in the watershed to the outlet. The basin lag time is calculated using the formulation of the Soil Conservation Service (Maidment et al., 1993), which considers the ratio between the concentration time and lag time to be approximately 0.6. The lag time is the delay between the peak of the rain and the peak of the runoff.

### Appendix B: Scores

#### B1 NSE

The Nash–Sutcliffe efficiency (NSE, Nash and Sutcliffe, 1970) is a normalized statistic that indicates if the simulated hydrological time series fits the observed one. Considering  $N$  simulation hours,  $Q_i^s$  is the value of the simulated hourly discharge at time  $i$ ,  $Q_i^o$  is the corresponding observation, and  $\overline{Q^o}$  is the time-averaged observed discharge for the entire simulation. The NSE criterion tends to overrepresent large flows relative to other measurements due to the squared deviations: 
$$\text{NSE} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_i^s - Q_i^o)^2}{\sum_{i=1}^N (Q_i^o - \overline{Q^o})^2}.$$

#### B2 LNP

In the LNP cost function (Roux et al., 2011),  $N$  is the number of simulation hours,  $Q_p^s$  and  $Q_p^o$  are the simulated and observed peak discharges, respectively,  $T_p^s$  and  $T_p^o$  are the simulated and observed times to the peak, respectively, and  $T_c^o$  is the concentration time of the catchment (see Sect. 2.1): 
$$\text{LNP} = \frac{1}{3} \text{NSE} + \frac{1}{3} \left(1 - \frac{|Q_p^s - Q_p^o|}{Q_p^o}\right) + \frac{1}{3} \left(1 - \frac{|T_p^s - T_p^o|}{T_c^o}\right).$$

*Author contributions.* AL performed the computational work. BV and VD supervised this work. All co-authors collaborated, interpreted the results, wrote the paper and replied to the comments from the reviewers.

*Competing interests.* The authors declare that they have no conflict of interest.

*Special issue statement.* This article is part of the special issue “Hydrological cycle in the Mediterranean (ACP/AMT/GMD/HESS/NHESS/OS inter-journal SI)”. It is not associated with a conference.

*Acknowledgements.* This research was performed in the framework of the HyMeX programme (MISTRALS grants) and is a contribution to the French project PICS (ANR – 17 – CE03 – 0011). The authors would like to express their gratitude for access to useful data and discussions about ECOCLIMAP with Stéphanie Faroux (CNRM).

*Review statement.* This paper was edited by Giuseppe Tito Aronica and reviewed by Massimiliano Zappa and Renata Romanowicz.

## References

- Almeida, I., Kaufmann Almeida, A., Ayach Anache, J., Steffen, J., and Alves Sobrinho, T.: Estimation on Time of Concentration of Overland Flow in Watersheds: A Review, *Geociencias*, 33, 661–671, 2015.
- Anquetin, S., Braud, I., Vannier, O., Viallet, P., Boudevillain, B., Creutin, J.-D., and Manus, C.: Sensitivity of the hydrological response to the variability of rainfall fields and soils for the Gard 2002 flash-flood event, *J. Hydrol.*, 394, 134–147, 2010.
- Antonetti, M., Buss, R., Scherrer, S., Margreth, M., and Zappa, M.: Mapping dominant runoff processes: an evaluation of different approaches using similarity measures and synthetic runoff simulations, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 20, 2929–2945, <https://doi.org/10.5194/hess-20-2929-2016>, 2016.
- Artinyan, E., Vincendon, B., Kroumova, K., Nedkov, N., Tsarev, P., Balabanova, S., and Koshinchanov, G.: Flood forecasting and alert system for Arda River basin, *J. Hydrol.*, 541, 457–470, 2016.
- Ballabio, C., Panagos, P., and Monatanarella, L.: Mapping topsoil physical properties at European scale using the LUCAS database, *Geoderma*, 261, 110–123, 2016.
- Beven, K. and Kirkby, M. J.: A physically based, variable contributing area model of basin hydrology/Un modèle à base physique de zone d’appel variable de l’hydrologie du bassin versant, *Hydrolog. Sci. J.*, 24, 43–69, 1979.
- Blöschl, G.: Scaling in hydrology, *Hydrol. Process.*, 15, 709–711, 2001.
- Blöschl, G., Ardoin-Bardin, S., Bonell, M., Dorninger, M., Goodrich, D., Gutknecht, D., Matamoros, D., Merz, B., Shand, P., and Szolgyai, J.: At what scales do climate variability and land cover change impact on flooding and low flows?, *Hydrol. Process.*, 21, 1241–1247, 2007.
- Boudevillain, B., Delrieu, G., Galabertier, B., Bonnifait, L., Bouilloud, L., Kirstetter, P.-E., and Mosini, M.-L.: The Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory database, *Water Resour. Res.*, 47 W07701, <https://doi.org/10.1029/2010WR010353>, 2011.
- Bouilloud, L., Chancibault, K., Vincendon, B., Ducrocq, V., Habets, F., Saulnier, G.-M., Anquetin, S., Martin, E., and Noilhan, J.: Coupling the ISBA land surface model and the TOPMODEL hydrological model for Mediterranean flash-flood forecasting: description, calibration, and validation, *J. Hydrometeorol.*, 11, 315–333, 2010.
- Braud, I., Ayrat, P.-A., Bouvier, C., Branger, F., Delrieu, G., Le Coz, J., Nord, G., Vandervaere, J.-P., Anquetin, S., Adamovic, M., Andrieu, J., Batiot, C., Boudevillain, B., Brunet, P., Carreau, J., Confoland, A., Didon-Lescot, J.-F., Domergue, J.-M., Douvinet, J., Dramais, G., Freydier, R., Gérard, S., Huza, J., Leblois, E., Le Bourgeois, O., Le Boursicaud, R., Marchand, P., Martin, P., Nottale, L., Patris, N., Renard, B., Seidel, J.-L., Taupin, J.-D., Vannier, O., Vincendon, B., and Wijbrans, A.: Multi-scale hydrometeorological observation and modelling for flash flood understanding, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 3733–3761, <https://doi.org/10.5194/hess-18-3733-2014>, 2014.
- Chaplot, V.: Impact of spatial input data resolution on hydrological and erosion modeling: Recommendations from a global assessment, *Phys. Chem. Earth Pt. A/B/C*, 67, 23–35, 2014.
- Clapp, R. B. and Hornberger, G. M.: Empirical equations for some soil hydraulic properties, *Water Resour. Res.*, 14, 601–604, 1978.
- Cotter, A. S., Chaubey, I., Costello, T. A., Soerens, T. S., and Nelson, M. A.: Water quality model output uncertainty as affected by spatial resolution of input data, *J. Am. Water Resour. As.*, 39, 977–986, 2003.
- Drobinski, P., Ducrocq, V., Alpert, P., Anagnostou, E., Béranger K., Borga, M., Braud, I., Chanzy, A., Davolio, S., Delrieu, G., Estournel, C., Boubrahmi, N., Filali, Font, J., Grubišić, V., Gualdi, S., Homar, V., Ivančan-Picek, B., Kottmeier, C., Kotroni, V., Lagouvardos, K., Lionello, P., Llasat, M. C., Ludwig, W., Lutoff, C., Mariotti, A., Richard, E., Romero, R., Rotunno, R., Roussot, O., Ruin, I., Somot, S., Taupier-Letage, I., Tintore, J., Uijlenhoet, R., and Wernli, H.: HyMeX: A 10-year multidisciplinary program on the Mediterranean water cycle, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 95, 1063–1082, 2014.
- Ducrocq, V., Braud, I., Davolio, S., Ferretti, R., Flamant, C., Jansa, A., Kalthoff, N., Richard, E., Taupier-Letage, I., Ayrat, P.-A., Belamari, S., Berne, A., Borga, M., Boudevillain, B., Bock, O., Boichard, J.-L., Bouin, M.-N., Bousquet, O., Bouvier, C., and Chiggiato, J.: HyMeX-SOP1: The field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern Mediterranean, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 95, 1083–1100, 2014.
- Dutta, D. and Nakayama, K.: Effects of spatial grid resolution on river flow and surface inundation simulation by physically based distributed modelling approach, *Hydrol. Process.*, 23, 534–545, 2009.
- Edouard, S., Vincendon, B., and Ducrocq, V.: Ensemble-based flash-flood modelling: Taking into account hydrodynamic parameters and initial soil moisture uncertainties, *J. Hydrol.*, 560, 480–494, 2018.

- Egüen, M., Aguilar, C., Herrero, J., Millares, A., and Polo, M. J.: On the influence of cell size in physically-based distributed hydrological modelling to assess extreme values in water resource planning, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 1573–1582, <https://doi.org/10.5194/nhess-12-1573-2012>, 2012.
- Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A. T., Roujean, J.-L., Masson, V., Martin, E., and Le Moigne, P.: ECOCLIMAP-II/Europe: a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1 km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models, *Geosci. Model Dev.*, 6, 563–582, <https://doi.org/10.5194/gmd-6-563-2013>, 2013.
- Ferraris, L., Rudari, R., and Siccardi, F.: The uncertainty in the prediction of flash floods in the northern Mediterranean environment, *J. Hydrometeorol.*, 3, 714–727, 2002.
- Flügel, W.-A.: Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the River Bröl, Germany, *Hydrol. Process.*, 9, 423–436, 1995.
- Garambois, P.-A., Roux, H., Larnier, K., Labat, D., and Dartus, D.: Parameter regionalization for a process-oriented distributed model dedicated to flash floods, *J. Hydrol.*, 525, 383–399, 2015.
- Gaume, E., Borga, M., Llassat, M. C., Maouche, S., Lang, M., and Diakakis, M.: Mediterranean extreme floods and flash floods, (Sub-chapter 1.3.4), *Allenivi, The Mediterranean Region under Climate Change, A Scientific Update, Coll. Synthésés, IRD Editions*, 133–144, 2016.
- Gharari, S., Hrachowitz, M., Fenicia, F., Gao, H., and Savenije, H. H. G.: Using expert knowledge to increase realism in environmental system models can dramatically reduce the need for calibration, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 4839–4859, <https://doi.org/10.5194/hess-18-4839-2014>, 2014a.
- Gharari, S., Shafiei, M., Hrachowitz, M., Kumar, R., Fenicia, F., Gupta, H. V., and Savenije, H. H. G.: A constraint-based search algorithm for parameter identification of environmental models, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 4861–4870, <https://doi.org/10.5194/hess-18-4861-2014>, 2014b.
- 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. Geophys. Res.-Atmos., American Geophysical Union*, 113, 18 pp., 2008.
- Hardy, J., Gourley, J. J., Kirstetter, P.-E., Hong, Y., Kong, F., and Flamig, Z. L.: A method for probabilistic flash flood forecasting, *J. Hydrol.*, 541, 480–494, 2016.
- Hengl, T.: Finding the right pixel size, *Comput. Geosci.*, 32, 1283–1298, 2006.
- Jarvis, A., Rubiano, J. E., Nelson, A., Farrow, A., and Mulligan, M.: Practical use of SRTM data in the tropics: Comparisons with digital elevation models generated from cartographic data, Cali, CO: Centro Internacional de Agricultura Tropical (CIAT), p. 32, Working document no. 198, 2004.
- Javelle, P., Demargne, J., Defrance, D., Pansu, J., and Arnaud, P.: Evaluating flash-flood warnings at ungauged locations using post-event surveys: a case study with the AIGA warning system, *Hydrolog. Sci. J.*, 59, 1390–1402, 2014.
- Kamali, B., Abbaspour, K. C., and Yang, H.: Assessing the Uncertainty of Multiple Input Datasets in the Prediction of Water Resource Components, *Water*, 9, 709, <https://doi.org/10.3390/w9090709>, 2017.
- Kumar, S. and Merwade, V.: Impact of watershed subdivision and soil data resolution on SWAT model calibration and parameter uncertainty, *J. Am. Water Resour. As.*, 45, 1179–1196, 2009.
- Lagadec, L.-R., Breil, P., Chazelle, B., Braud, I., and Moulin, L.: Use of post-event surveys of impacts on railways for the evaluation of the IRIP method for surface runoff mapping, in: *E3S Web of Conferences*, vol. 7, p. 10005, EDP Sciences, 2016.
- Laurantin, O.: ANTILOPE: Hourly rainfall analysis merging radar and rain gauge data, in: *Proceedings of the International Symposium on Weather Radar and Hydrology*, Grenoble, France, 10–12 March 2008, 2–8, 2008.
- Lee, Y. and Singh, V.: Application of the Kalman filter to the Nash model, *Hydrol. Process.*, 12, 755–767, 1998.
- Liu, Y., Weerts, A. H., Clark, M., Hendricks Franssen, H.-J., Kumar, S., Moradkhani, H., Seo, D.-J., Schwanenberg, D., Smith, P., van Dijk, A. I. J. M., van Velzen, N., He, M., Lee, H., Noh, S. J., Rakovec, O., and Restrepo, P.: Advancing data assimilation in operational hydrologic forecasting: progresses, challenges, and emerging opportunities, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 3863–3887, <https://doi.org/10.5194/hess-16-3863-2012>, 2012.
- Maidment, D. R.: *Handbook of hydrology*, vol. 1, McGraw-Hill, New York, 1993.
- Marchi, L., Borga, M., Preciso, E., and Gaume, E.: Characterisation of selected extreme flash floods in Europe and implications for flood risk management, *J. Hydrol.*, 394, 118–133, 2010.
- Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacleze, R.: A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models, *J. Climate*, 16, 1261–1282, 2003.
- McBride, J. L. and Ebert, E. E.: Verification of quantitative precipitation forecasts from operational numerical weather prediction models over Australia, *Weather Forecast.*, 15, 103–121, 2000.
- Nachtergaele, F., van Velthuisen, H., Verelst, L., Wiberg, D., Batjes, N., Dijkshoorn, K., van Engelen, V., Fischer, G., Jones, A., and Montanarella, L.: The harmonized world soil database. Version 1.2, in: *Harmonized World Soil Database (version 1.2)*. FAO, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria, 2012.
- Nash, J. E. and Sutcliffe, J. V.: River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles, *J. Hydrol.*, 10, 282–290, 1970.
- Noilhan, J. and Planton, S.: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Mon. Weather Rev.*, 117, 536–549, 1989.
- Nuissier, O., Marsigli, C., Vincendon, B., Hally, A., Bouttier, F., Montani, A., and Paccagnella, T.: Evaluation of two convection-permitting ensemble systems in the HyMeX Special Observation Period (SOP1) framework, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142, 404–418, 2016.
- Payraastre, O., Lebouc, L., Ayrat, P. A., Brunet, P., Delrieu, G., Douvinet, J., Dramais, G., Javelle, P., Johannet, A., Adamovic, M., Adnes, C., Cantet, P., Chapuis, M., Coutouis, A., Creutin, J.-D., Gonzalez-Sosa, E., Ruin, I., Saint-Martin, C., Shabou, S., and Whilhelm, B.: The October 2015 flash-floods in south eastern France: first discharge estimations and comparison with other flash-floods documented in the framework of the Hymex project, in: *EGU General Assembly Conference Abstracts*, vol. 18, p. 13912, 2016.

- Payraastre, O., Ayrat, P.-A., Barachet, C., Borell, V., Boudevillain, B., Bouvier, C., Brunet, P., Cantet, P., Coussot, C., Delrieu, G., Despax, A., Didon-Lescot, J.-F., Domergue, M., Ecrepont, S., Froidurot, S., Grard, N., Lagadec, L.-R., Le Bihan, G., Le Bourisicaud, R., Mansanarez, V., Marchand, P., Martin, P., Mosini, M.-L., Mosset, A., Navas, R., Neppel, L., Perez, S., Raynaud, F., Saint-Martin, C., and Wijbrans, A.: Hydrological post event survey after the autumn 2014 floods in the Cévennes region in France: results and first hydrological analyses, in: 9th HyMeX workshop, 21–25 September 2015, Mykonos, Greece, 2015.
- Pellarin, T., Delrieu, G., Saulnier, G.-M., Andrieu, H., Vignal, B., and Creutin, J.-D.: Hydrologic visibility of weather radar systems operating in mountainous regions: Case study for the Ardeche catchment (France), *J. Hydrometeorol.*, 3, 539–555, 2002.
- Piotte, O., Boura, C., Cazaubon, A., Chaléon, C., Chambon, D., Guillevic, G., Pasquet, F., Perherin, C., and Raimbault, E.: Collection, storage and management of high-water marks data: praxis and recommendations, in: E3S Web of Conferences, vol. 7, p. 16003, EDP Sciences, 2016.
- Ricard, D., Ducrocq, V., and Auger, L.: A climatology of the mesoscale environment associated with heavily precipitating events over a northwestern Mediterranean area, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 51, 468–488, 2012.
- Roux, H., Labat, D., Garambois, P.-A., Maubourguet, M.-M., Chorda, J., and Dartus, D.: A physically-based parsimonious hydrological model for flash floods in Mediterranean catchments, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 2567–2582, <https://doi.org/10.5194/nhess-11-2567-2011>, 2011.
- Rozalis, S., Morin, E., Yair, Y., and Price, C.: Flash flood prediction using an uncalibrated hydrological model and radar rainfall data in a Mediterranean watershed under changing hydrological conditions, *J. Hydrol.*, 394, 245–255, 2010.
- Saint-Martin, C., Javelle, P., and Vinet, F.: DamaGIS: a multisource geodatabase for collection of flood-related damage data, *Earth Syst. Sci. Data*, 10, 1019–1029, <https://doi.org/10.5194/essd-10-1019-2018>, 2018.
- Savenije, H. H. G.: HESS Opinions “Topography driven conceptual modelling (FLEX-Topo)”, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 2681–2692, <https://doi.org/10.5194/hess-14-2681-2010>, 2010.
- Schaake, J. C., Hamill, T. M., Buizza, R., and Clark, M.: HEPEX: the hydrological ensemble prediction experiment, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 88, 1541–1547, 2007.
- SCS: SCS National Engineering Handbook Soil Conservation Service, US Department of Agriculture, Washington D.C., 1964.
- Sharifi, A. and Kalin, L.: Effect of land use uncertainty on watershed modeling, in: World Environmental and Water Resources Congress 2010: Challenges of Change, 4730–4739, 2010.
- Silvestro, F. and Rebora, N.: Impact of precipitation forecast uncertainties and initial soil moisture conditions on a probabilistic flood forecasting chain, *J. Hydrology*, 519, 1052–1067, 2014.
- Tubiello, F. N., Biancalani, R., Salvatore, M., Rossi, S., and Conchedda, G.: A worldwide assessment of greenhouse gas emissions from drained organic soils, *Sustainability*, 8, 371, <https://doi.org/10.3390/su8040371>, 2016.
- Van Steenberghe, N. and Willems, P.: Rainfall uncertainty in flood forecasting: Belgian case study of Rivierbeek, *J. Hydrol. Eng.*, 19, 05014013, [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0001004](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001004), 2014.
- Vázquez, R., Feyen, L., Feyen, J., and Refsgaard, J.: Effect of grid size on effective parameters and model performance of the MIKE-SHE code, *Hydrol. Process.*, 16, 355–372, 2002.
- Vincendon, B., Ducrocq, V., Nuissier, O., and Vié, B.: Perturbation of convection-permitting NWP forecasts for flash-flood ensemble forecasting, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1529–1544, <https://doi.org/10.5194/nhess-11-1529-2011>, 2011.
- Vincendon, B., Édouard, S., Dewaele, H., Ducrocq, V., Lespinas, F., Delrieu, G., and Anquetin, S.: Modeling flash floods in southern France for road management purposes, *J. Hydrol.*, 541, 190–205, 2016.
- Vivoni, E. R., Entekhabi, D., and Hoffman, R. N.: Error propagation of radar rainfall nowcasting fields through a fully distributed flood forecasting model, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 46, 932–940, 2007.
- Yen, H., Sharifi, A., Kalin, L., Mirhosseini, G., and Arnold, J. G.: Assessment of model predictions and parameter transferability by alternative land use data on watershed modeling, *J. Hydrol.*, 527, 458–470, 2015.
- Zalachori, I., Ramos, M.-H., Garçon, R., Mathevet, T., and Gailhard, J.: Statistical processing of forecasts for hydrological ensemble prediction: a comparative study of different bias correction strategies, *Adv. Sci. Res.*, 8, 135–141, 2012.
- Zappa, M., Jaun, S., Germann, U., Walser, A., and Fundel, F.: Superposition of three sources of uncertainties in operational flood forecasting chains, *Atmos. Res.*, 100, 246–262, 2011.

# Chapitre 11

## Conclusion

Cet article montre un impact de la description des sols (texture et occupation) sur la modélisation et donc sur la prévision des crues éclair, même si cet impact est moins fort que ceux associés aux précipitations et à l'humidité initiale du sol.

Pour le modèle ISBA-TOP sur les cas étudiés dans cet article, c'est la description de la texture des sols plutôt que celle de leur occupation qui a l'impact le plus fort (surtout sur l'amplitude des pics de crue, car leur dynamique est moins sensible). Mais la complexité des interactions des processus à l'échelle des bassins ne permet pas de conclure clairement sur les impacts relatifs des descripteurs testés ni de faire des préconisations valables pour tout modèle hydrologique. En effet, la façon dont la végétation est traitée dans un modèle, le fait qu'il nécessite un calage de ses paramètres ou pas, peut changer les conclusions quant à la hiérarchie de l'influence des descripteurs.

L'étude plus spécifique d'un bassin urbanisé est proposée dans cet article mais aucune réelle différence avec les zones rurales (habituellement étudiées avec le modèle ISBA-TOP) n'a été mise en évidence.

Un focus particulier a été fait sur les champs de ruissellement simulés qui pourraient aider à déterminer des zones à risques lors d'évènements pluvieux. Évaluer ces champs de ruissellement de façon quantitative est difficile, faute de mesures directes de cette variable. Des données exogènes (retour d'expériences, données d'impact comme les localisations de victimes ou de dégâts) sont utiles à cet effet. L'article montre qu'une résolution spatiale du modèle plus fine permet des simulations de ruissellement mieux corrélées avec ces données. D'autres données, comme les données d'objets connectés ou les données géo-référencées des réseaux sociaux, pourraient à l'avenir être utilisées pour évaluer les champs de ruissellement simulé.

Dans la suite de ce manuscrit, l'évaluation de l'apport de la prévision immédiate de pluie pour la prévision immédiate des débits, a été effectuée en utilisant la configuration qui permettait d'obtenir les meilleurs résultats dans cette étude de sensibilité.





## Quatrième partie

# Apport des prévisions immédiates de pluie pour la prévision des crues méditerranéennes

Cette quatrième partie explore l'apport des prévisions immédiates de pluie pour l'anticipation des crues. L'évaluation tient compte des contraintes de disponibilité en temps réel des prévisions opérationnelles de pluie. Les prévisions issues d'AROME-PI, de PIAF et d'AROME-France sont évaluées sur des cas de crues passés. Dans un premier temps, les cumuls de précipitation prévus sont évalués d'un point de vue hydrologique, c'est à dire en comparant les lames d'eau sur les bassins versants affectés par ces crues. Puis une évaluation des précipitations prévues à l'échelle régionale de l'arc méditerranéen est menée pour vérifier si les conclusions restent valides. Dans un second temps, l'apport proprement dit pour la prévision des crues est étudié en forçant les modèles hydrologiques ISBA-TOP et MARINE par les prévisions immédiates de pluie, pour deux cas de crues.

---

<b>12</b>	<b>Qualité des prévisions de pluie</b>	<b>95</b>
<b>13</b>	<b>Qualité des prévisions de débits</b>	<b>133</b>

---



# Chapitre 12

## Qualité des prévisions de pluie

### Sommaire

---

<b>12.1 Méthode d'évaluation</b> . . . . .	<b>95</b>
<b>12.2 Évaluation des systèmes de prévision en fonction des échéances</b>	<b>98</b>
12.2.1 Évaluation à l'échelle des bassins versants . . . . .	99
12.2.2 Évaluation sur un grand domaine Sud-Est . . . . .	105
12.2.3 Conclusion sur l'évaluation . . . . .	110
<b>12.3 Évaluation des ensembles de prévisions de pluie</b> . . . . .	<b>111</b>
12.3.1 Les ensembles de prévisions AROME-PI . . . . .	111
12.3.2 Les ensembles de prévisions PIAF . . . . .	121
12.3.3 Comparaison des ensembles de prévisions décalées dans le temps basés sur AROME-PI et sur PIAF . . . . .	129
<b>12.4 Conclusion sur l'évaluation des pluies</b> . . . . .	<b>129</b>

---

### 12.1 Méthode d'évaluation

L'objectif de ce chapitre est d'estimer la qualité pour la prévision hydrologique, des cumuls de précipitations prévus par AROME-France, AROME-PI et PIAF aux échéances de la prévision immédiate (inférieures à 6 heures). L'étude est menée sur dix événements fortement précipitants sélectionnés entre 2015 et 2018, décrits au chapitre 5.3. Pour chacun de ces épisodes pluvieux, on retient tous les réseaux de prévision disponibles couvrant l'événement (Tableau 12.1). Les réseaux de prévision PIAF des cas de 2015 et de 2016, qui sont issus de rejeux, ne couvrent pas l'événement dans son intégralité. L'événement du 03 octobre 2015 a également été rejoué avec la version actuelle de AROME-PI.

La lame d'eau ANTILOPE sert de référence dans l'évaluation des lames d'eau prévues. Ce produit de fusion de données radars et pluviomètres est ici le mieux adapté, compte tenu de la nature des précipitations (convectives) et de la faible taille des bassins versants.

La comparaison aux observations de précipitation a d'abord été réalisée à l'échelle des bassins versants affectés par les crues, via la comparaison des lames d'eau moyennes sur les

Jours pluvieux	AROME-France	AROME-PI (un réseau toutes les heures)	PIAF (un réseau toutes les 5 minutes)	Bassins versants
le 3 octobre 2015 de 17 à 22h	réseaux du 2 octobre : 12h, 18h réseaux du 3 octobre : 00h, 03h, 06h, 12h	réseaux du 3 octobre : de 14h à 21h	réseaux du 3 octobre : de 15h à 21h55	Brague à Biot, Loup à Villeneuve-Loubet, Siagne à Pégomas, Cagne à Cagnes-sur-mer
le 14 septembre 2016 de 00h à 20h	réseau du 13 septembre : 18h réseaux du 14 septembre : 00h, 03h, 06h, 12h, 18h	réseaux du 14 septembre : de 00h à 23h	réseaux du 14 septembre : de 01h à 23h55	Lergue à Lodève, Hérault à Laroque, Gardon à Ners, Vidourle à Sommières
du 12 octobre 2016 à 18h au 14 à 10h	réseau du 12 octobre : 18h réseaux du 13 octobre : 00h, 03h, 06h, 12h, 18h réseaux du 14 octobre : 00h	réseaux du 12 octobre : de 12h à 23h réseaux du 13 octobre : de 00h à 23h réseaux du 14 octobre : de 00h à 23h	réseaux du 12 octobre : de 13h à 23h55 réseaux du 13 octobre : de 00h à 23h55 réseaux du 14 octobre : de 00h à 23h55	Lergue à Lodève, Hérault à Laroque, Gardon à Ners, Vidourle à Sommières
du 20 novembre 2016 à 21h au 22 à 14h	réseaux du 20 novembre : 12h, 18h réseaux du 21 novembre : 00h, 03h, 06, 12h, 18h	réseaux du 21 novembre : de 13h à 23h réseaux du 22 novembre : de 00h à 02h	réseaux du 21 novembre : de 14h à 23h55 réseaux du 22 novembre : de 00h à 02h55	Brague à Biot, Loup à Villeneuve-Loubet, Siagne à Pégomas, Cagne à Cagnes-sur-mer, Gapeau à Hyères, Aille à Vidauban, Endre au Muy
du 12 mai 2018 à 14h au 14 à 12h	réseaux du 12 mai : 06h, 12h, 18h réseaux du 13 mai : 00h, 03h, 06h, 12h, 18h réseaux du 14 mai : 00h, 03h, 06h, 12h	réseau du 13 mai : 23h réseaux du 14 mai : de 00h à 11h	réseaux du 14 mai : de 00h à 12h	Lergue à Lodève, Hérault à Laroque, Gardon à Ners, Vidourle à Sommières
du 28 mai 2018 à 5h au 31 à 14h	réseau du 27 mai : 18h réseaux du 28 mai : 00h, 03h, 06h, 12h, 18h réseaux du 29 mai : 00h, 03h, 06h, 12h, 18h réseaux du 30 mai : 00h, 03h, 06h, 12h, 18h réseaux du 31 mai : 00h, 03h, 06h	réseaux du 28 mai : de 00h à 23h réseaux du 29 mai : de 00h à 23h réseaux du 30 mai : de 00h à 11h réseaux du 31 mai : de 00h à 06h	réseaux du 28 mai : de 01h à 23h55 réseaux du 29 mai : de 00h à 23h55 réseaux du 30 mai : de 00h à 12h réseaux du 31 mai : de 01h à 6h55	Lergue à Lodève, Hérault à Laroque, Gardon à Ners, Vidourle à Sommières
le 11 juin 2018 de 01h à 16h	réseau du 10 juin : 18h réseaux du 11 juin : 00h, 03h, 06h, 12h, 18h	réseau du 10 juin : 23h réseaux du 11 juin : de 00h à 15h	réseaux du 11 juin : de 00h à 16h	Lergue à Lodève, Hérault à Laroque, Gardon à Ners, Vidourle à Sommières
du 10 octobre 2018 à 9h au 11 à 15h	réseau du 9 octobre : 18h réseaux du 10 octobre : 00h, 03h, 06h, 12h, 18h réseaux du 11 octobre : 00h, 03h, 06h	réseaux du 10 octobre : de 6h à 23h réseaux du 11 octobre : de 00h à 11h	réseaux du 10 octobre : de 07h à 23h55 réseaux du 11 octobre : de 00h à 11h55	Brague à Biot, Loup à Villeneuve-Loubet, Siagne à Pégomas, Cagne à Cagnes-sur-mer, Gapeau à Hyères, Aille à Vidauban, Endre au Muy
du 14 octobre 2018 à 18h au 15 à 9h	réseaux du 13 octobre : 12h, 18h réseaux du 14 octobre : 00h, 03h, 06h, 12h, 18h réseaux du 15 octobre : 00h, 03h	réseaux du 14 octobre : de 15h à 23h réseaux du 15 octobre : de 00h à 07h	réseaux du 14 octobre : de 16h à 23h55 réseaux du 15 octobre : de 00h à 07h55	Orbiel à Bouilhonnac, Argent Double à Redorte, Cesse à Mirepeisset, Fresquel à Pezens, Orbiel à Villedaigne, Trapel à Villedubert, Ognon à Pépieux Lauquet à St Hilaire
du 8 novembre 2018 à 18h au 10 à 8h	réseaux du 8 novembre : 12h, 18h réseaux du 9 novembre : 00h, 03h, 06h, 12h, 18h réseaux du 10 novembre : 00h, 03h, 06h	réseaux du 9 novembre : de 00h à 23h réseaux du 10 novembre : de 00h à 02h	réseaux du 9 novembre : de 01h à 23h55 (sauf 3h15) réseaux du 10 novembre : de 00h à 02h55	Lergue à Lodève, Hérault à Laroque, Gardon à Ners, Vidourle à Sommières

TABLE 12.1 – Prévisions utilisées pour les événements et les bassins versants sélectionnés. Pour AROME-PI et PIAF, seuls les premiers et derniers réseaux considérés par journée pour le cas sont indiqués.

bassins afin d'adopter un point de vue hydrologique (Figure 12.1). L'agrégation des prévisions et observations de pluie sur une surface donnée permet de s'affranchir des erreurs de localisation des systèmes pluvieux inférieures à la taille du bassin. La comparaison des lames d'eau moyennes sur les bassins demeure cependant très sensible aux erreurs de localisation des prévisions de pluie, compte tenu de la faible taille des bassins versants, de quelques dizaines à quelques centaines de  $km^2$ . Une évaluation plus classique en météorologie a aussi été conduite en chaque point de grille de la lame d'eau ANTILOPE, à l'échelle régionale, sur un grand domaine couvrant le Sud-Est de la France (110 000 mailles de  $1 km^2$ , rectangle bleu de la Figure 12.1), afin de comparer ces résultats à ceux obtenus avec l'évaluation sur les bassins affectés par les crues étudiées.

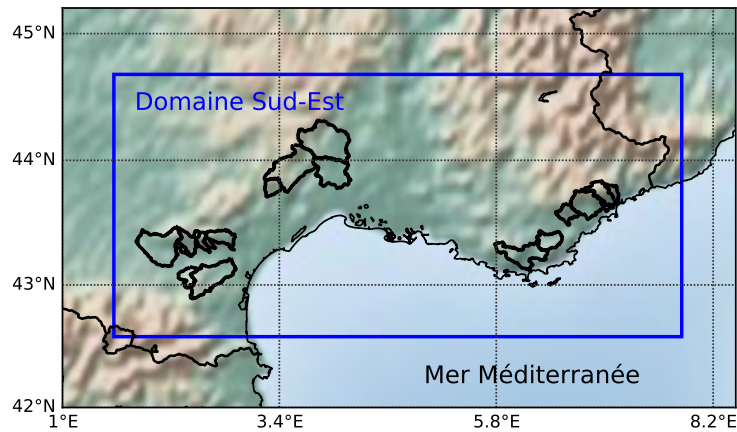


FIGURE 12.1 – Bassins versants (contours noirs épais) et domaine (rectangle bleu) considérés pour l'évaluation.

Chacun des trois systèmes de prévision étudiés fournit des cumuls de précipitation sur des intervalles de temps différents : AROME-France délivre des cumuls horaires, AROME-PI des cumuls sur 15 minutes et PIAF des cumuls sur 5 minutes. Pour pouvoir les comparer aux observations et entre eux, une résolution temporelle commune est nécessaire. A l'instar d'une agrégation spatiale qui permet de s'affranchir des erreurs de localisation à des échelles très fines, une agrégation temporelle des prévisions pour leur vérification permet de ne pas considérer les erreurs de chronologie à des pas de temps fins. Par exemple, si un cumul de pluie prévu pour 12h45-13h est observé entre 12h00 et 12h15, l'erreur temporelle de 45 minutes n'est pas détectée si l'on compare les cumuls horaires observé et prévu sur 12h-13h. L'évaluation des prévisions a ainsi été menée pour des cumuls de 15 minutes et pour des cumuls horaires. Les prévisions issues de PIAF ont été cumulées sur 15 minutes et sur 1 heure, respectivement, de manière à pouvoir les comparer aux observations. De même, les sorties AROME-PI ont été cumulées sur 1 heure. L'évaluation des sorties de AROME-France a été effectuée sur des cumuls horaires uniquement puisque nous ne disposons pas de sorties au pas de temps 15 minutes. Les cumuls de pluie prévus sur une heure sont toujours évalués à partir de la somme de quatre cumuls observés ANTILOPE 15 minutes.

Une première question est celle de la qualité des prévisions de pluie d'AROME-France, AROME-PI et PIAF selon leurs échéances de prévision. AROME-France, AROME-PI et PIAF possèdent des horizons de prévision distincts et ne sont donc pas tous disponibles sur les mêmes échéances de prévision évaluées. De plus, dans ces travaux, les conditions d'utilisation des prévisions de pluie sont les plus proches possibles des conditions opérationnelles temps réel des prévisionnistes. En particulier, le temps de mise à disposition effective

des produits de précipitation, qui est un délai critique sur ces échéances de la prévision immédiate, est pris en compte. Pour AROME-PI, les prévisions sont disponibles 35 minutes après l'heure du réseau et pour PIAF, elles sont disponibles 2 minutes après. Pour AROME-France, le délai de disponibilité des sorties est variable selon les réseaux, allant de 2h45 à 5h05. Un délai de 3 heures a été retenu ici. Par conséquent, les trois premières heures de prévision de AROME-France seront exclues de l'évaluation (voir Figure 12.2). Le délai de mise à disposition de 35 minutes d'AROME-PI impose de ne pas considérer les trois premiers quarts d'heure de la prévision dans l'évaluation. Pour PIAF, la première échéance de 5 minutes est systématiquement mise de côté, de même que celles qui ne permettent pas de faire coïncider observations et prévisions sur des intervalles de temps complets de 15 minutes (Figure 12.2).

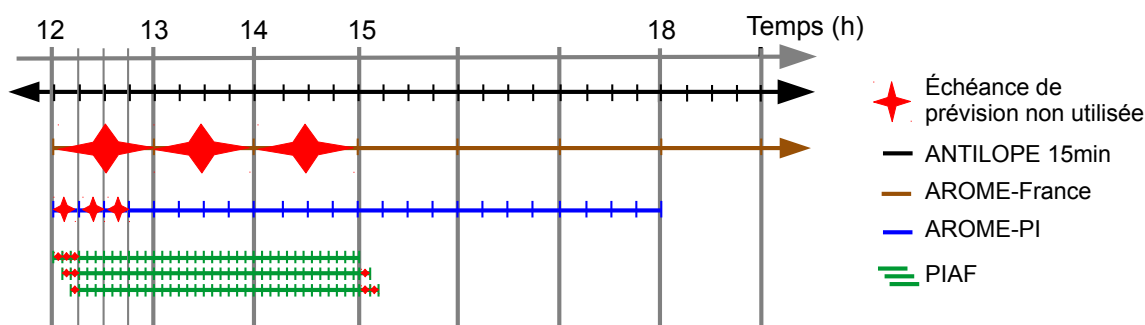


FIGURE 12.2 – Illustration des cumuls considérés dans l'étude pour des réseaux compris ici entre 12h et 12h10 inclus : cumuls sur 15 minutes estimés par le produit ANTILOPE (noir), cumuls sur 15 minutes prévus par AROME-PI (bleu), cumuls sur 5 minutes agrégés sur 15 minutes prévus par PIAF (vert) et cumuls horaires prévus par AROME-France (marron). Les échéances de prévision non utilisées sont indiquées en rouge.

Ainsi, on dispose pour chaque réseau horaire de AROME-PI de vingt-et-un cumuls de pluie prévue sur 15 minutes (six heures de prévision auxquelles on soustrait les trois premiers quarts d'heure de prévision) dont un seul correspond à une échéance de prévision inférieure à une heure, huit à une échéance de une à trois heures et douze à une échéance de trois à six heures. De même, pour chaque réseau PIAF, toutes les 5 minutes, on dispose de onze cumuls de pluie prévue sur 15 minutes (trois heures de prévision auxquelles on soustrait un quart d'heure) dont trois correspondent à une échéance de prévision inférieure à une heure et huit à une échéance de une à trois heures. Enfin, chaque réseau AROME-France fournit trois cumuls de pluie prévue sur une heure, correspondant à une échéance comprise entre trois et six heures.

## 12.2 Évaluation des systèmes de prévision en fonction des échéances

L'évaluation des prévisions de pluie fournies par AROME-France, AROME-PI et PIAF respectivement, a cherché à répondre à ces questions :

- Quelle est la qualité du système de prévision en fonction des échéances ?
- Quelle est la performance du système selon la durée du cumul de pluie prévue (15 minutes versus 1 heure) ?



- Quelle est la performance du système en fonction du seuil de pluie prévu ?
- Quel système de prévision est le plus performant ?

Pour y répondre, plusieurs scores (détaillés dans l'annexe A) ont été calculés. Parmi eux, il y a des scores classiques de vérification de prévisions pour des variables continues et des scores catégoriels pour différents seuils de cumuls de précipitations : 2 et 10 mm pour des cumuls horaires et 0,5 et 3 mm pour des cumuls sur 15 minutes. Le nombre de couples observation/prévision pris en compte dans le calcul des scores pour chaque évaluation est donné dans le Tableau 12.2. La taille de l'échantillon dépend du nombre de réseaux considérés par évènement selon les systèmes de prévision, mais aussi de la durée et du type de cumul envisagé. Considérer les cumuls sur 15 minutes et/ou à l'échelle de la maille augmente considérablement la taille de l'échantillon, qui doit cependant être mise en regard du nombre d'évènements (qui se limite à dix) et du fait que les couples observation/prévision sont fortement corrélés entre eux.

	Cumuls	AROME-France	AROME-PI	PIAF
Pour un unique réseau par bassin (ou par maille)	15 minutes	-	21	11
	1 heure	3	5	2
Pour tous les évènements et tous les bassins (B) (ou mailles (P) ) confondu(e)s	15 minutes	-	27468 (B) 630 millions (P)	165616 (B) 1.28 milliard (P)
	1 heure	1344 (B) 30 millions (P)	6540 (B) 152 millions (P)	30112 (B) 702 millions (P)

TABLE 12.2 – Nombre de couples observation/prévision (cumuls horaires ou quarts d'heure) entrant dans le calcul des scores pour chaque évaluation. Les notations (B) et (P) renvoient aux nombres de couples disponibles respectivement sur tous les bassins versants et sur toutes les mailles de  $1 \text{ km}^2$  du domaine Sud-Est.

### 12.2.1 Évaluation à l'échelle des bassins versants

L'analyse des résultats de l'évaluation des lames d'eau moyennes prévues sur les bassins versants est développée ci-dessous, système de prévision par système de prévision.

**AROME-PI** Les figures 12.3 et 12.4 présentent les erreurs moyennes (ME) et les racines carrées de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) des prévisions de cumuls 1 heure et 15 minutes respectivement de pluie moyennée sur les bassins versants en fonction des échéances de prévision. Les erreurs moyennes absolues (MAE) et les RMSE normées par l'écart-type des observations (nRMSE) ont aussi été calculées.

Les erreurs sur les cumuls de pluie prévus par AROME-PI augmentent globalement avec les échéances pour les scores MAE, RMSE et nRMSE (non montrés) pour des pluies 1 heure ou 15 minutes. Cette augmentation n'est pas strictement monotone, bruitée par la taille de l'échantillon : une légère amélioration des scores est par exemple visible sur les cumuls 15 minutes pour des échéances de prévision comprises entre 2h45 et 3h30 (RMSE, Figure 12.4b). Jusqu'à 4 heures de prévision pour les pluies horaires, et 4 heures 15 pour les pluies 15 minutes, les cumuls sont sous-estimés en moyenne par AROME-PI (ME, figures 12.3 et 12.4). Au-delà, ils sont plutôt sur-estimés. Les plus fortes sur-estimations sont constatées pour les évènements de 2015 et de mi-octobre 2018, comme le montrent les écarts inter-quartiles de la Figure 12.5, qui représente les distributions des erreurs de prévision (valeurs prévues – valeurs observées) de AROME-PI, PIAF et AROME-France en fonction des évènements.

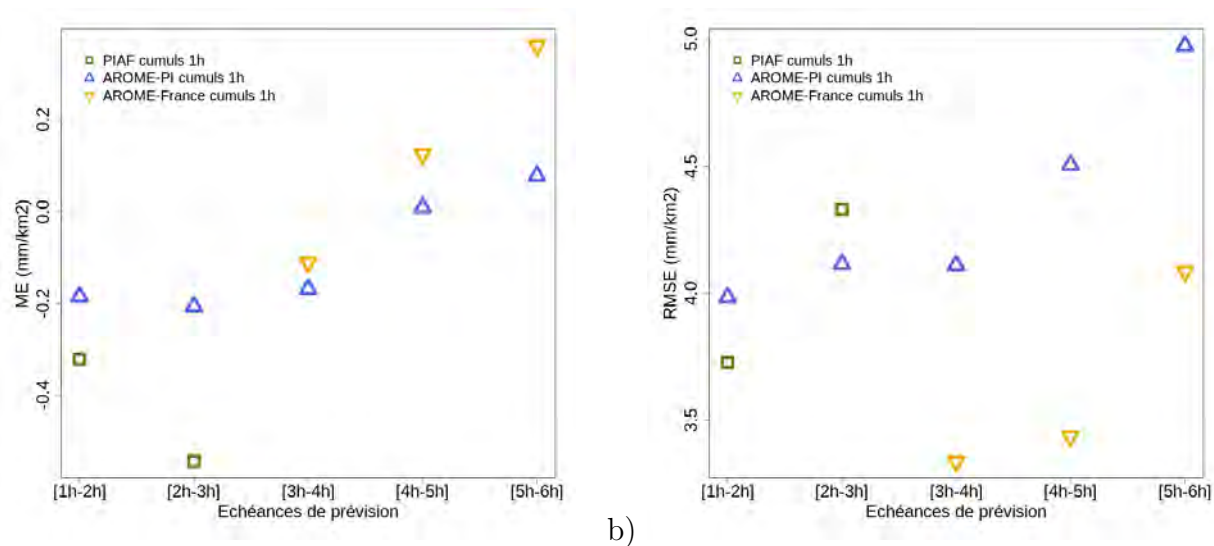


FIGURE 12.3 – a) Erreur moyenne et b) racine carrée de l’erreur quadratique moyenne des prévisions horaires de pluie moyennée sur les bassins versants.

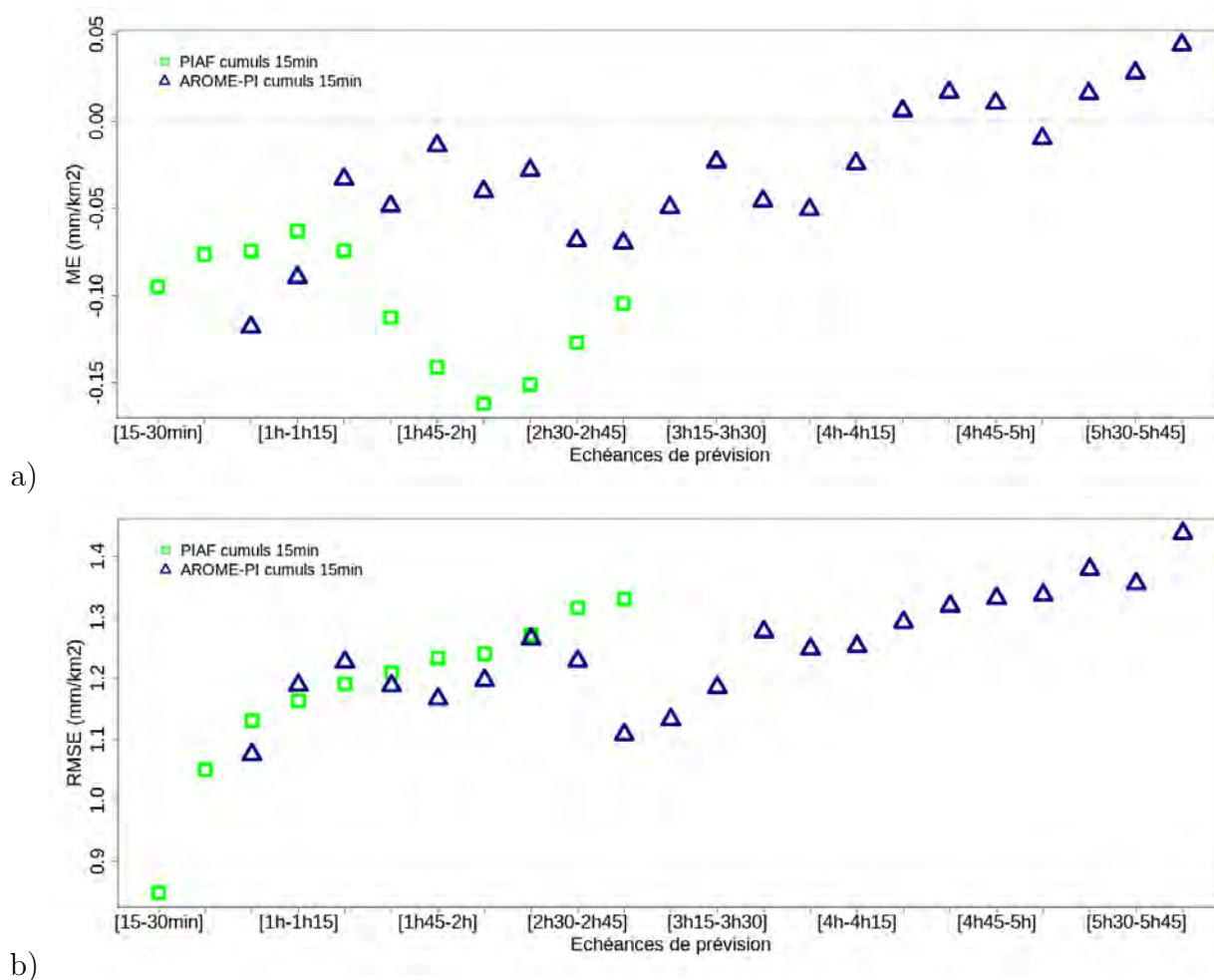


FIGURE 12.4 – a) Erreur moyenne et b) racine carrée de l’erreur quadratique moyenne des prévisions de cumuls sur 15 minutes de pluie moyennée sur les bassins versants.

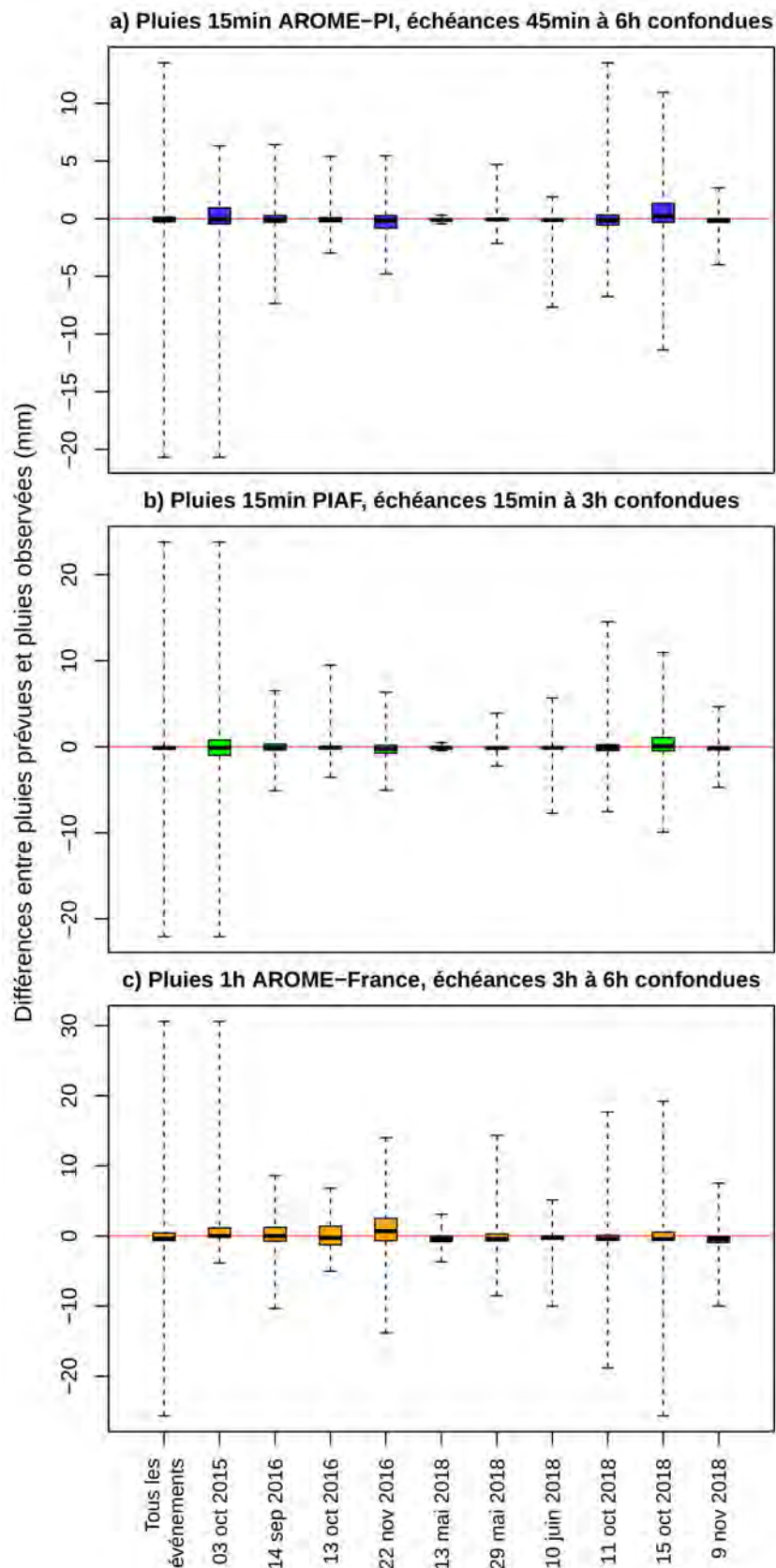


FIGURE 12.5 – Distributions des erreurs de prévision des pluies moyennées sur les bassins versants faites par a) AROME-PI, b) PIAF et c) AROME-France (valeurs prévues – valeurs observées) pour tous les événements et par événement. Le bord inférieur des boîtes à moustaches correspond au premier quartile, le trait central à la médiane et le bord supérieur au troisième quartile des valeurs prises par ces erreurs (les moustaches vont jusqu'aux valeurs extrêmes).

Les figures 12.6 et 12.7 montrent l'évolution du taux de réussite (H), du taux de fausse alarme (F), du Heidke Skill Scores (HSS), et du biais fréquentiel en fonction des échéances de prévision pour différents seuils de cumuls de précipitations : 2 et 10 mm pour des cumuls horaires et 0,5 et 3 mm pour des cumuls quarts d'heure. Le score HSS indique la part de bonnes prévisions par rapport à celles qui seraient obtenues par le hasard et vaut 1 pour une prévision parfaite. Le biais fréquentiel est le rapport du nombre de dépassements de seuil prévus sur le nombre de dépassements effectivement observés.

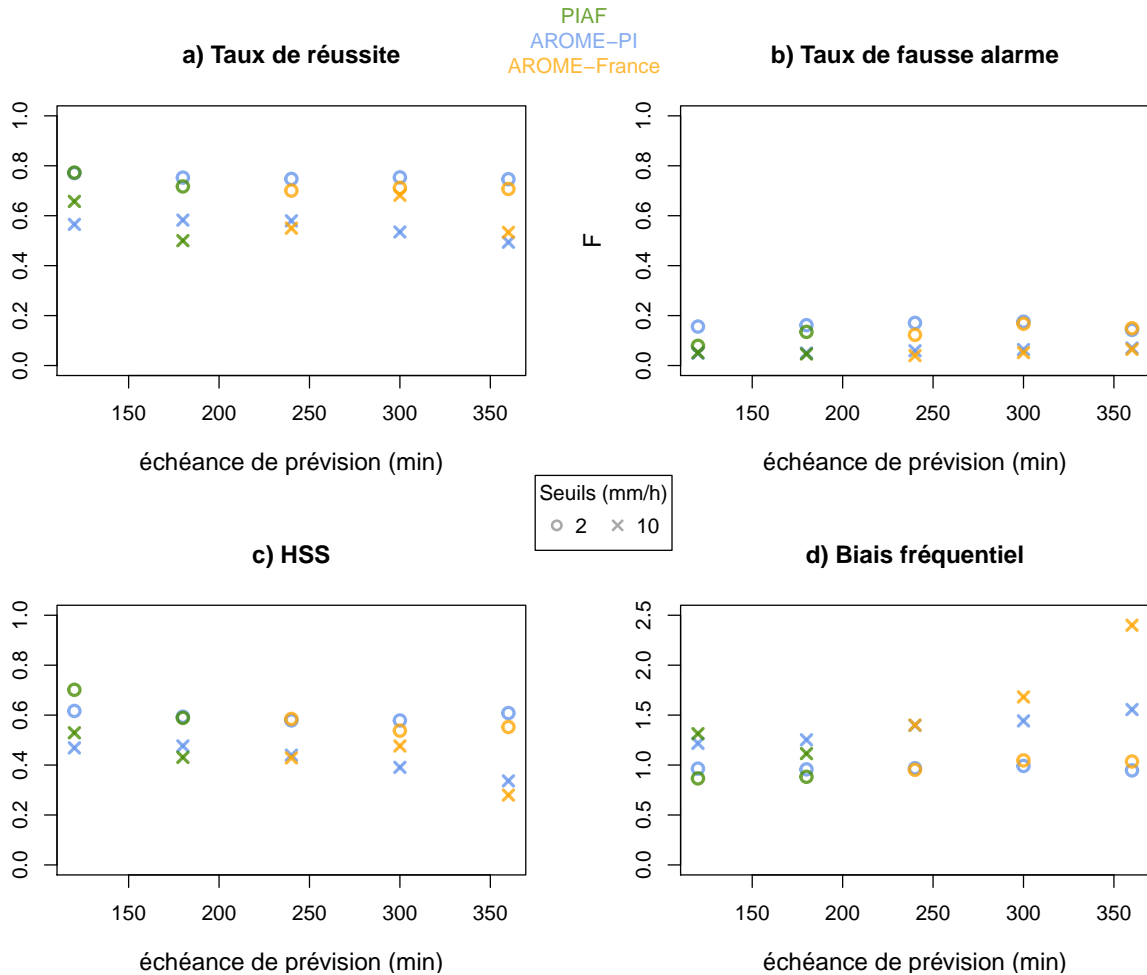


FIGURE 12.6 – Scores catégoriels par échéance calculés à partir des prévisions horaires de pluie moyennée sur les bassins versants pour AROME-France, AROME-PI et PIAF.

Pour les cumuls horaires prévus par AROME-PI la performance est globalement constante en fonction des échéances de prévision pour les seuils étudiés (scores en bleu de la Figure 12.6). Il y a cependant une faible dégradation des scores sur les deux dernières heures de prévision pour les cumuls supérieurs à 10 mm/h. Pour les cumuls de pluie 15 minutes, les taux de réussite, de fausse alarme, et le HSS sont globalement constants en fonction des échéances pour le seuil de 0,5 mm/15'. En revanche, pour le seuil de 3 mm/15', le signal est plus bruité avec une tendance à la dégradation du taux de réussite et du HSS avec les échéances. Pour les intensités de pluie les plus fortes (10 mm/h et 3 mm/15' respectivement), le biais fréquentiel augmente avec les échéances et est nettement supérieur à 1, ce qui indique une tendance à prévoir en trop grand nombre ces intensités de pluie. Les fonctions de répartition (non montrées ici) des cumuls de pluie observés et des cumuls prévus

par AROME-PI (événements, bassins et échéances confondus) sont très proches et montrent que les valeurs simulées sont statistiquement plus basses que les valeurs observées, à part pour des pluies relativement fortes. C'est le cas pour les cumuls horaires comme pour les cumuls 15 minutes. La fonction de répartition prévue passe en-dessous de celle observée pour des pluies horaires comprises entre 8 et 20 mm. Pour les pluies 15 minutes, la fonction de répartition prévue passe en-dessous de celle observée entre 2 et 7 mm.

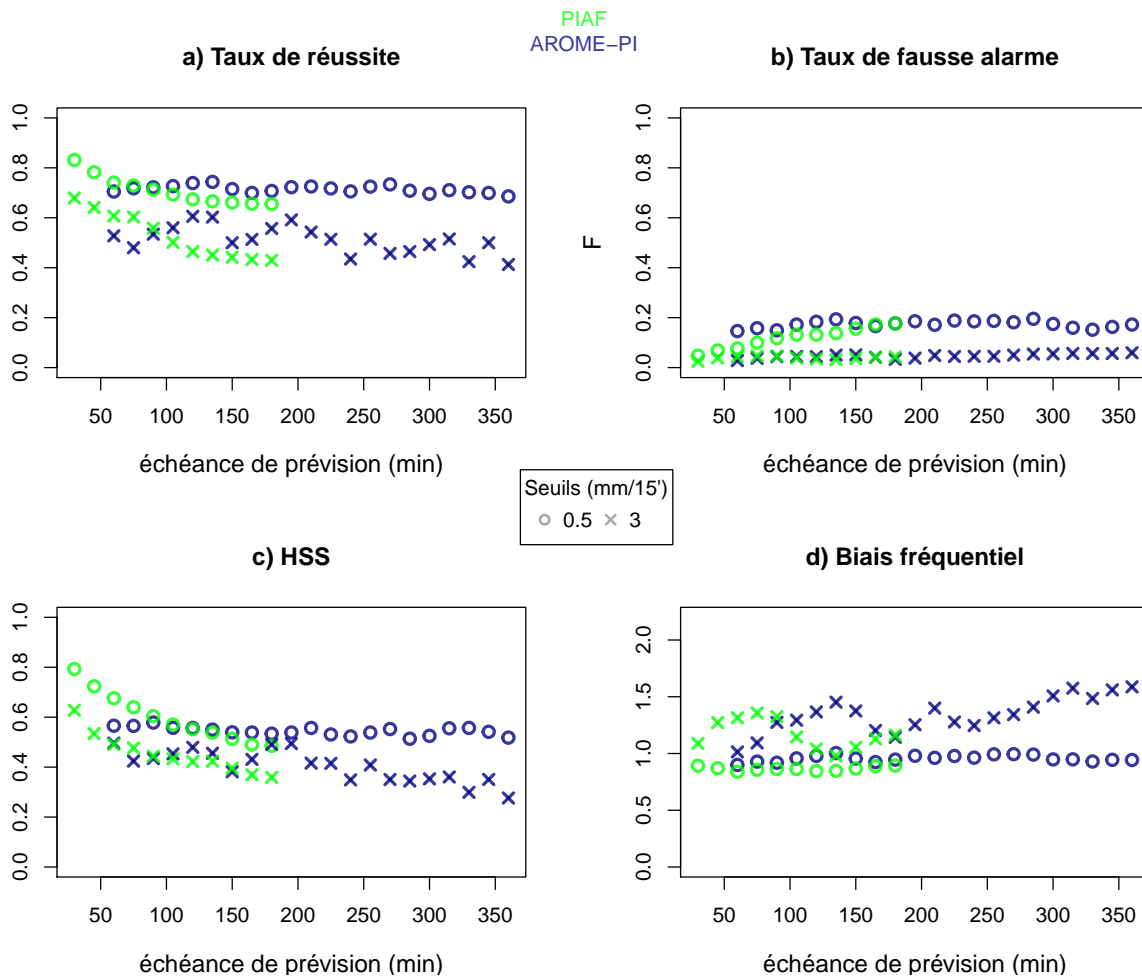


FIGURE 12.7 – Scores catégoriels par échéance calculés à partir des prévisions 15 minutes de pluie moyennée sur les bassins versants pour AROME-PI et PIAF.

**PIAF** Les erreurs de prévisions faites par PIAF sur les cumuls de pluie horaires ou 15 minutes augmentent avec les échéances (RMSE, figures 12.3b et 12.4b). Elles augmentent très rapidement sur les premiers quarts d'heure de prévision. Cela s'explique par la qualité de l'extrapolation de données radar qui se dégrade rapidement avec les échéances. En moyenne les cumuls prévus par PIAF sont plus faibles que ceux observés (ME, figures 12.3 et 12.4). Les erreurs de prévision les plus importantes sont dues à l'événement du 03 octobre 2015 (Figure 12.5b) et plus particulièrement sur le bassin de la Brague à Biot où les extrêmes d'erreurs de prévisions de pluie 15 minutes sont de plus de 20 mm de part et d'autre des observations.

Pour ce qui est des scores catégoriels (en vert pour PIAF sur les figures 12.6 et 12.7), on note une baisse visible du taux de réussite et du HSS en fonction des échéances de prévision pour les quatre seuils de pluie étudiés. Le biais fréquentiel est proche de 1 pour les seuils

de 2 mm/h et 0,5 mm/15' et supérieur à 1 pour les seuils plus élevés. Les fonctions de répartition (non montrées ici) des cumuls de pluie observés et des cumuls de pluie prévus par PIAF (événements, bassins et échéances confondus) sont aussi très proches, à la fois pour les cumuls sur 1 heure et ceux sur 15 minutes. Mais les valeurs prévues sont statistiquement plus élevées que les valeurs observées pour des pluies horaires comprises entre 8 et 20 mm et entre 2 et 5 mm pour les pluies 15 minutes.

**AROME-France** Les erreurs sur les cumuls horaires prévus par AROME-France s'amplifient avec les échéances (RMSE en orange, Figure 12.3). Entre 3 et 4 heures d'échéance, les prévisions sous-estiment en moyenne les observations et elles les sur-estiment au-delà (ME, Figure 12.3a). La distribution des erreurs de prévision par événement pour AROME-France pour les échéances 3h à 6h confondues, montre que la sur-estimation des cumuls est davantage due aux événements de 2016 (cf. les différences interquartiles les plus importantes de la Figure 12.5c).

Les scores catégoriels (en orange pour AROME-France sur la Figure 12.6) montrent que la performance de AROME-France pour des pluies faibles est globalement la même quelle que soit l'échéance, mais que la fréquence des prévisions des pluies relativement fortes est plus importante que celle des observations et cette surestimation augmente avec les échéances. Les taux de réussite et de fausses alarmes et HSS pour un seuil de 2 mm/h varient peu avec les échéances. Le biais fréquentiel associé, est proche de 1 et légèrement au-dessus entre 4 et 6 heures d'échéance. Pour un seuil plus élevé de 10 mm/h (seuil atteint au maximum dans 44 couples observations/prévisions par échéance sur les 448 couples possibles), le biais fréquentiel indique une tendance à prévoir en trop grand nombre ces intensités de pluie, tendance qui s'accroît au fur et à mesure des échéances de la prévision. L'écart relativement important entre les fonctions de répartition observée et prévue par AROME-France (Figure 12.8), pour des pluies horaires comprises entre 5 et 15 mm, indique également que les valeurs prévues par AROME-France sont statistiquement plus hautes que les valeurs observées sur ces intensités.

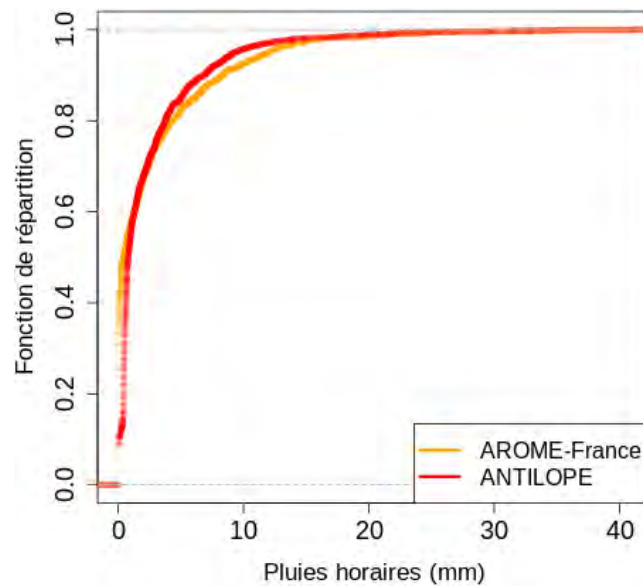


FIGURE 12.8 – Fonctions de répartition observée (en rouge) et prévue par AROME-France (en orange) pour les lames d'eau horaires sur les bassins pour les échéances 3h à 6h confondues.



CONCLUSION ET COMPARAISON ENTRE LES SYSTÈMES DE PRÉVISION :

En moyenne, les prévisions des trois systèmes sous-estiment les cumuls observés pour des échéances inférieures à 4 heures. Au-delà les prévisions de AROME-PI et de AROME-France les sur-estiment.

Les erreurs des trois systèmes de prévision s'amplifient avec les échéances. Les scores catégoriels montrent que les occurrences de pluie dépassant un seuil élevé sont prévues en trop grand nombre. De plus pour ces seuils, les scores se dégradent avec les échéances. Les scores obtenus pour les seuils les plus bas sont meilleurs que ceux obtenus pour les seuils les plus hauts, quelle que soit la durée du cumul et l'échéance.

Ce sont les épisodes les plus intenses qui génèrent les plus grosses erreurs pour AROME-PI et PIAF (cas du 03 octobre 2015 dans la région de Cannes et du 14-15 octobre 2018 dans l'Aude). Ce n'est pas forcément le cas pour AROME-France.

Pour des échéances allant de 3 à 6 heures, la RMSE d'AROME-France est plus faible que celle d'AROME-PI mais le biais fréquentiel d'AROME-France est plus fort que celui d'AROME-PI pour le seuil élevé (10 mm/h). Pour les autres scores examinés, AROME-France et AROME-PI sont proches. Pour l'échéance 2 à 3 heures, AROME-PI obtient en moyenne de meilleurs résultats que PIAF. Pour l'échéance 1 à 2 heures, PIAF obtient en général de meilleurs scores pour les cumuls horaires de pluie mais pas forcément pour les cumuls sur 15 minutes. En effet, sur cette heure d'échéance, les performances des deux systèmes de prévision sont souvent proches. Pour des échéances de prévisions inférieures à 1 heure et trente minutes, ou 1 heure et quinze minutes, selon l'intensité de pluie prévue, la performance de PIAF dépasse généralement celle de AROME-PI pour les cumuls 15 minutes.

PIAF est une combinaison linéaire de l'extrapolation radar et d'AROME-PI. Aux plus longues échéances, le coefficient de pondération pour l'extrapolation radar devient généralement nul, et PIAF correspond alors uniquement à la prévision AROME-PI. Cependant, il est possible que la qualité de PIAF dans ces cas là ne soit pas équivalente à celle de AROME-PI pour une même échéance de prévision. Cela s'explique notamment par le fait que les réseaux PIAF s'appuient systématiquement sur les derniers réseaux AROME-PI disponibles et donc que l'échéance de prévision du réseau AROME-PI dans PIAF peut être plus ancienne que celle indiquée dans l'évaluation de PIAF (cf. le chapitre 7.2.2.2). On remarque ainsi que la RMSE de PIAF pour les échéances entre 2h30 et 3h est proche de la RMSE de AROME-PI comprise entre 3h30 et 4h30 d'échéances (Figure 12.4b). Une autre explication des différences entre PIAF et AROME-PI aux échéances les plus lointaines est le fait que, dans certains cas, PIAF ne bascule pas complètement vers AROME-PI (cas par exemple où AROME-PI est trop éloigné des observations sur les six dernières heures).

### 12.2.2 Évaluation sur un grand domaine Sud-Est

Afin de vérifier les conclusions de l'évaluation des lames d'eau prévues par AROME-France, AROME-PI et PIAF sur des bassins versants à une échelle plus régionale, un grand domaine Sud-Est de 110 000  $km^2$  a été considéré (Figure 12.1). Les réseaux de prévision étudiés sont les mêmes, mais l'échelle spatiale considérée pour l'évaluation est différente. Cette fois-ci on ne considère plus des surfaces hydrologiques délimitées par un réseau de drainage naturel mais des surfaces géométriques carrées qui composent un quadrillage du domaine. L'évaluation est effectuée en comparant les observations et les prévisions maille à maille, à la résolution de 1  $km^2$ .

Les figures 12.9 et 12.10 présentent les ME et RMSE pour les cumuls sur chaque maille sur 1 heure et 15 minutes respectivement de pluie prévue par AROME-France, AROME-PI

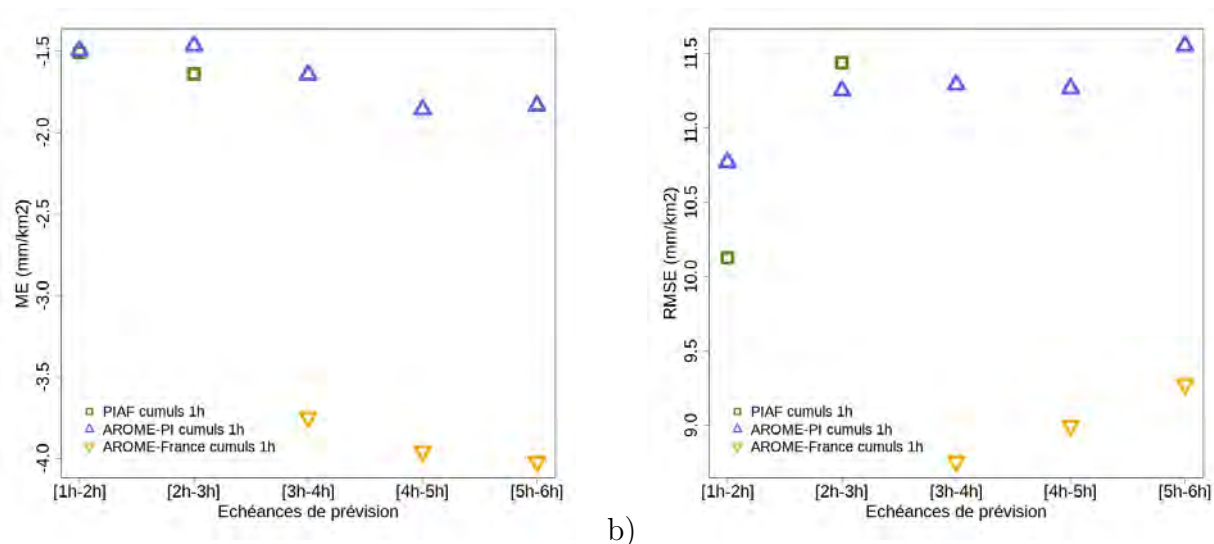


FIGURE 12.9 – a) Erreur moyenne et b) racine carrée de l’erreur quadratique moyenne des prévisions de cumuls horaires issues de PIAF (en vert), de AROME-PI (en bleu) et de AROME-France (en orange) sur toutes les mailles du grand domaine Sud-Est.

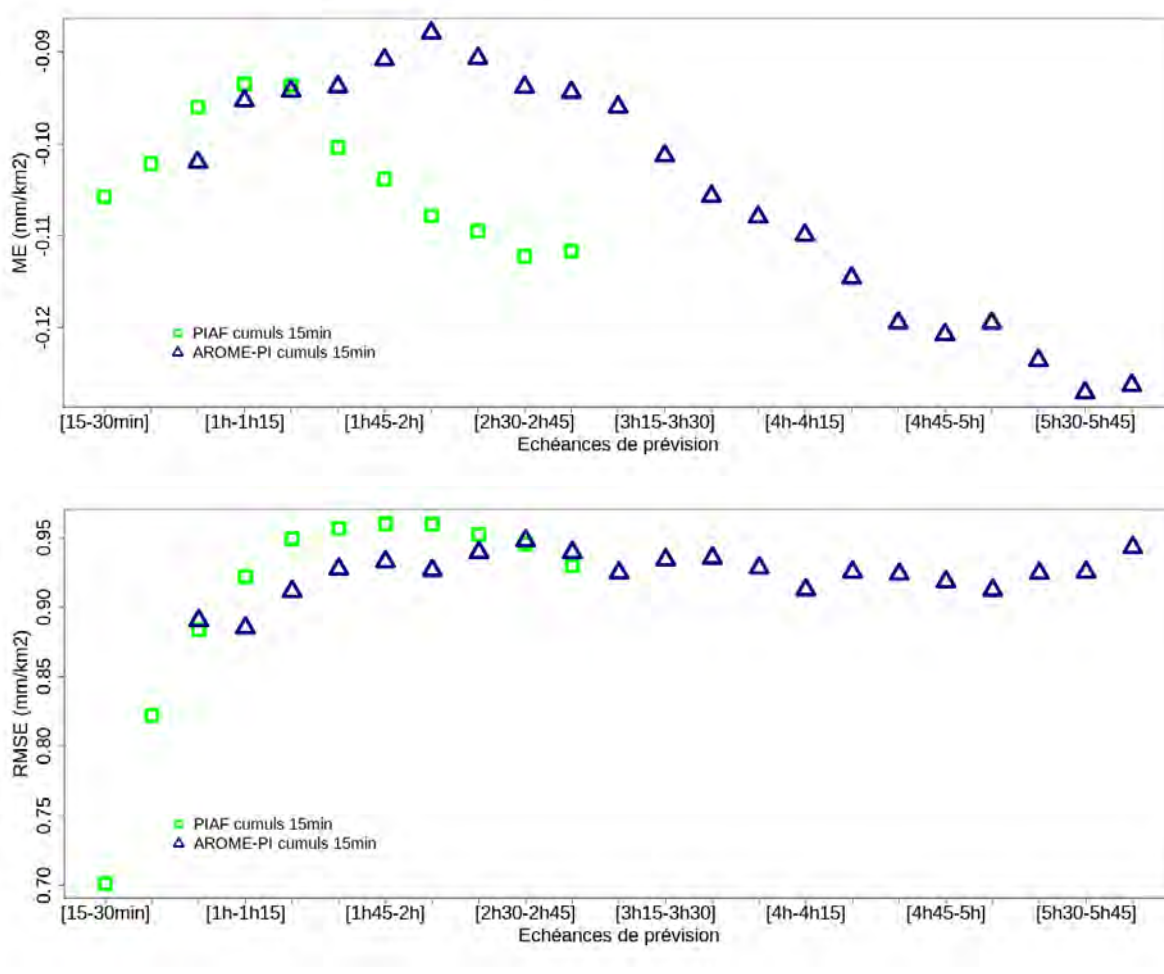


FIGURE 12.10 – a) Erreur moyenne et b) racine carrée de l’erreur quadratique moyenne des prévisions de cumuls sur 15 minutes issues de PIAF (en vert) et de AROME-PI (en bleu) sur toutes les mailles du grand domaine Sud-Est.

et PIAF, en fonction des échéances de prévision. Comme pour les pluies moyennées sur les bassins versants, les erreurs sur les cumuls prévus par AROME-France, AROME-PI et PIAF s'amplifient avec les échéances. Les scores de RMSE de PIAF sont meilleurs ou équivalents à ceux d'AROME-PI jusque 2h d'échéance pour les cumuls horaires et jusque 1h d'échéance pour les cumuls 15 minutes. Pour les dernières échéances de PIAF, les valeurs de RMSE convergent vers les valeurs de RMSE de AROME-PI (figures 12.9 et 12.10) pour les cumuls 15 minutes au-delà de 2h30. Les observations sont sous-estimées en moyenne par les trois systèmes de prévision (ME, figures 12.9 et 12.10).

Les taux de réussite et de fausses alarmes des systèmes de prévision numérique (AROME-France et AROME-PI) dépendent peu de l'échéance de prévision (Figure 12.11 et 12.12). On a une légère dégradation au fil des échéances du taux de réussite et du HSS. Pour PIAF, les taux de réussite et HSS pour les cumuls sur 15 minutes, se dégradent rapidement sur la première heure puis plus lentement jusque 1h40 de prévision quel que soit le seuil de pluie (Figure 12.12). A noter que les valeurs des scores en fonction des échéances pour les cumuls 15 minutes sont moins variables d'une échéance à l'autre par rapport à ceux de l'évaluation sur les bassins versants, compte tenu de la taille de l'échantillon d'évaluation.

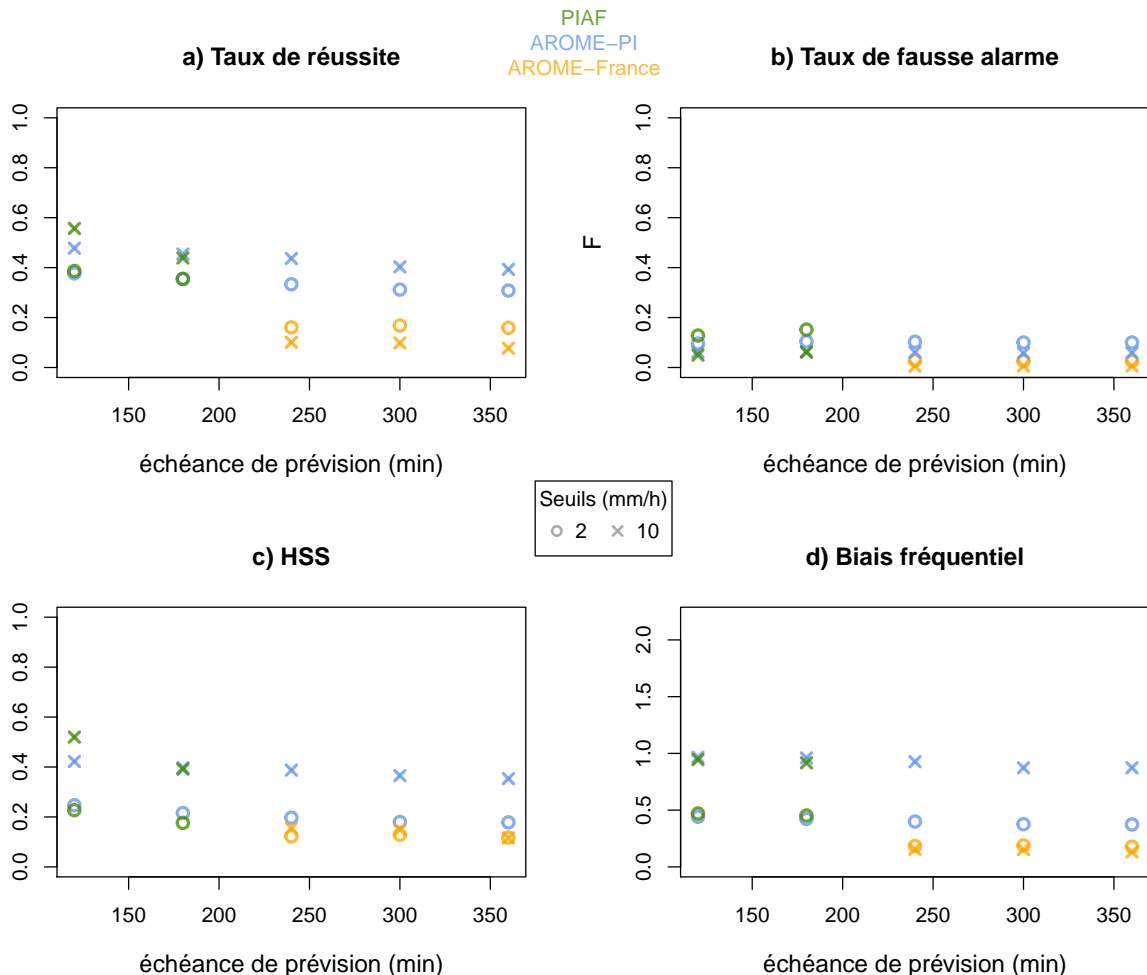


FIGURE 12.11 – Scores catégoriels par échéance calculés à partir des prévisions horaires de AROME-France, AROME-PI et PIAF sur toutes les mailles du grand domaine Sud-Est.

Les résultats pour le biais fréquentiel pour les cumuls horaires sont différents de ceux obtenus pour l'évaluation sur les bassins versants. Pour les seuils faibles, tous les systèmes

sous-estiment légèrement les valeurs observées. Pour le seuil élevé de 10 mm/h, le biais fréquentiel est proche de 1, sauf pour AROME-France. Pour les cumuls 15 minutes, les résultats sont comparables à ceux obtenus pour l'évaluation par bassin versant.

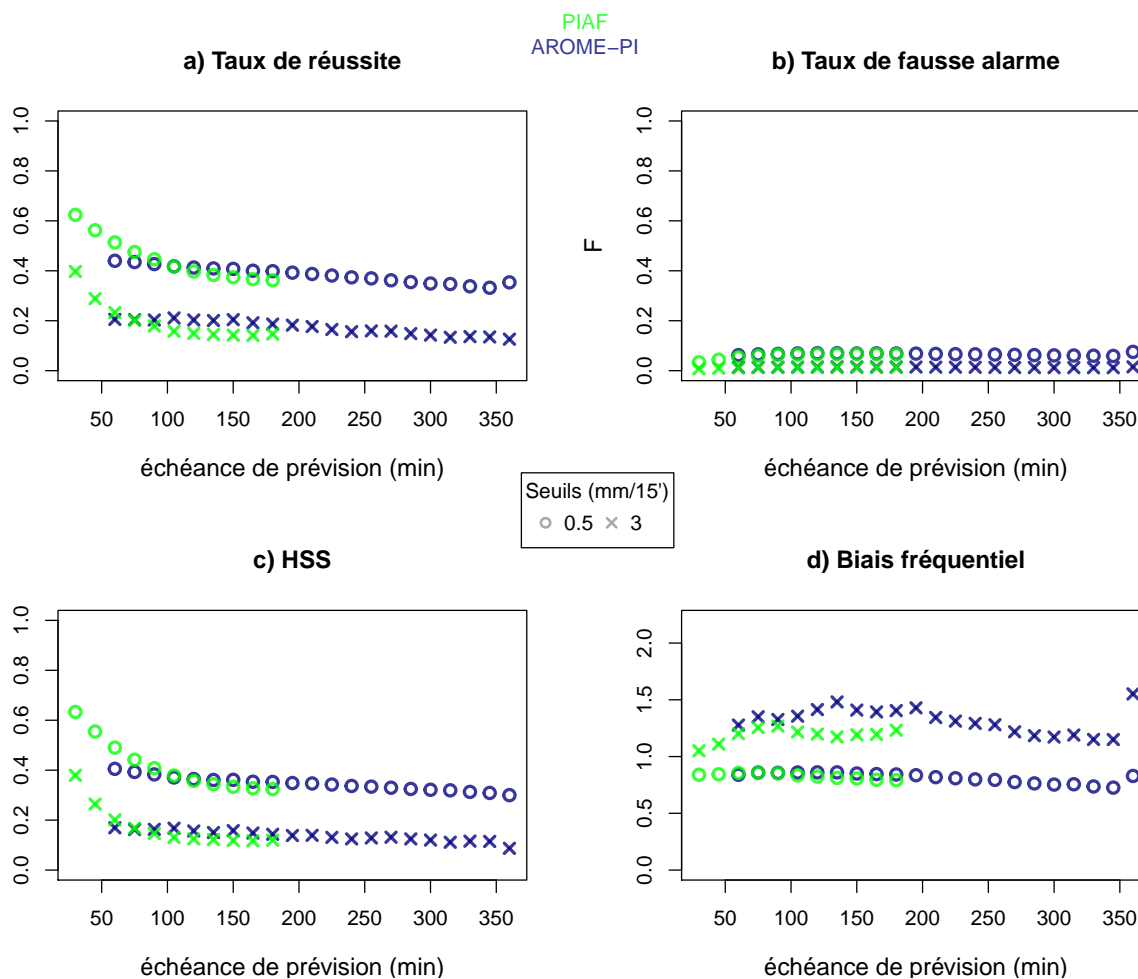


FIGURE 12.12 – Scores catégoriels par échéance calculés à partir des prévisions 15 minutes de AROME-PI et de PIAF sur toutes les mailles du grand domaine Sud-Est.

Les comparaisons maille à maille dans le cas de situations avec d'importants gradients spatiaux de précipitations, comme les situations convectives, donnent un poids important aux erreurs de localisation, même faibles (problème de la "double pénalité"). Des comparaisons avec une tolérance spatiale permettent d'évaluer les systèmes de façon plus équitable. L'idée est d'évaluer la performance des systèmes en tolérant des erreurs de localisation dans un certain voisinage. Le Fraction Skill Score (présenté dans l'annexe A et nommé FSS dans la suite) a été calculé ici pour chaque prévision de cumul 15 minutes AROME-PI et PIAF pour six seuils d'intensité (0.5, 1, 2, 3, 5 et 10 mm) et cinq tolérances spatiales (1, 5, 10, 20 et 40 km). Les FSS moyens par échéance de prévision de AROME-PI et de PIAF sont représentés sur les figures 12.13 et 12.14 respectivement. Comme on aurait pu s'y attendre, plus la tolérance spatiale augmente, plus la valeur du FSS se rapproche de 1, qui est la valeur obtenue dans le cas d'une bonne prévision. Aussi, plus le seuil d'intensité augmente, plus la valeur du FSS décroît. Pour AROME-PI, on note peu de différence entre les FSS correspondant à des échéances de prévision distinctes. La valeur des FSS diminue rapidement avec l'augmentation des seuils de pluie et la diminution des tailles de voisinage.



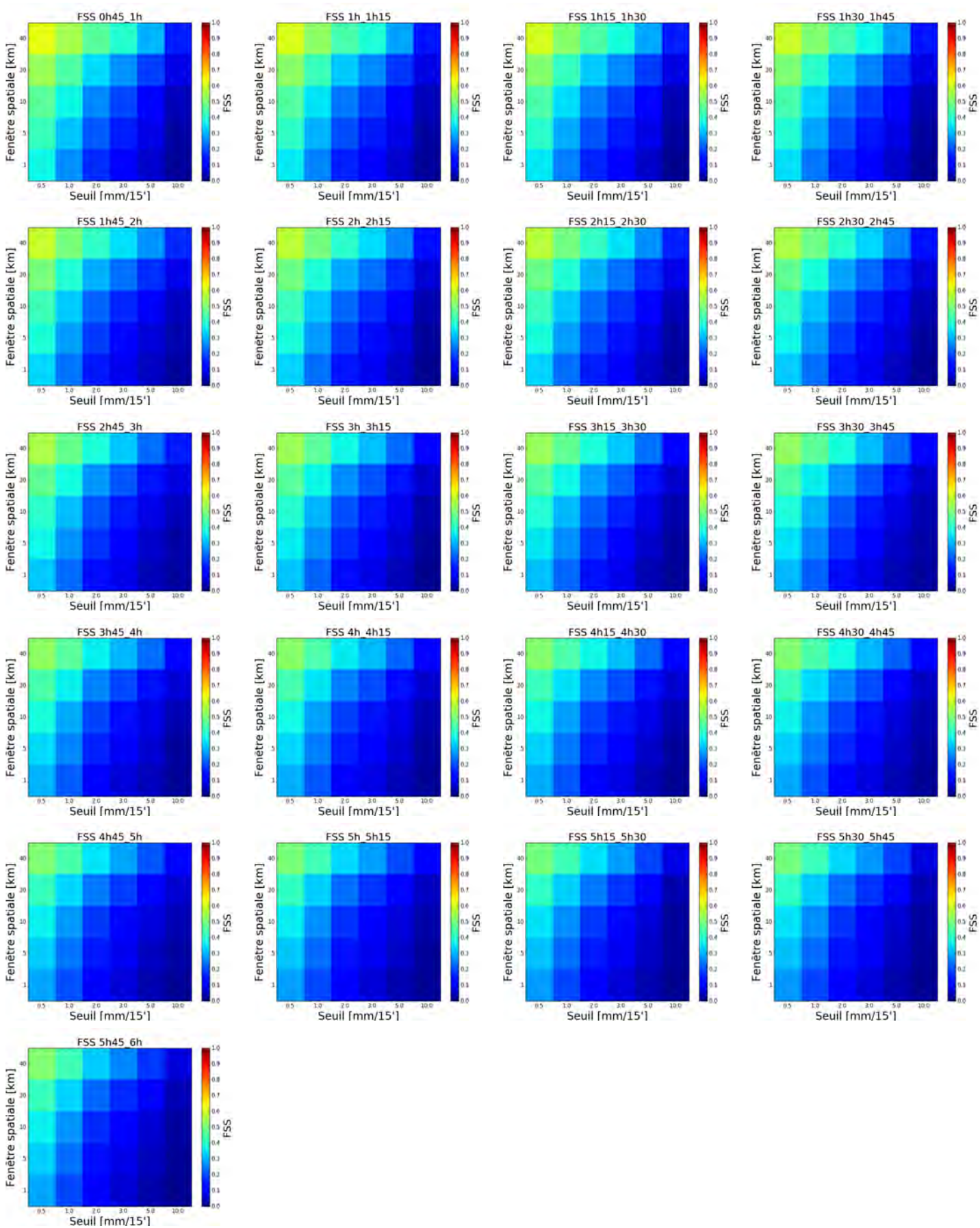


FIGURE 12.13 – FSS moyen par échéance de prévision croissante à la fréquence de 15', calculé pour les prévisions AROME-PI 15 minutes pour différents seuils d'intensité de pluie (en abscisse) et différentes tolérances spatiales (en ordonnées) sur le domaine Sud-Est.

Pour PIAF, sur les premières échéances les FSS sont élevés et leurs valeurs dépassent celles obtenues avec AROME-PI. Contrairement à AROME-PI, les valeurs des FSS évoluent avec les échéances, avec une dégradation du score rapide et significative jusque 1h45 d'échéance. C'est essentiellement attribuable à la qualité de l'extrapolation radar.

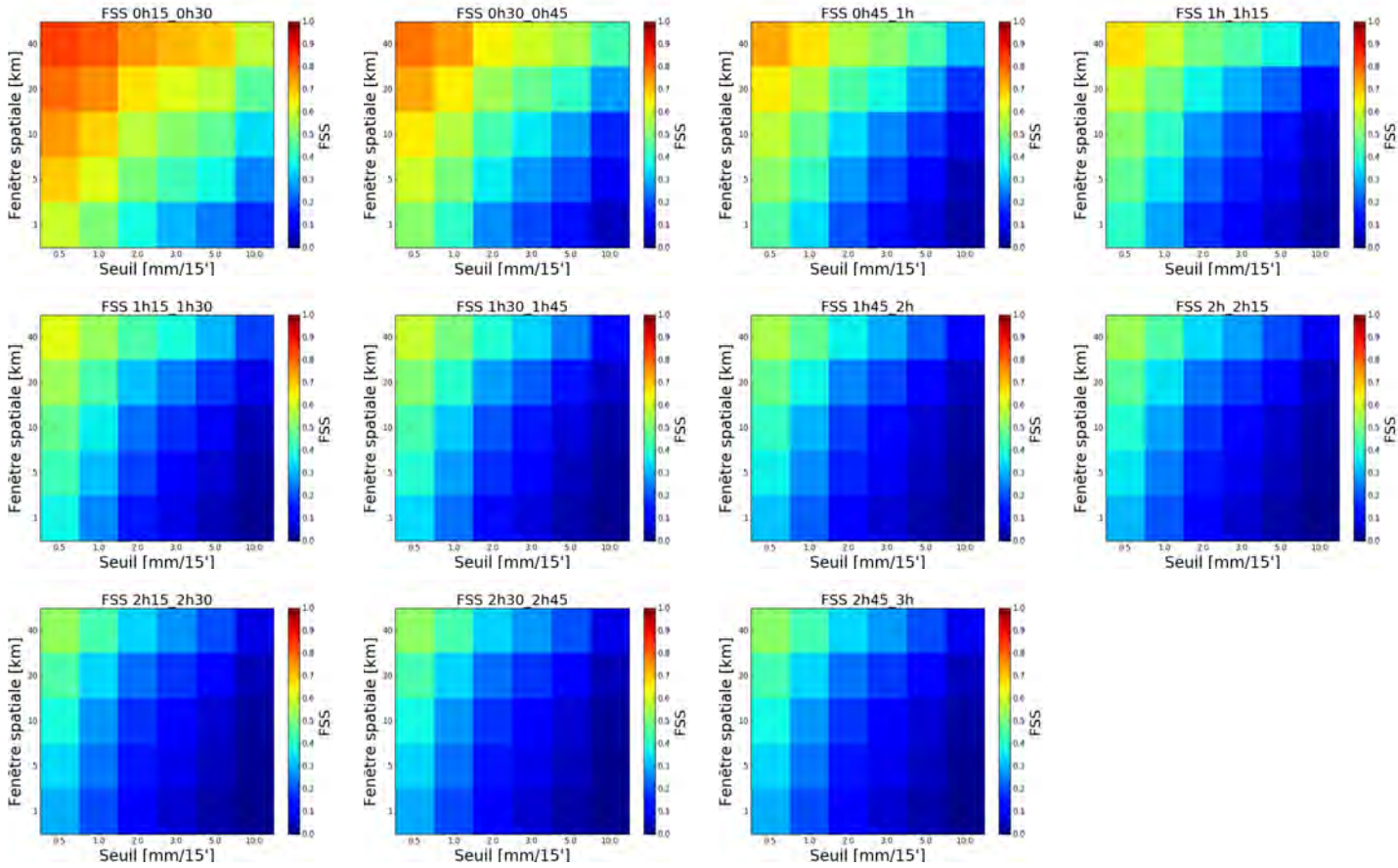


FIGURE 12.14 – FSS moyen par échéance de prévision croissante à la fréquence de 15', calculé pour les prévisions PIAF 15 minutes pour différents seuils d'intensité de pluie (en abscisse) et différentes tolérances spatiales (en ordonnées) sur le domaine Sud-Est.

### 12.2.3 Conclusion sur l'évaluation

Ces évaluations sur un grand domaine Sud-Est et pour les bassins versants affectés par les crues permettent de conclure que :

- PIAF est de très bonne qualité sur la première heure de prévision, grâce notamment à la qualité de l'extrapolation radar. AROME-PI est de bonne qualité tout au long de sa prévision, même si celle-ci tend à se dégrader légèrement avec les échéances.
- Les conclusions sur les performances de PIAF et de AROME-PI sont globalement les mêmes d'un type de cumul à l'autre (horaire et 15 minutes).
- Pour AROME-PI et PIAF, trop de fortes pluies sont prévues.
- PIAF est de qualité supérieure à AROME-PI sur les toutes premières échéances, et ce, quel que soit la durée du cumul ou le seuil de pluie considéré. Cette qualité se dégrade très rapidement, pour atteindre une qualité comparable (voire inférieure) à AROME-PI au-delà d'environ 1h15/1h30 de prévision pour les cumuls 15 minutes et 2h pour les cumuls horaires. Pour les échéances entre 2h et 3h, les performances d'AROME-PI sont supérieures ou équi-



valentes à celles de PIAF en général. Les conclusions de la comparaison entre AROME-PI et AROME-France divergent selon les scores et les méthodes d'évaluation (le RMSE est meilleur pour AROME-France mais pour d'autres scores, comme le biais fréquentiel, les résultats sont moins bons, surtout pour les plus fortes pluies).

- Les conclusions générales de l'évaluation sur le grand domaine Sud-Est ou sur les bassins versants affectés par les crues diffèrent peu. La plus grande taille de l'échantillon dans le cas de l'évaluation sur le grand domaine Sud-Est induit des scores en fonction des échéances moins "bruités".

## 12.3 Évaluation des ensembles de prévisions de pluie

AROME-PI, tout comme PIAF, fournit pour un instant donné plusieurs scénarii de précipitations. A partir de ces prévisions d'échéances variées, il est possible de construire des ensembles basés sur des prévisions successives de pluies décalées dans le temps. Pour ces "time-lagged ensembles" (TLE), les prévisions ne sont plus considérées de manière isolée mais en tant que membres d'un ensemble. L'apport de ce type de prévision d'ensemble météorologique basée sur des prévisions successives de pluies décalées dans le temps, issues de AROME-PI ou de PIAF, pour la prévision des crues rapides est examiné ici. Plusieurs ensembles, tous basés sur des prévisions successives issues d'un même système de prévision (soit exclusivement AROME-PI, soit exclusivement PIAF) sont constitués en considérant les membres comme équiprobables. L'évaluation des ensembles ainsi créés porte sur leur performance intrinsèque mais répond aussi aux questions de l'effet du nombre de prévisions successives pris en compte, et de la pertinence d'une tolérance temporelle appliquée sur les prévisions.

L'évaluation est ici réalisée pour les dix événements et porte sur les cumuls 15 minutes moyennés sur les bassins versants. Les lames d'eau moyennes sur les bassins versants prévues par les TLE, basés sur AROME-PI et PIAF, ont été évaluées à partir de plusieurs scores (détaillés dans l'annexe A) : des scores classiques de vérification de prévisions d'ensemble (CRPS, score de Brier, dispersion, erreurs sur la moyenne de l'ensemble, diagramme de rang) et des scores catégoriels (ROC, diagramme d'attributs, valeur économique potentielle) pour différents seuils de cumuls de précipitations : 0,5 et 3 mm.

### 12.3.1 Les ensembles de prévisions AROME-PI

#### 12.3.1.1 L'ensemble de taille maximale

Pour AROME-PI, prendre en compte le maximum de prévisions disponibles sur 15 minutes à un instant donné, revient à considérer les prévisions de cinq réseaux successifs.

L'ensemble appelé TLE\_aromepi5 est constitué de la prévision AROME-PI la plus récente et des prévisions des quatre réseaux qui la précèdent, sur leur période commune de validité, qui dure 1h15. Un nouvel ensemble est disponible toutes les heures. Par exemple, les cinq membres de la prévision d'ensemble TLE\_aromepi5 débutant à 16h45 (rectangle orangé en trait plein de la Figure 12.15) sont :

- les prévisions des échéances [45 minutes ; 2 heures[ du réseau AROME-PI de 16h
- les prévisions des échéances [1 heure 45 ; 3 heures[ du réseau AROME-PI de 15h
- les prévisions des échéances [2 heures 45 ; 4 heures[ du réseau AROME-PI de 14h
- les prévisions des échéances [3 heures 45 ; 5 heures[ du réseau AROME-PI de 13h

- les prévisions des échéances [4 heures 45 ; 6 heures[ du réseau AROME-PI de 12h

De même, les cinq membres de la prévision d'ensemble TLE\_aromepi5 débutant à 17h45 (rectangle orangé en tiretés le plus à gauche) sont :

- les prévisions des échéances [45 minutes ; 2 heures[ du réseau AROME-PI de 17h
  - les prévisions des échéances [1 heure 45 ; 3 heures[ du réseau AROME-PI de 16h
  - les prévisions des échéances [2 heures 45 ; 4 heures[ du réseau AROME-PI de 15h
  - les prévisions des échéances [3 heures 45 ; 5 heures[ du réseau AROME-PI de 14h
  - les prévisions des échéances [4 heures 45 ; 6 heures[ du réseau AROME-PI de 13h
- etc.

Les autres rectangles orangés de la Figure 12.15 (en tiretés) indiquent les "réseaux" suivants de cette prévision d'ensemble. La même nomenclature graphique est utilisée pour les figures des ensembles suivants.

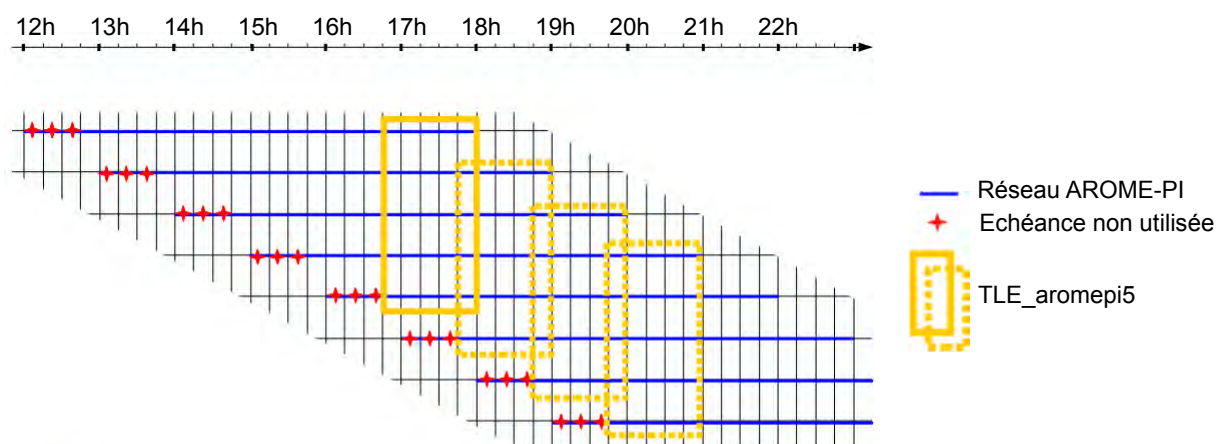


FIGURE 12.15 – Prévision d'ensemble construite à partir de cinq réseaux successifs d'AROME-PI avec 1h15 de prévision, disponible toutes les heures.

L'évaluation de l'ensemble TLE\_aromepi5 composé de cinq réseaux successifs AROME-PI s'appuie entre autres sur l'étude de sa dispersion et des erreurs de sa moyenne (Figure 12.16a), de sa fiabilité (Figure 12.16b-c) et de son utilité (Figure 12.16d-e). Les scores utilisés sont définis en annexe A.

Le système est sous-dispersif (le ratio dispersion/RMSE de la moyenne de l'ensemble est inférieur à un). Il sous-estime la valeur des observations, comme l'illustre la forme en "J" du diagramme de rang (Figure 12.16b). En effet, ce dernier indique la fréquence des positions prises par l'observation dans le classement des valeurs prévues par les membres sur tous les cumuls 15 minutes considérés. L'intervalle le plus à gauche représente les cas où la valeur observée est inférieure à la valeur la plus faible de tous les membres de l'ensemble et l'intervalle le plus à droite représente les cas où l'observation est supérieure à la valeur la plus élevée de l'ensemble. La ligne horizontale qui est tracée marque dans chaque catégorie la fréquence théorique pour une prévision d'ensemble parfaitement fiable.

La dispersion de l'ensemble et la performance de la moyenne de l'ensemble ne varient pas en fonction des échéances de prévision (Figure 12.16a). Pour le seuil de précipitation de 3 mm/15', il n'y a que très peu de probabilité d'occurrence prévue supérieure ou égale à 0,2 (comme en témoigne l'histogramme en médaillon de la Figure 12.16d, qui indique la répartition des probabilités d'occurrence prévue) mais dans ces rares cas, les valeurs fortes

de pluie sont davantage prévues qu'observées (courbe sous la bissectrice, dans le diagramme principal de la Figure 12.16d), comme c'était le cas avec AROME-PI déterministe. Pour un seuil de 0,5 mm/15' (non montré ici), la fréquence des occurrences pour des probabilités prévues inférieures à 0,6 est moins importante que celle des observations, c'est l'inverse pour des probabilités supérieures à 0,6.

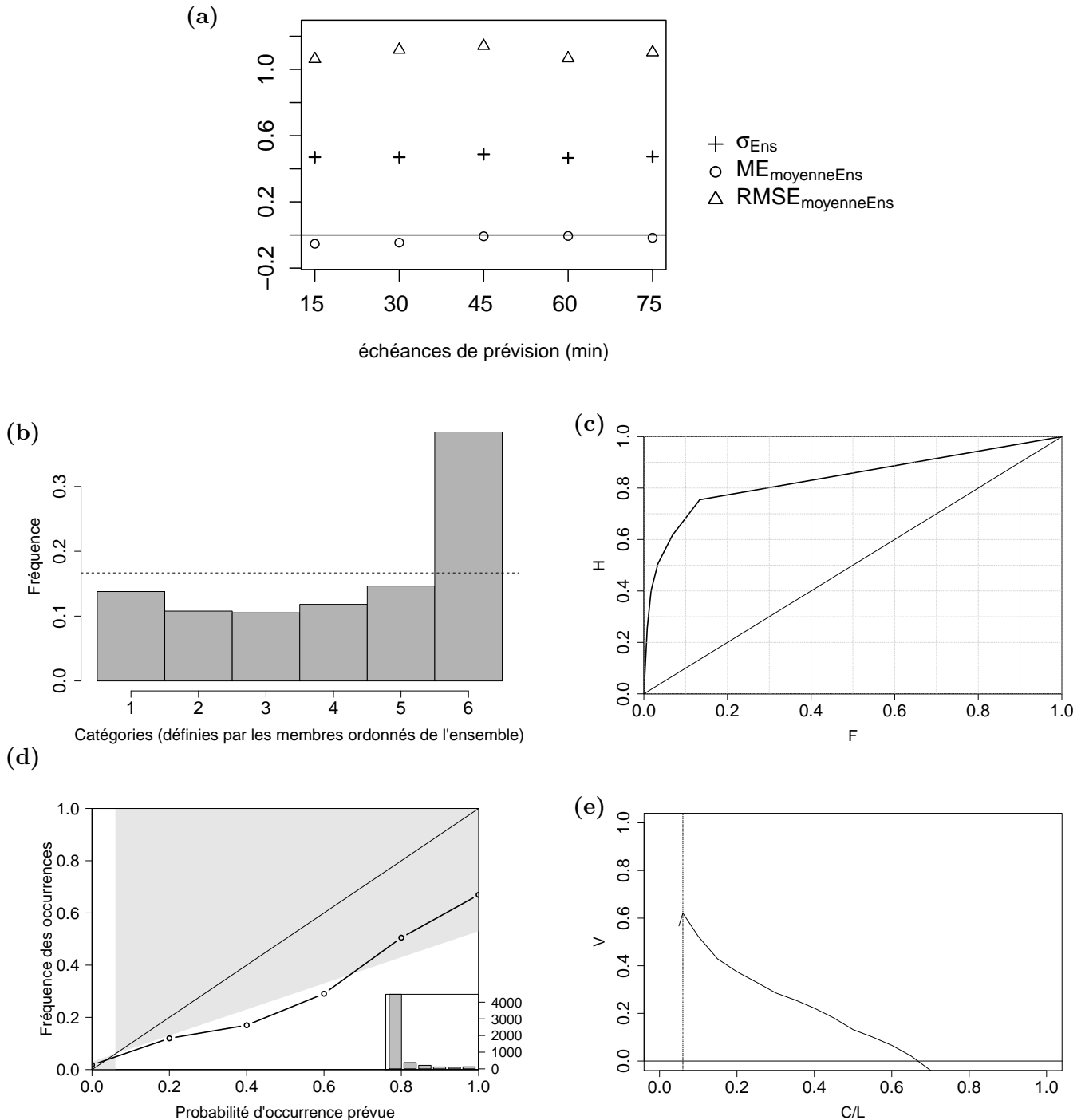


FIGURE 12.16 – (a) Dispersion et erreurs de la moyenne de l'ensemble en fonction des échéances de prévision, (b) diagramme de Talagrand, (c) courbe ROC, (d) diagramme de fiabilité et (e) valeur économique potentielle pour l'ensemble TLE\_aromepi5 pour des prévisions de cumuls de pluie de 15 minutes sur les 10 événements; le seuil pour la courbe ROC, le diagramme de fiabilité et la valeur économique est de 3 mm/15'.

La courbe ROC qui représente le tracé des couples taux de fausses alarmes (F en abscisse) et taux de réussite (H en ordonnée) obtenus pour différentes probabilités de dépassement du seuil 3 mm/15' (Figure 12.16c) indique qu'un taux de réussite assez élevé est possible sans avoir un très fort taux de fausses alarmes. Par exemple :  $H=0,8$  pour  $F=0,3$ .

La Figure 12.16e présente la valeur économique potentielle en fonction du ratio coût/-perte pour un seuil de précipitations de 3 mm/15'. C'est une mesure du bénéfice d'une décision prise à partir du système de prévision plutôt qu'à partir de la climatologie, elle vaut 1 si le système de prévision est parfait. Elle montre ici qu'on obtient pour ce seuil de pluies de meilleures valeurs lorsque le ratio coût/perte est faible (optimum de 0,62 pour un ratio de 0,06 comme l'indique le trait vertical pointillé de la figure), c'est-à-dire lorsque les dégâts sont bien plus coûteux que les moyens de s'en prémunir, ce qui est souvent le cas pour les événements à fort impact. Pour un seuil de pluie de 0,5 mm/15', la courbe de la valeur économique (non montrée ici) présente plutôt une forme de demi-cercle entre des valeurs de ratio coût/perte comprises entre 0,1 et 0,9, avec un point de rebroussement vers 0,45 pour une valeur économique maximale de 0,7. Cet aspect bien plus étalé, indique que le système peut être utile pour un grand nombre d'utilisateurs intéressés par des pluies correspondant à ce seuil.

### 12.3.1.2 Sensibilité à la taille de l'ensemble

Plus le nombre de réseaux successifs utilisés est important, plus l'horizon de prévision de l'ensemble est court. Quelle est la performance d'un ensemble qui prendrait en compte moins de prévisions (seulement les plus récentes) mais qui aurait alors un horizon de prévision plus lointain? Afin de répondre à cette question, nous considérons ici des ensembles basés sur moins de cinq réseaux successifs AROME-PI. Leurs principales caractéristiques sont résumées dans le Tableau 12.3. Trois de ces ensembles sont basés respectivement sur quatre, trois et deux réseaux AROME-PI.

Nom de l'ensemble	Base de la prévision	Nombre de membres de l'ensemble	Échéance maximale
TLE_aromepi5	5 réseaux successifs de AROME-PI	5	1h15
TLE_aromepi4	4 réseaux successifs de AROME-PI	4	2h15
TLE_aromepi3	3 réseaux successifs de AROME-PI	3	3h15
TLE_aromepi2	2 réseaux successifs de AROME-PI	2	4h15
TLE_aromepi3 _tol15min	3 réseaux successifs de AROME-PI	7	3h15
TLE_aromepi3 _tol30min	3 réseaux successifs de AROME-PI	11	3h15

TABLE 12.3 – Principales caractéristiques des TLE AROME-PI étudiés.

L'ensemble appelé TLE\_aromepi4 est constitué de la prévision AROME-PI la plus récente et des prévisions des trois réseaux AROME-PI qui la précèdent, sur leur période commune de validité, qui dure 2h15 (Figure 12.17a). Un nouvel ensemble est disponible toutes les heures, 45 minutes après toutes les heures rondes. De même, l'ensemble appelé TLE\_aromepi3 est constitué des trois prévisions AROME-PI les plus récentes, sur leur période commune de validité, qui dure 3h15 (Figure 12.17b) et l'ensemble appelé

TLE\_aromepi2 est constitué des deux prévisions AROME-PI les plus récentes, sur leur période commune de validité, qui dure 4h15 (Figure 12.17c).

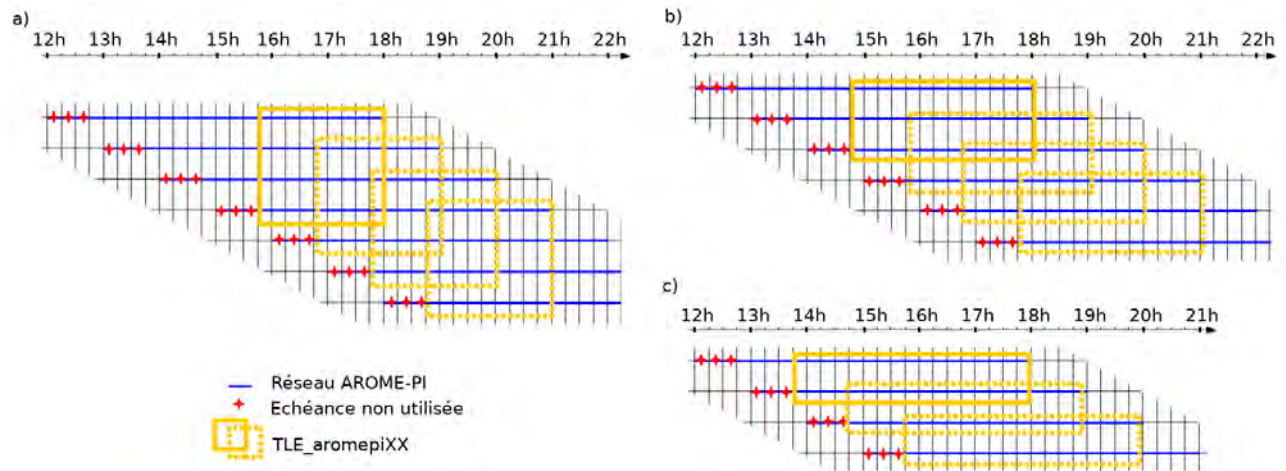


FIGURE 12.17 – Prédiction d’ensemble construite à partir de a) quatre (TLE\_aromepi4), b) trois (TLE\_aromepi3) ou c) (TLE\_aromepi2) deux réseaux successifs d’AROME-PI.

Diminuer le nombre de membres de l’ensemble augmente ici la taille de l’échantillon de vérification de l’ensemble, puisque l’échéance de prévision est augmentée. Chaque ensemble a d’abord été évalué sur son échantillon de vérification propre maximal, comme cela a été fait pour TLE\_aromepi5.

Le Tableau 12.4 présente les scores obtenus par les TLE sur leur échantillon maximal, toutes échéances de prévision confondues. L’évaluation de ces trois ensembles de prévision conduit à des conclusions similaires à celles obtenues avec TLE\_aromepi5 : ils sont sous-dispersifs et sous-estiment la valeur des observations.

	Effectif dans l’échantillon	Moyenne de l’ensemble		Dispersion moyenne ( $mm/km^2$ )	CRPS moyen ( $mm/km^2$ )	Score de Brier (-)	
		Erreur moyenne ( $mm/km^2$ )	RMSE ( $mm/km^2$ )			0,5 mm/15’	3 mm/15’
TLE_aromepi5	5400	<b>-0.026</b>	<b>1.099</b>	<b>0.473</b>	<b>0.422</b>	<b>0.145</b>	0.043
TLE_aromepi4	10170	-0.028	1.113	0.441	0.425	0.148	<b>0.042</b>
TLE_aromepi3	15340	-0.028	1.135	0.396	0.428	0.149	<b>0.042</b>
TLE_aromepi2	20910	-0.027	1.175	0.333	0.432	0.150	0.043

TABLE 12.4 – Scores des ensembles calculés sur tous les événements et bassins pour les lames d’eau 15 minutes, toutes échéances confondues. L’effectif de l’échantillon indique le nombre de couples ”prévision de l’ensemble/observation” sur lesquels sont calculés les scores. Les CRPS et scores de Brier sont ajustés selon Ferro et al. (2008) pour supprimer la dépendance à la taille de l’ensemble. Les valeurs de scores les meilleures sont en gras.

Le CRPS mesure la différence quadratique intégrée entre les fonctions de répartition prévue et observée, et vaut zéro pour une prévision parfaite. La valeur du CRPS moyenné sur toutes les échéances de chacun des ensembles diminue avec un nombre de membres croissant (Tableau 12.4). En examinant ce score en fonction des échéances de prévision (Figure 12.18),

un accroissement marqué est visible pour TLE\_aromepi3 et TLE\_aromepi2, mais pas pour les autres TLE qui ont des horizons de prévision inférieurs à 2h15. Le CRPS présenté ici a été débiaisé selon Ferro et al. (2008) afin de supprimer la dépendance à la taille de l'ensemble.

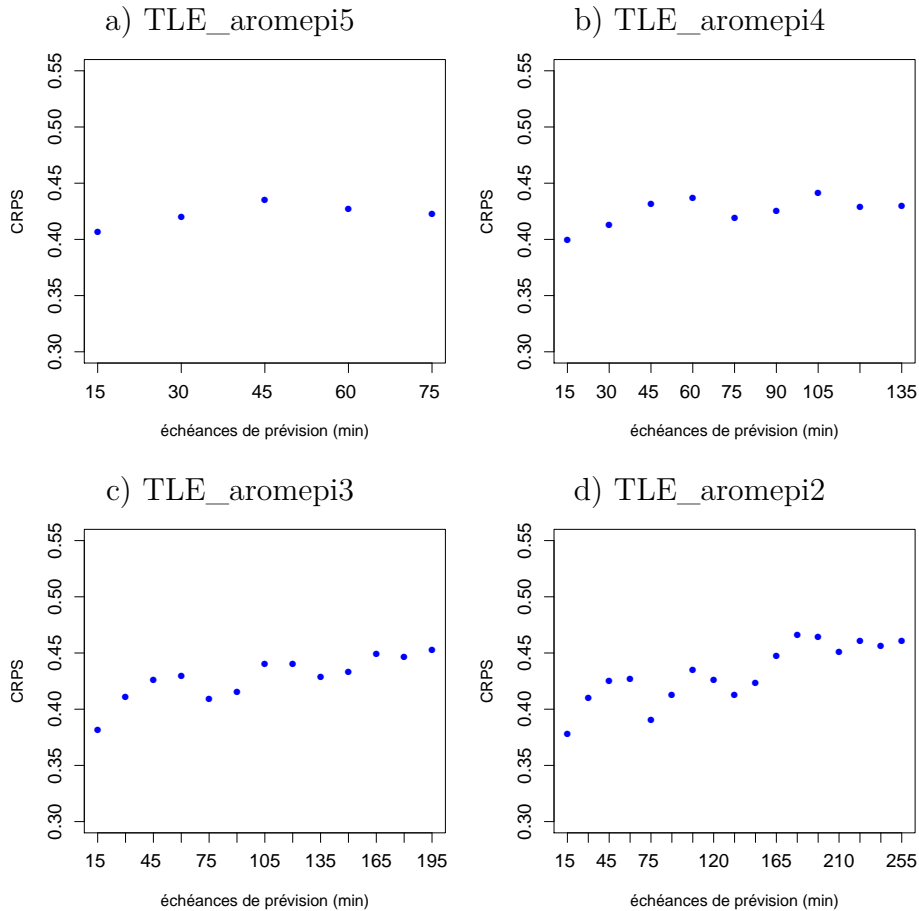


FIGURE 12.18 – CRPS débiaisé en fonction des échéances pour les prévisions de cumuls sur 15 minutes de pluie des a) TLE\_aromepi5 b) TLE\_aromepi4 c) TLE\_aromepi3 et d) TLE\_aromepi2.

Afin de comparer les TLE issus d'AROME-PI entre eux, ils ont été évalués sur une période commune d'observations et d'échéances de prévision : celle sur laquelle a été évaluée TLE\_aromepi5. L'horizon de prévision regardé est donc de 1h15. Cela permet notamment de répondre aux deux questions suivantes : Vaut-il mieux toujours utiliser toutes les prévisions disponibles, ou seulement les plus récentes ? Autrement dit, pour un horizon de prévision fixé, faut-il diminuer ou augmenter la taille de l'ensemble pour améliorer sa performance ? Quelques-uns des scores calculés sont présentés Figure 12.19.

Comme on aurait pu s'y attendre, moins il y a de membres dans l'ensemble plus ce dernier est sous-dispersif (Figure 12.19a). L'erreur moyenne et le RMSE de la moyenne de l'ensemble varient peu entre les ensembles de plus de trois membres (Figure 12.19b). Le CRPS prend les valeurs les plus extrêmes avec TLE\_aromepi2 (en vert sur la Figure 12.19c).

Les différences en matière de fiabilité entre les ensembles sont plutôt faibles pour les seuils étudiés de 0,5 et 3 mm de pluie par 15 minutes (Figure 12.19e), seul TLE\_aromepi2 est un peu moins bon. Les courbes ROC correspondant au seuil de 3 mm/15' (Figure 12.19d) indiquent que de meilleurs taux de réussite sont obtenus en considérant davantage de membres



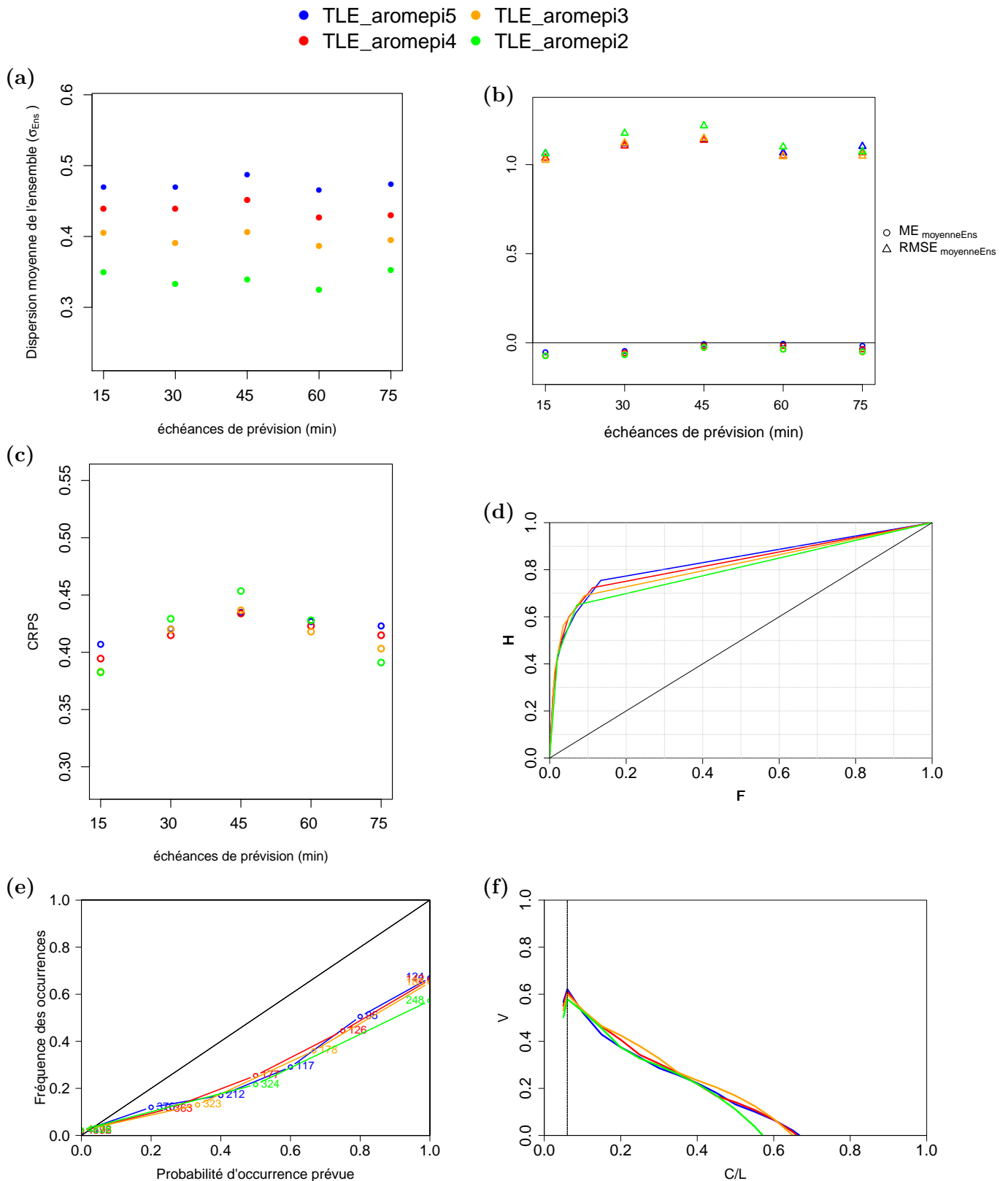


FIGURE 12.19 – (a) Dispersion et (b) erreurs de la moyenne de l'ensemble en fonction des échéances de prévision, (c) CRPS, (d) courbe ROC, (e) diagramme de fiabilité et (f) valeur économique potentielle pour les ensembles TLE\_aromepi5 (en bleu), TLE\_aromepi4 (en rouge), TLE\_aromepi3 (en orange) et TLE\_aromepi2 (en vert), pour des prévisions de cumuls de pluie 15 minutes sur un échantillon de 5400 dates de validité communes ; le seuil pour la courbe ROC, le diagramme de fiabilité et la valeur économique est de 3 mm/15'.

pour des taux de fausses alarmes supérieurs à 0,1. Pour ce même seuil de précipitation, les courbes des valeurs économiques potentielles ont tendance à se chevaucher, avec les valeurs les plus hautes obtenues avec TLE\_aromepi3 pour des ratios coût/perte compris entre 0,15 et 0,6 (courbe orange de la Figure 12.19f). Cette information est intéressante dans la mesure où les rapports coûts/pertes typiques utilisés pour les avertissements météorologiques à fort impact se situent généralement entre 0,1 et 0,3 d'après [Osinski and Bouttier \(2018\)](#).

#### CONCLUSION SUR LA SENSIBILITÉ À LA TAILLE DES ENSEMBLES AROME-PI :

D'une manière générale, augmenter le nombre de membres améliore les scores (baisse de l'erreur de la moyenne de l'ensemble, augmentation de la dispersion de l'ensemble, baisse du CRPS moyen et du score de Brier pour les pluies faibles, valeur économique maximale plus élevée).

Prendre en compte toutes les prévisions disponibles présente un intérêt. Seulement, un compromis est à trouver entre une amélioration de la performance de la prévision et un horizon de prévision pertinent pour l'utilisateur. C'est pourquoi, notre choix s'est porté plus particulièrement sur TLE\_aromepi3, qui a un horizon de prévision de 3h15, afin d'étudier des ensembles avec tolérance temporelle.

#### **12.3.1.3 Sensibilité à une tolérance temporelle**

Deux tolérances temporelles sont appliquées sur les prévisions de l'ensemble TLE\_aromepi3 afin d'élargir la taille de cet ensemble et de tenir compte des incertitudes temporelles des prévisions. Le recours à une tolérance temporelle a été motivé par les travaux de [Theis et al. \(2005\)](#) et de [Osinski and Bouttier \(2018\)](#), qui montrent l'apport de l'utilisation d'une telle tolérance pour la prévision des précipitations et la prévision immédiate des réflectivités radar respectivement.

Les deux pas de tolérance temporelle choisis sont : 15 minutes et 30 minutes. Ces courts décalages horaires sont adaptés aux produits de prévision immédiate disponibles et à la forte variabilité des pluies intenses et de leur propagation sur les bassins versants méditerranéens.

L'ensemble avec une tolérance temporelle de 15 minutes (respectivement 30 minutes) est construit de manière à ce que les champs de pluie prévus 15 minutes (respectivement 15 et 30 minutes) avant et après une échéance donnée soient utilisés comme des membres additionnels de l'ensemble, comme s'ils étaient valides pour l'échéance considérée. Les membres additionnels qui ne sont pas disponibles pour certaines échéances de réseaux ne sont jamais considérés pour ces réseaux (cas de la (des) dernière(s) échéance(s) des réseaux les plus anciens des TLE et de la (des) première(s) échéance(s) des réseaux les plus récents des TLE).

L'ensemble TLE\_aromepi3\_tol15min est basé sur TLE\_aromepi3, avec une tolérance temporelle de 15 minutes appliquée sur les prévisions de ce dernier (Figure 12.20). Le réseau AROME-PI le plus ancien du TLE ne prend jamais comme membre additionnel les champs de pluie prévus 15 minutes après (car ce champ n'existe pas à l'échéance maximale du TLE) et le réseau AROME-PI le plus récent ne prend jamais comme membre additionnel les champs de pluie prévus 15 minutes avant (car ce champ n'existe pas à la première échéance du TLE) (Figure 12.20). L'échéance maximale du réseau est 3h15, avec un réseau TLE\_aromepi3\_tol15min disponible toutes les heures.

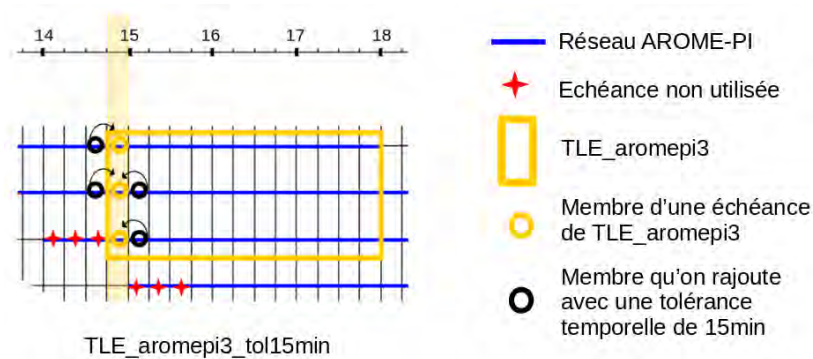


FIGURE 12.20 – Illustration des prévisions utilisées pour une prévision d'ensemble construite à partir de 3 réseaux successifs d'AROME-PI et 15 minutes de tolérance temporelle.

L'ensemble TLE\_aromepi3\_tol30min est constitué de TLE\_aromepi3\_tol15min, auquel on ajoute les prévisions valables à plus ou moins 30 minutes, sauf pour le réseau AROME-PI le plus ancien du TLE et le plus récent (Figure 12.21).

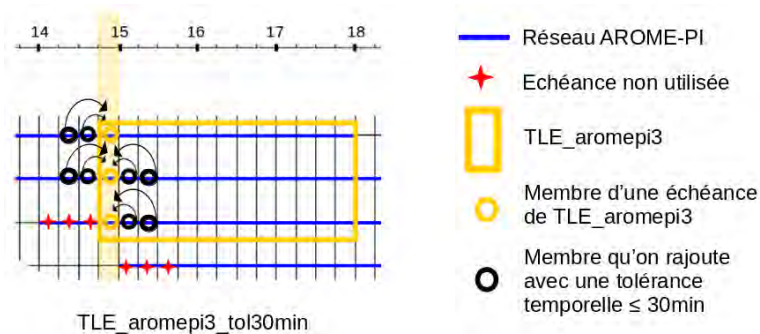


FIGURE 12.21 – Illustration des prévisions utilisées pour une prévision d'ensemble construite à partir de 3 réseaux successifs d'AROME-PI et une tolérance temporelle inférieure à 30 minutes.

Les trois ensembles, qui sont basés sur trois réseaux successifs de AROME-PI et qui ont un même horizon de prévision, sont évalués à partir du même échantillon de vérification. La Figure 12.22 présente quelques uns des scores calculés.

L'ajout d'une tolérance temporelle (de 15 et/ou de 30 minutes) améliore ici la performance de la moyenne de l'ensemble et donne à la courbe de la valeur économique un aspect plus étalé pour le seuil de 3 mm/15' et des valeurs plus élevées, ce qui montre un apport de la tolérance temporelle quel que soit le ratio coût/perte de l'utilisateur.

La dispersion de l'ensemble est plus importante pour une tolérance de 30 minutes que pour une tolérance de seulement 15 minutes, qui est très proche de l'ensemble sans tolérance temporelle (Figure 12.22a).

Les courbes ROC sont très proches les unes des autres pour des taux de réussite inférieurs à 0,7. Le CRPS est légèrement dégradé avec l'ajout d'une tolérance temporelle de 30 minutes par rapport à TLE\_aromepi3 seul. Cette dégradation est plus forte avec une tolérance de 15 minutes.

En conclusion, la performance obtenue par l'ensemble avec une tolérance temporelle de 30 minutes est généralement meilleure que celle obtenue avec une tolérance de 15 minutes ou sans tolérance du tout.

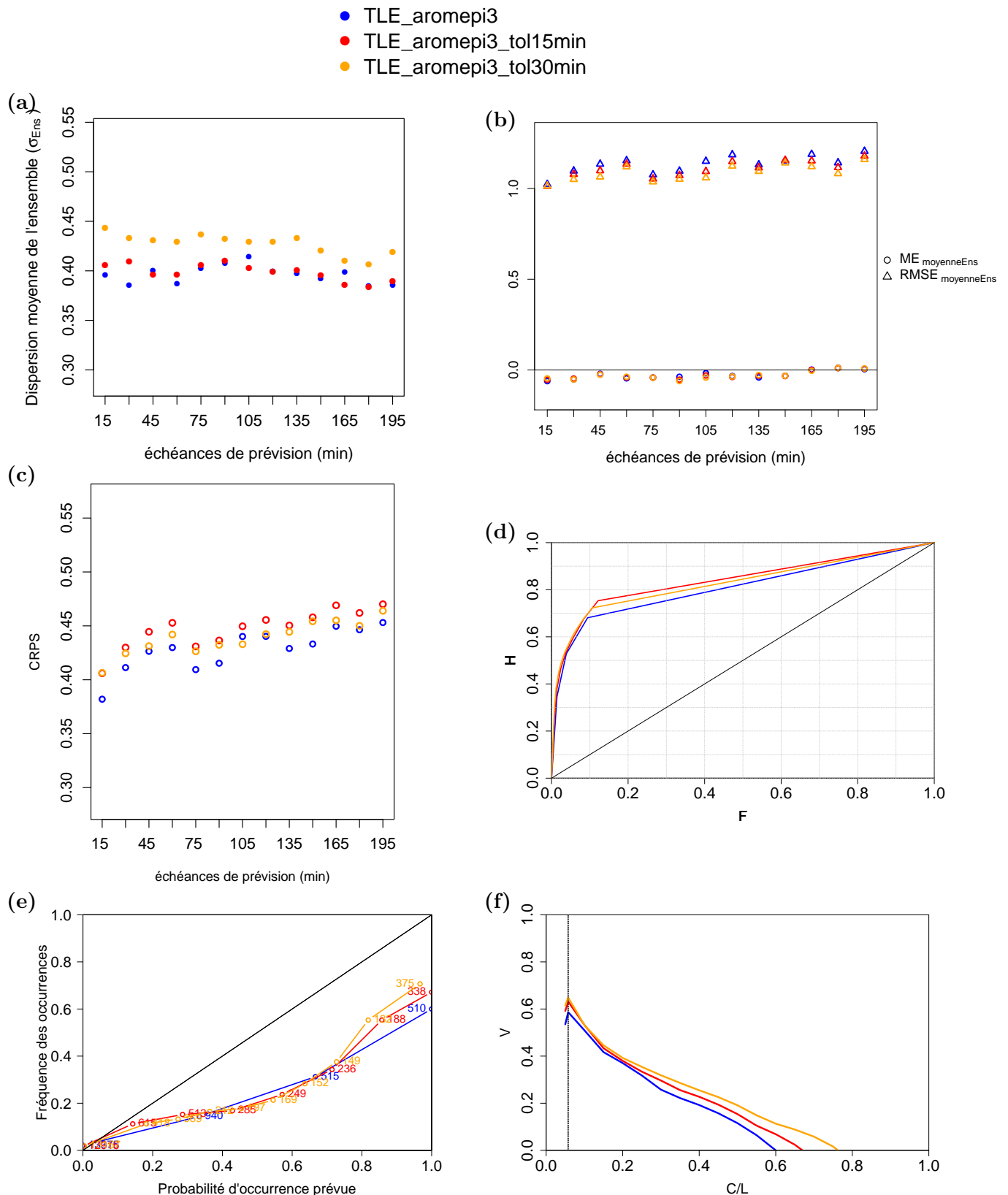


FIGURE 12.22 – (a) Dispersion et (b) erreurs de la moyenne de l'ensemble en fonction des échéances de prévision, (c) CRPS, (d) courbe ROC, (e) diagramme de fiabilité et (f) valeur économique potentielle pour les ensembles TLE\_aromepi3 (en bleu), TLE\_aromepi3\_tol15min (en rouge), TLE\_aromepi3\_tol30min (en orange), pour des prévisions de cumuls de pluie de 15 minutes sur un échantillon de 15340 dates de validité communes; le seuil pour la courbe ROC, le diagramme de fiabilité et la valeur économique est de 3 mm/15'.

## 12.3.2 Les ensembles de prévisions PIAF

### 12.3.2.1 L'ensemble de taille maximale

Pour PIAF, on peut considérer au maximum trente-trois prévisions sur quinze minutes, issues de réseaux successifs. L'ensemble appelé TLE\_piaf33 est ainsi constitué des 33 prévisions PIAF les plus récentes, sur leur période commune de validité, qui dure seulement 15 minutes (Figure 12.23). Un nouvel ensemble est disponible toutes les 15 minutes.

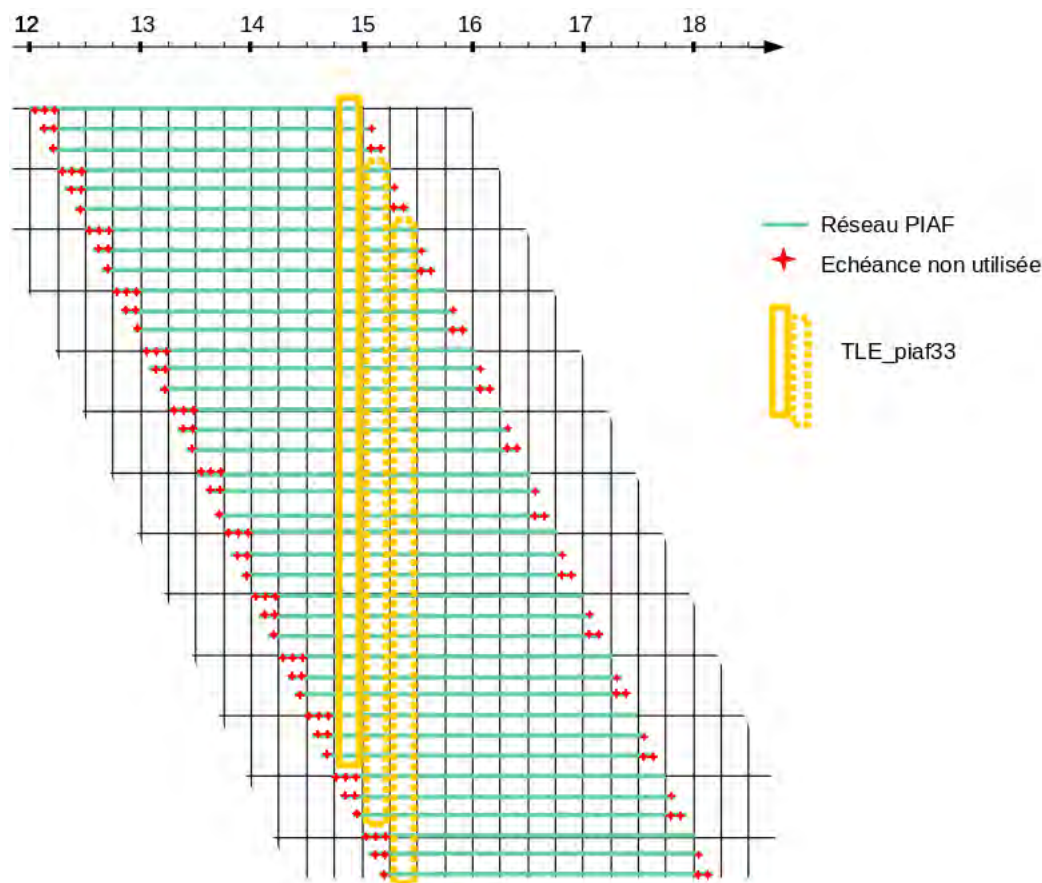


FIGURE 12.23 – Prévision d'ensemble construite à partir de 33 réseaux successifs de PIAF avec 15 minutes de prévision, disponible toutes les 15 minutes.

La Figure 12.24 présente des scores obtenus à partir de l'ensemble composé de trente-trois réseaux successifs PIAF. Le système est sous-dispersif (le ratio dispersion/RMSE de la moyenne de l'ensemble est inférieur à un, Figure 12.24a), mais assez fiable (courbe proche de la bissectrice dans le diagramme de fiabilité pour 0,5 mm/15' et 3 mm/15', Figure 12.24d). La valeur des observations est plutôt sous-estimée (Figure 12.24b). La courbe ROC pour un seuil 3 mm/15' (Figure 12.24c) indique qu'il est possible d'avoir un taux de réussite élevé en faisant peu de fausses alarmes (ex :  $H=0,8$  pour  $F=0,1$ ). La valeur économique potentielle (Figure 12.24e) présente pour des pluies supérieures à 3 mm/15' des valeurs assez élevées avec un maximum de 0,72 pour un rapport coût/perte de 0,07.

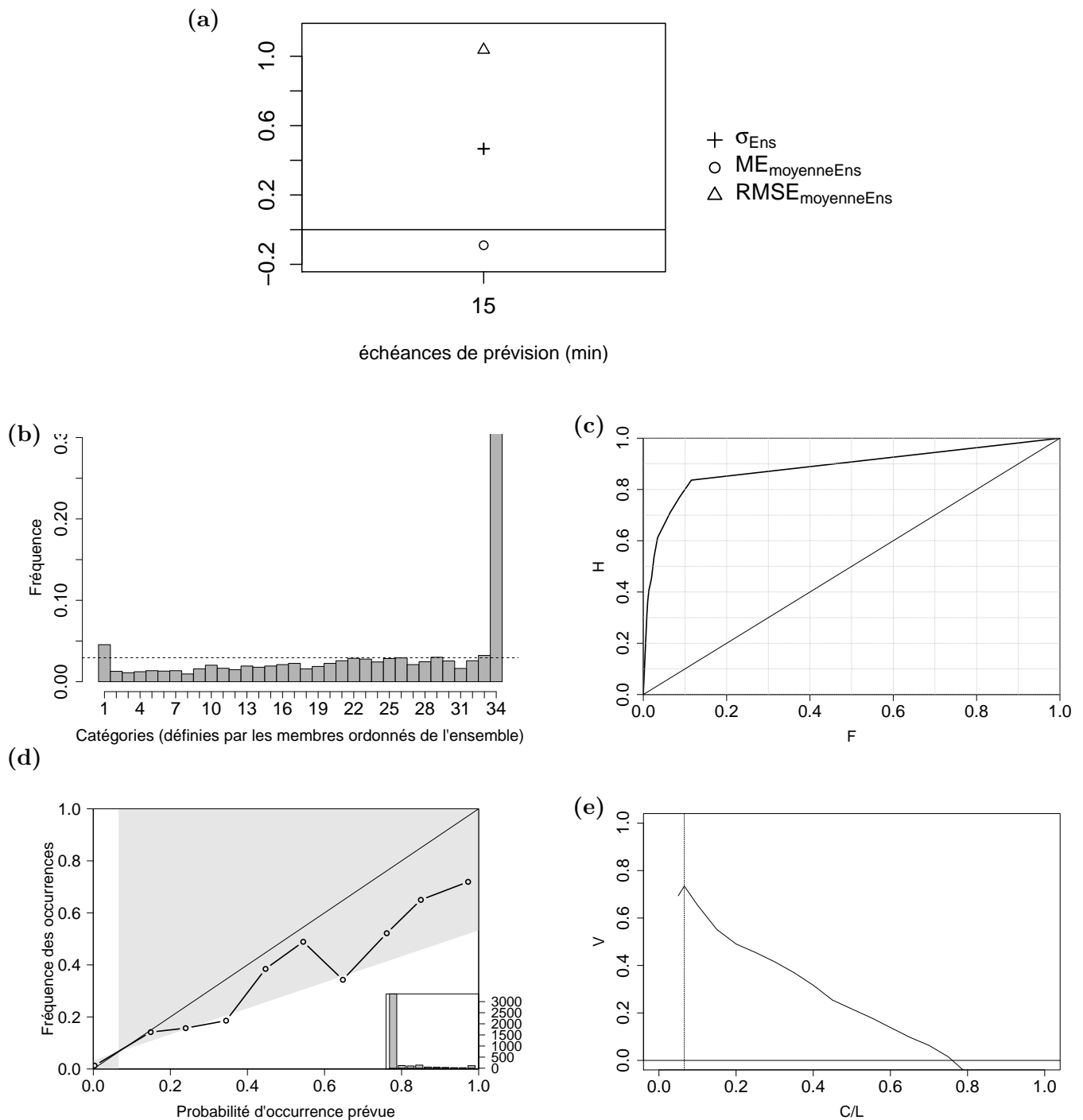


FIGURE 12.24 – (a) Dispersion et erreurs de la moyenne de l’ensemble en fonction des échéances de prévision, (b) diagramme de Talagrand, (c) courbe ROC, (d) diagramme de fiabilité et (e) valeur économique potentielle pour l’ensemble TLE\_piaf33 pour des prévisions de cumuls de pluie de 15 minutes sur les 10 événements ; le seuil pour la courbe ROC, le diagramme de fiabilité et la valeur économique est de 3 mm/15’.

De la même manière qu’avec AROME-PI, il est possible d’examiner la sensibilité à la taille de l’ensemble et à une tolérance temporelle via d’autres ensembles basés sur les prévisions de PIAF.



### 12.3.2.2 Sensibilité à la taille de l'ensemble

Dix autres ensembles basés sur un nombre de réseaux PIAF multiple de trois (i.e. pour couvrir des cumuls de 15 minutes entiers), compris entre trente et trois, ont été construits. Le tableau 12.5 décrit tous les ensembles constitués et étudiés.

Nom de l'ensemble	Base de la prévision	Nombre de membres de l'ensemble	Échéance maximale
TLE_piaf33	33 réseaux successifs de PIAF	33	15 minutes
TLE_piaf30	30 réseaux successifs de PIAF	30	30 minutes
TLE_piaf27	27 réseaux successifs de PIAF	27	45 minutes
TLE_piaf24	24 réseaux successifs de PIAF	24	1h
TLE_piaf21	21 réseaux successifs de PIAF	21	1h15
TLE_piaf18	18 réseaux successifs de PIAF	18	1h30
TLE_piaf15	15 réseaux successifs de PIAF	15	1h45
TLE_piaf12	12 réseaux successifs de PIAF	12	2h
TLE_piaf9	9 réseaux successifs de PIAF	9	2h15
TLE_piaf6	6 réseaux successifs de PIAF	6	2h30
TLE_piaf3	3 réseaux successifs de PIAF	3	2h45
TLE_piaf18 _tol15min	18 réseaux successifs de PIAF	48	1h30
TLE_piaf18 _tol30min	18 réseaux successifs de PIAF	72	1h30

TABLE 12.5 – Principales caractéristiques des TLE PIAF étudiés.

Seuls les ensembles créés à partir de trente, dix-huit et trois réseaux PIAF successifs sont illustrés ici. L'ensemble appelé TLE\_piaf30 est constitué des trente prévisions PIAF les plus récentes, sur leur période commune de validité, qui dure 30 minutes (Figure 12.25a).

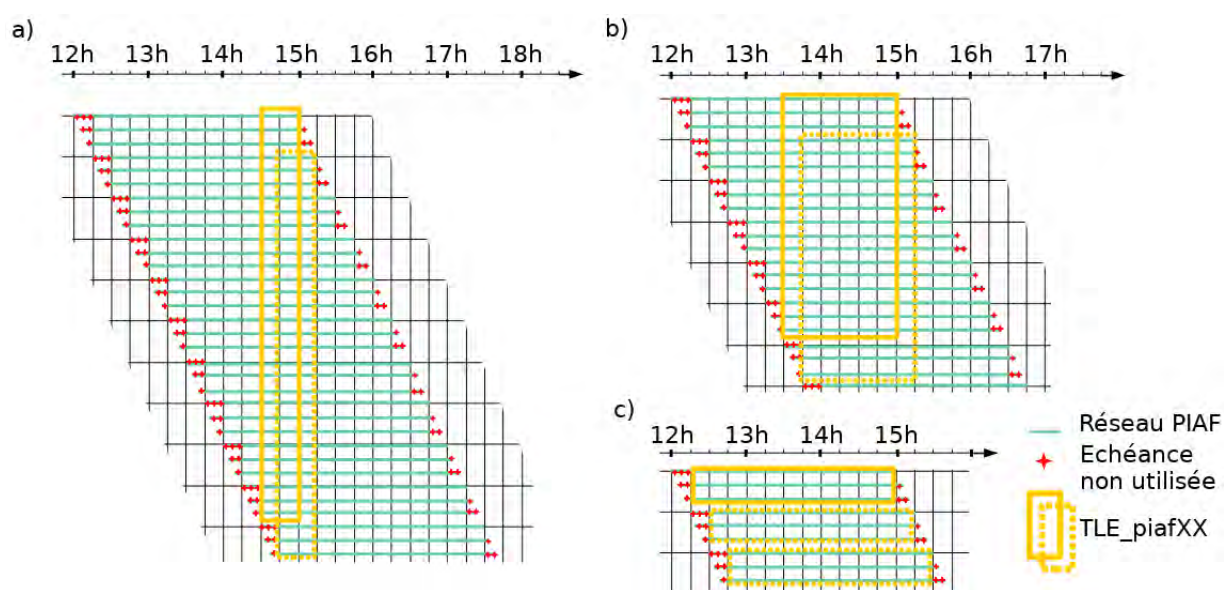


FIGURE 12.25 – Prévision d'ensemble construite à partir de a) 30, b) 18 et c) 3 réseaux successifs de PIAF.

L'ensemble appelé TLE\_piaf18 est constitué des dix-huit prévisions PIAF les plus récentes, sur leur période commune de validité, qui dure 1h30 (Figure 12.25b). L'ensemble appelé TLE\_piaf3 est constitué des trois prévisions PIAF les plus récentes, sur leur période commune de validité, qui dure 2h45 (Figure 12.25c). Pour chacun, un nouvel ensemble est disponible toutes les 15 minutes.

Les scores obtenus par les TLE sur leur échantillon maximal, toutes échéances de prévision confondues sont présentés dans le Tableau 12.6.

	Effectif dans l'échantillon	Moyenne de l'ensemble		Dispersion moyenne ( $mm/km^2$ )	CRPS moyen ( $mm/km^2$ )	Score de Brier (-)	
		Erreur moyenne ( $mm/km^2$ )	RMSE ( $mm/km^2$ )			0,5 mm/15'	3 mm/15'
TLE_piaf33	3998	<b>-0.090</b>	<b>1.037</b>	<b>0.467</b>	<b>0.405</b>	<b>0.125</b>	<b>0.042</b>
TLE_piaf30	8088	-0.091	1.060	0.449	0.418	0.130	0.044
TLE_piaf27	12270	-0.092	1.077	0.427	0.429	0.134	0.045
TLE_piaf24	16560	-0.092	1.093	0.403	0.442	0.139	0.046
TLE_piaf21	20950	-0.093	1.109	0.376	0.455	0.145	0.047
TLE_piaf18	25440	-0.094	1.125	0.346	0.468	0.150	0.048
TLE_piaf15	30030	-0.094	1.141	0.313	0.482	0.155	0.050
TLE_piaf12	34720	-0.095	1.158	0.276	0.497	0.160	0.051
TLE_piaf9	39222	-0.097	1.178	0.231	0.515	0.167	0.054
TLE_piaf6	44080	-0.096	1.194	0.180	0.532	0.173	0.056
TLE_piaf3	49038	-0.096	1.21	0.122	0.547	0.178	0.057

TABLE 12.6 – Scores des ensembles calculés sur tous les événements et bassins pour les lames d'eau 15 minutes, toutes échéances confondues. L'effectif de l'échantillon indique le nombre de couples "prévision de l'ensemble/observation" sur lesquels sont calculés les scores. Les CRPS et scores de Brier sont ajustés selon Ferro et al. (2008) pour supprimer la dépendance à la taille de l'ensemble. Les valeurs de scores les meilleures sont en gras.

L'évaluation des dix ensembles de prévision composés de moins de trente-trois réseaux PIAF sur leur échantillon maximal respectif conduit à des conclusions similaires à celles obtenues avec TLE\_piaf33 : ils sont sous-dispersifs et sous-estiment la valeur des observations.

Une évaluation de ces ensembles en fonction des échéances de prévision (non montrée ici) permet d'autres remarques sur leur performance : le CRPS et la RMSE de la moyenne des ensembles augmentent avec les échéances. Au contraire, la dispersion moyenne de l'ensemble tend à décroître avec les échéances. Moins il y a de membres dans l'ensemble, plus l'horizon de prévision est lointain et plus les variations de scores sont marquées entre la première et la dernière échéance de prévision.

Afin de pouvoir comparer entre eux certains TLE issus de PIAF, une période commune d'observations et d'échéances de prévision a été choisie : celle sur laquelle a été évaluée TLE\_piaf18. Cet horizon de prévision relativement lointain est de 1h30, qui est l'échéance à partir de laquelle la performance de PIAF est moins bonne (cf. section 12.2.1). La Figure 12.26 présente quelques résultats obtenus.

Augmenter le nombre de membres augmente significativement la valeur de la dispersion moyenne de l'ensemble (Figure 12.26a). Cela a en revanche peu d'impact sur la performance de la moyenne de l'ensemble (Figure 12.26b). L'augmentation du CRPS de l'ensemble en fonction des échéances de prévision est atténuée avec un nombre de membres plus important (Figure 12.26c).

La fiabilité des ensembles est similaire (Figure 12.26e), et un peu meilleure pour TLE\_piaf18 pour un seuil de pluie de 3 mm/15'. Si l'on se place dans le cas d'un rapport coût/perte supérieur ou égal à 0,35 pour un seuil de pluie de 3 mm/15' (Figure 12.26f), augmenter le nombre de membres a un intérêt pour l'utilisateur.

Les courbes ROC pour un seuil 3 mm/15' (Figure 12.26d) sont extrêmement proches et ne permettent pas de discriminer les performances des ensembles.

#### CONCLUSION SUR LA SENSIBILITÉ À LA TAILLE DES ENSEMBLES PIAF :

Là encore, prendre en compte davantage de prévisions améliore les scores, par rapport à ne prendre en compte que les prévisions les plus récentes (baisse de l'erreur de la moyenne de l'ensemble, augmentation de la dispersion de l'ensemble, baisse du CRPS moyen et du score de Brier, valeur économique plus étalée).

Afin d'étudier l'apport d'une tolérance temporelle, notre choix s'est porté sur TLE\_piaf18 qui est un bon compromis entre performance et horizon de prévision avec une échéance maximale de 1h30.

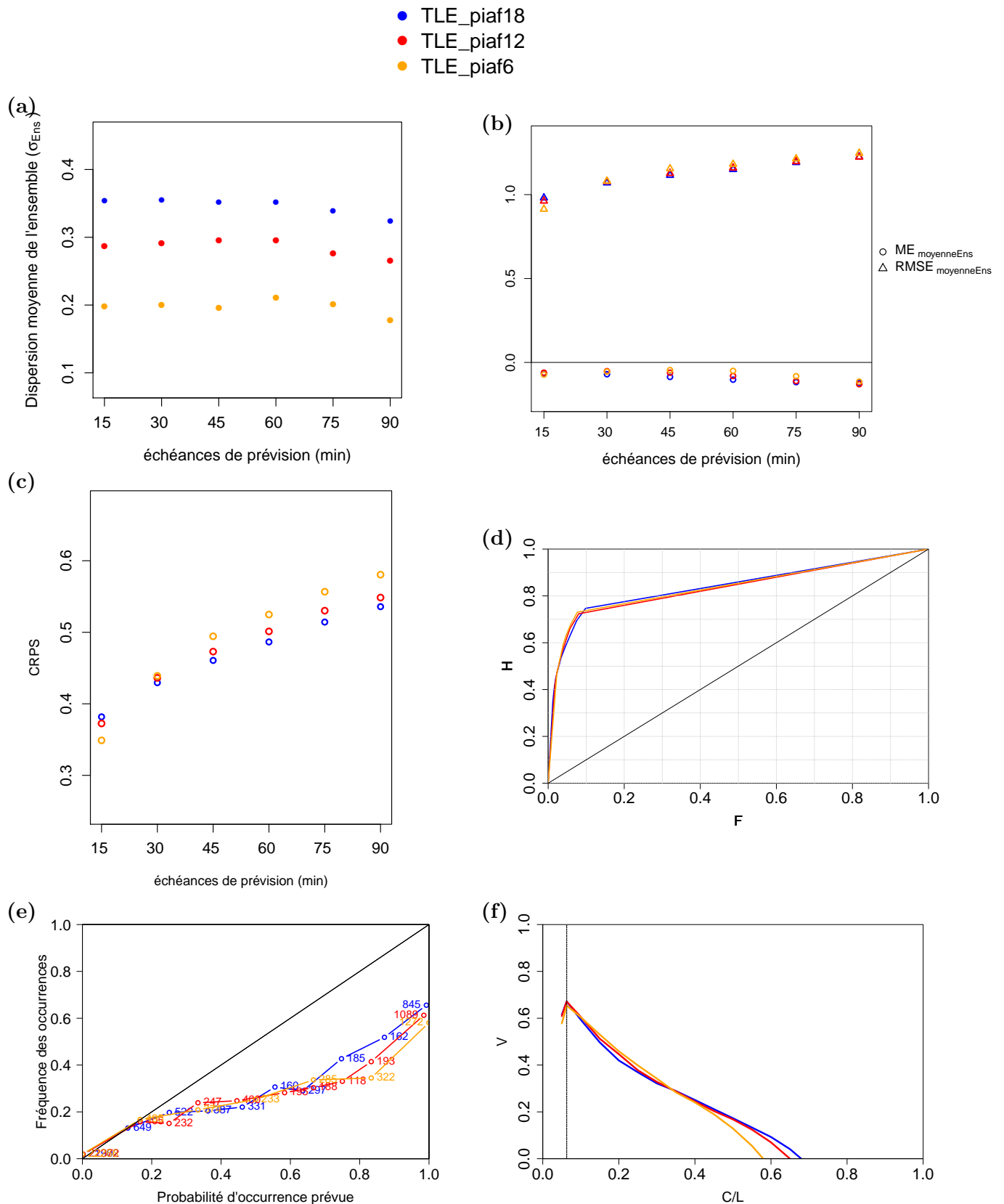


FIGURE 12.26 – (a) Dispersion et (b) erreurs de la moyenne de l'ensemble en fonction des échances de prévision, (c) CRPS, (d) courbe ROC, (e) diagramme de fiabilité et (f) valeur économique potentielle pour les ensembles TLE\_piaf18 (en bleu), TLE\_piaf12 (en rouge) et TLE\_piaf6 (en orange), pour des prévisions de cumuls de pluie de 15 minutes sur un échantillon de 25440 dates de validité communes; le seuil pour la courbe ROC, le diagramme de fiabilité et la valeur économique, est de 3 mm/15'.

### 12.3.2.3 Sensibilité à une tolérance temporelle

L'ensemble appelé TLE\_piaf18\_tol15min est basé sur TLE\_piaf18, auquel une tolérance temporelle de 15 minutes est appliquée sauf pour les trois réseaux PIAF les plus anciens du TLE et les trois plus récents (Figure 12.27a).

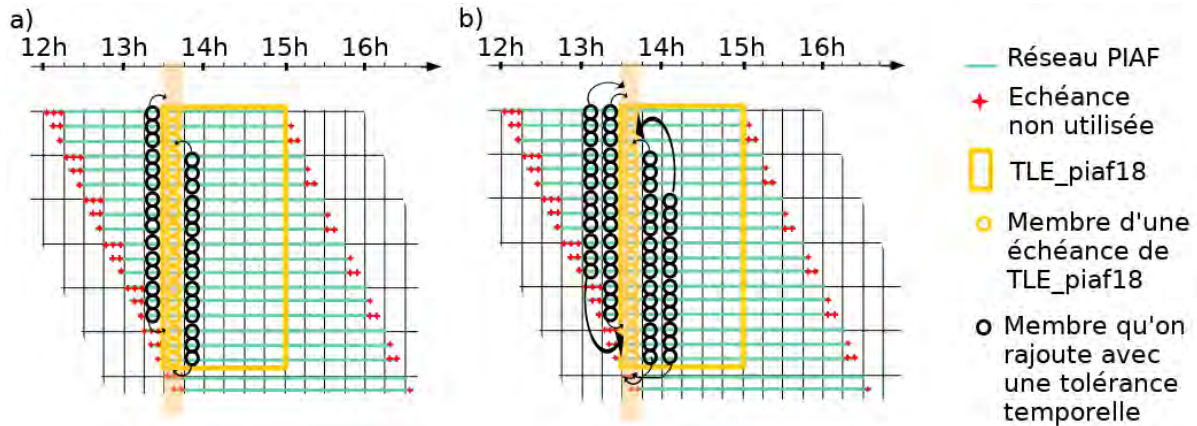


FIGURE 12.27 – Illustration des prévisions utilisées pour une prévision d'ensemble construite à partir de 18 réseaux successifs de PIAF et a) 15 minutes de tolérance temporelle ou b) 30 minutes de tolérance temporelle.

L'ensemble appelé TLE\_piaf18\_tol30min est basé sur TLE\_piaf18, auquel une tolérance temporelle inférieure à 30 minutes est appliquée, sauf pour les six réseaux PIAF les plus anciens du TLE et les six plus récents (Figure 12.27b).

Les trois ensembles, basés sur dix-huit réseaux successifs de PIAF, sont évalués à partir d'une période commune d'observations et d'échéances de prévision (celle sur laquelle a été évalué TLE\_piaf18). Quelques-uns des scores calculés sont présentés Figure 12.28.

L'ajout d'une tolérance temporelle (de 15 ou de 30 minutes) améliore la RMSE de la moyenne de l'ensemble et le CRPS avec les échéances, mais aussi la fiabilité et la dispersion de l'ensemble. Plus la tolérance temporelle est grande plus l'apport est visible sur ces scores. Ces scores sont meilleurs avec une tolérance à 30 minutes.

En revanche, pour la courbe ROC à 3 mm/15', l'apport semble être un peu plus limité, surtout pour des taux de réussite inférieurs à 0,75. Au-delà, TLE\_piaf18\_tol15min est meilleur que TLE\_piaf18\_tol30min. En revanche, TLE\_piaf18\_tol30min obtient les plus hautes valeurs économiques potentielles pour un ratio coût/perte supérieur à 0,2.

En conclusion, l'apport d'une tolérance temporelle sur l'ensemble PIAF est claire, et les meilleurs résultats sont obtenus avec une tolérance de 30 minutes.

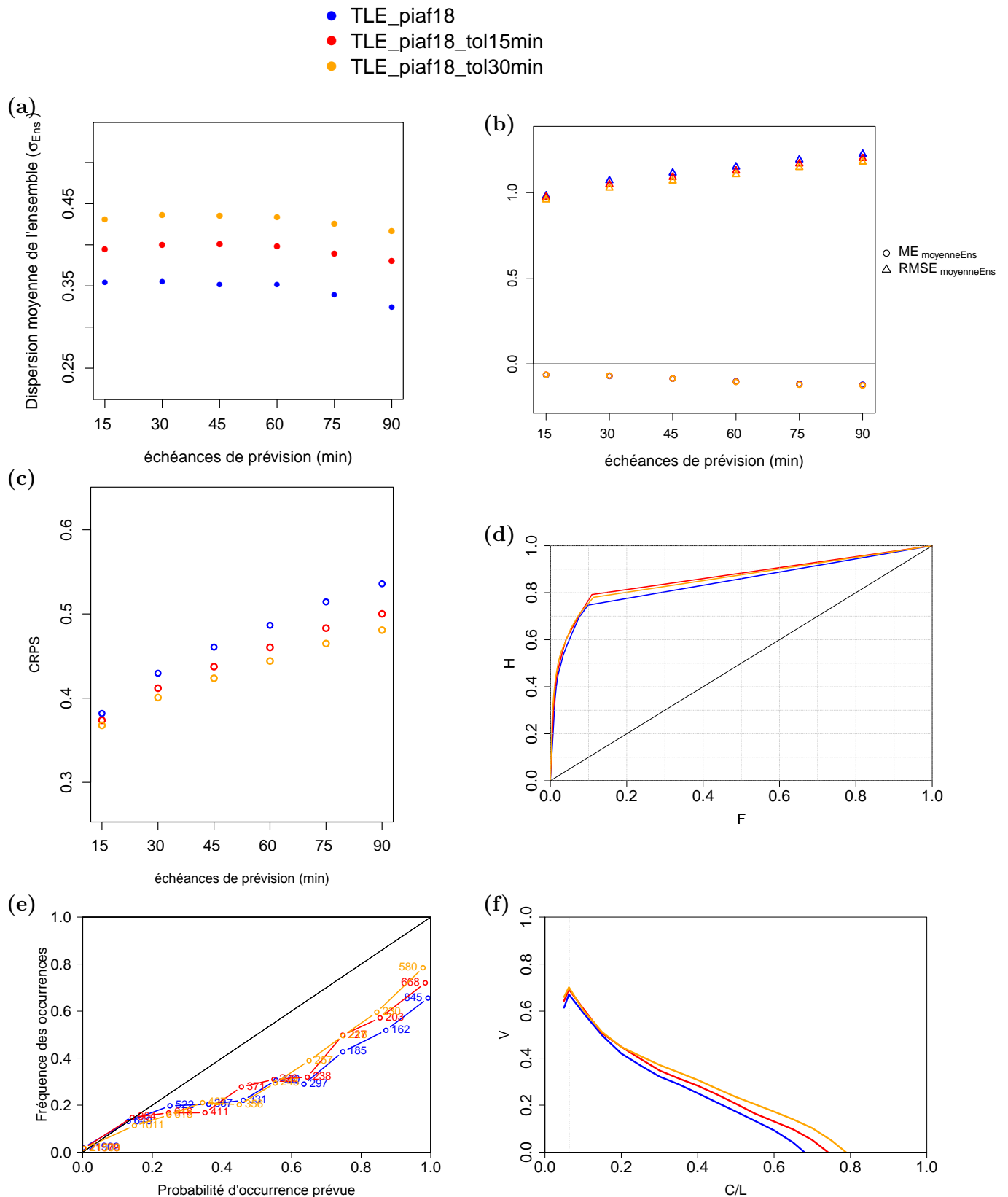


FIGURE 12.28 – (a) Dispersion et (b) erreurs de la moyenne de l'ensemble en fonction des échéances de prévision, (c) CRPS, (d) courbe ROC, (e) diagramme de fiabilité et (f) valeur économique potentielle pour les ensembles TLE\_piaf18 (en bleu), TLE\_piaf18\_tol15min (en rouge) et TLE\_piaf18\_tol30min (en orange), pour des prévisions de cumuls de pluie de 15 minutes sur un échantillon de 25440 dates de validité communes ; le seuil pour la courbe ROC, le diagramme de fiabilité et la valeur économique est de 3 mm/15'.



### 12.3.3 Comparaison des ensembles de prévisions décalées dans le temps basés sur AROME-PI et sur PIAF

Pour comparer des ensembles basés sur AROME-PI à des ensembles basés sur PIAF, nous avons choisi des ensembles qui possèdent des échantillons de vérification différents mais des échéances communes, à savoir TLE\_aromepi5 et TLE\_piaf21 sur 1h15 de prévision et TLE\_aromepi4 et TLE\_piaf9 sur 2h15 de prévision.

Dans les deux cas, on obtient les mêmes conclusions illustrées par la Figure 12.29 :

- les ensembles basés sur PIAF présentent moins d'écart aux observations (en termes de RMSE) jusqu'à 45 minutes d'échéance, proposent des fonctions de répartitions prévues plus proches de celles observées pour les échéances les plus immédiates et sont globalement plus performants pour les seuils de précipitations de 3 mm/15' (courbe ROC, fiabilité et valeur économique).

- Les ensembles basés sur AROME-PI sont plus dispersés, présentent moins d'écart aux observations (en termes de RMSE) au-delà de 45 minutes d'échéance, proposent des fonctions de répartitions prévues plus proches de celles observées pour les échéances lointaines.

## 12.4 Conclusion sur l'évaluation des pluies

Les conclusions de l'évaluation des prévisions de pluie sur un grand domaine Sud-Est et sur les bassins versants affectés par les crues montrent que PIAF, qui est de très bonne qualité sur les 30/45 premières minutes d'échéances grâce à l'extrapolation radar, est meilleur que AROME-PI jusque 1h15/1h30 de prévision pour les cumuls 15 minutes. A partir de ces échéances, jusqu'à trois heures de prévision, AROME-PI est meilleur ou équivalent à PIAF. Au-delà de trois heures de prévision, il est difficile de hiérarchiser les performances de AROME-PI et de AROME-France.

Une évaluation interne à Météo-France, a été réalisée par le service de Prévision Immédiate sur trois mois d'été (juin, juillet et août 2018) en comparant les prévisions de PIAF aux lames d'eau ANTILOPE sur toute la France d'une part (au pixel près, sans tolérance spatiale) et d'autre part aux prévisions issues des réseaux AROME-PI lancés à H-1. Les résultats montrent que PIAF est meilleur que la persistance (persistance qui correspond à la lame d'eau ANTILOPE de l'heure H) même jusque trois heures d'échéance. PIAF est également meilleur que AROME-PI jusqu'à une heure d'échéance, puis converge vers AROME-PI plus ou moins vite. Ces résultats sont cohérents avec ceux obtenus ici. Une sous-estimation de la fréquence d'occurrence des phénomènes intenses (5mm/h) au-delà de deux heures est également mise en évidence. Notre évaluation sur le grand domaine Sud-Est ne montre pas cette sous-estimation de la fréquence d'occurrence des événements intenses.

Pour ce qui est des ensembles basés sur AROME-PI et PIAF, utiliser le plus possible de membres (en prenant plus de réseaux successifs ou en ajoutant une tolérance temporelle) permet d'améliorer les performances et d'augmenter globalement la dispersion. En effet, qu'ils soient basés sur les prévisions de AROME-PI ou de PIAF, les ensembles étudiés sont sous-dispersifs et ont tendance à sous-estimer les observations. Plus un ensemble AROME-PI ou PIAF contient de réseaux (et donc des réseaux plus anciens), plus il est performant. L'apport d'une tolérance temporelle est significative sur les prévisions de pluie sur 15 minutes des ensembles PIAF et AROME-PI. Les performances des ensembles avec une tolérance temporelle de 30 minutes sont généralement meilleures que celles des ensembles avec une

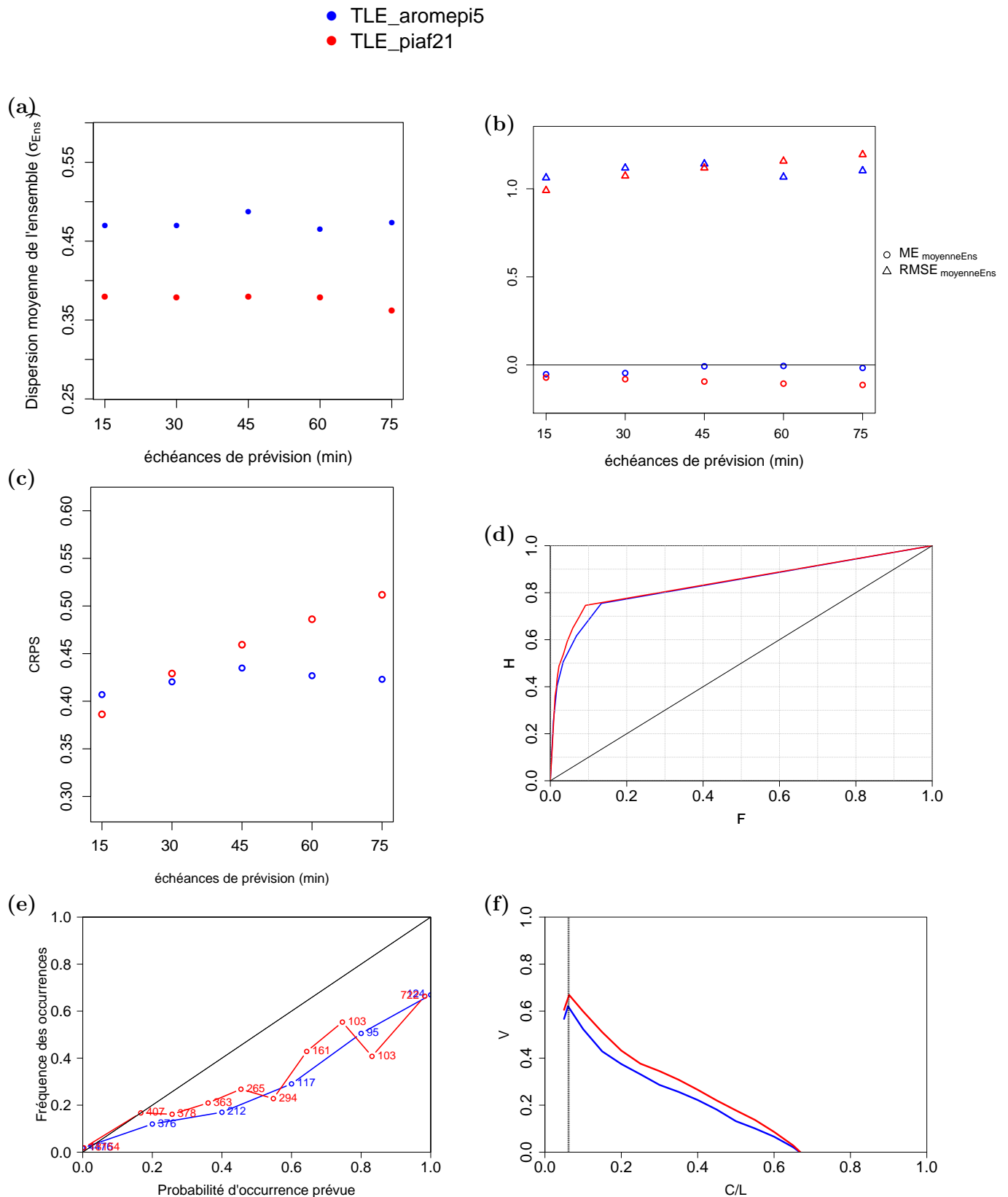


FIGURE 12.29 – (a) Dispersion et (b) erreurs de la moyenne de l'ensemble en fonction des échéances de prévision, (c) CRPS, (d) courbe ROC, (e) diagramme de fiabilité et (f) valeur économique potentielle pour les ensembles TLE\_aromepi5 (en bleu) et TLE\_piaf21 (en rouge), pour des prévisions de cumuls de pluie de 15 minutes sur des échéances communes allant jusqu'à 1h15; le seuil pour la courbe ROC, le diagramme de fiabilité et la valeur économique est de 3 mm/15'.

tolérance temporelle de 15 minutes. Aux plus courtes échéances (inférieures à une heure) et pour la prévision de pluies fortes (3 mm/15'), un ensemble basé sur les prévisions décalées de PIAF est plus performant qu'un ensemble basé sur les prévisions décalées de AROME-PI.

Etant donné que la performance des prévisions de pluie de AROME-PI diminue peu en fonction des échéances, une pondération des membres dans les ensembles AROME-PI ne semble pas justifiée. En revanche, pour PIAF qui est de très bonne qualité sur les toutes premières échéances, il pourrait être pertinent de donner un poids plus fort aux réseaux les plus récents qui composent les ensembles.



# Chapitre 13

## Qualité des prévisions de débits

### Sommaire

---

<b>13.1 Méthodologie . . . . .</b>	<b>134</b>
13.1.1 Description hydrologique des deux évènements . . . . .	134
13.1.2 Les simulations de référence . . . . .	135
13.1.3 Les simulations à partir des prévisions immédiates de pluie . . . . .	136
13.1.4 Visualisation synthétique des résultats . . . . .	137
<b>13.2 Apport des systèmes de prévision immédiate de pluie en entrée des modèles hydrologiques. . . . .</b>	<b>139</b>
13.2.1 Anticipation de la montée des débits . . . . .	142
13.2.2 Anticipation des pics de crue . . . . .	143
13.2.3 Anticipation des décrues . . . . .	147
<b>13.3 Évaluation de l’apport des prévisions d’ensemble de crues à partir d’ensembles de prévisions immédiates de pluie . . . . .</b>	<b>148</b>
<b>13.4 Conclusion sur l’évaluation des débits . . . . .</b>	<b>154</b>

---

L’apport des prévisions immédiates de pluie pour la prévision aux courtes échéances des débits des cours d’eau lors de crues rapides est étudié dans ce chapitre. L’objectif est de répondre aux questions suivantes :

- Quelle anticipation sur la crue permet l’utilisation de prévision immédiate de pluie ? sur la décrue ?
- Quelles performances attendre de ces chaînes de prévisions hydrométéorologiques dédiées aux courtes échéances pour ce qui est de l’intensité et de la temporalité du pic de crue ?
- La réponse hydrologique est-elle différente d’un modèle hydrologique à l’autre ?

Pour ce faire, les prévisions de pluie AROME-PI et PIAF, prises individuellement ou en tant qu’ensemble de prévisions décalées dans le temps, ont été utilisées en entrée des modèles hydrologiques ISBA-TOP et MARINE. Les conditions initiales d’humidité des sols

utilisées dans ces deux modèles événementiels ont été fournies par les sorties de SAFRAN-ISBA-MODCOU (Habets et al., 2008). Dans ce travail, seuls des débits horaires ont été simulés, pas de temps sur lequel la qualité des modèles hydrologiques est bien connue et sur lequel on dispose de plus de mesures de débits. Les prévisions de débits horaires ont été évaluées par rapport aux débits mesurés (ou estimés) mais aussi par rapport à des débits simulés (simulations de référence) obtenus en utilisant des lames d'eau observées en entrée des modèles hydrologiques. Cette comparaison à des simulations de référence permet de séparer les erreurs dues à la modélisation hydrologique de celles dues aux prévisions de pluie.

## 13.1 Méthodologie

L'analyse s'est focalisée sur les événements du 03 octobre 2015 et du 15 octobre 2018, qui font partie de l'échantillon sélectionné pour l'évaluation des pluies et dont les caractéristiques hydrologiques sont marquantes. L'évaluation des prévisions de pluie au chapitre précédent a montré aussi que les erreurs des prévisions de pluie pour AROME-PI et PIAF sont les plus importantes pour ces deux cas.

### 13.1.1 Description hydrologique des deux événements

L'épisode orageux intense du 03 octobre 2015, a touché la zone côtière entre Mandelieu-la-Napoule et Nice (Figure 13.1) entre 20h et 21h45. Les ruissellements et les inondations se sont particulièrement concentrés sur les petits bassins versants côtiers, comme celui de la Brague ( $41 \text{ km}^2$  à Biot) et dans une un peu moindre mesure sur les plus grands bassins tels que la Siagne ( $515 \text{ km}^2$  à Pégomas) et le Loup ( $278 \text{ km}^2$  à Villeneuve-Loubet), qui n'ont été affectés que sur leur secteur aval. Un débit maximal de  $215 \text{ m}^3/\text{s}$  a été mesuré sur la Siagne à Pégomas, qui correspond à une durée de retour d'environ 5 ans. Il est de  $127 \text{ m}^3/\text{s}$  pour le Loup à Villeneuve-Loubet, valeur légèrement inférieure à celle d'une durée de retour de 5 ans ( $150 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Le débit maximal de la Brague à Biot, dont la station a été arrachée pendant la crue a été estimée à environ  $240 \text{ m}^3/\text{s}$ , soit  $40 \text{ m}^3/\text{s}$  au-dessus de la référence centennale.

L'épisode méditerranéen qui a touché l'Aude, l'Hérault et le Tarn dans la nuit du 14 au 15 octobre 2018 a été accompagné de fortes pluies qui se sont organisées en lignes peu mobiles sur le centre de l'Aude, provoquant la crue de nombreux fleuves et rivières. Les cumuls pluviométriques exceptionnels relevés sur des durées de 3 à 12 heures sur des zones très localisées ont rapidement fait déborder les cours d'eau. Le secteur de Carcassonne et de Trèbes (Figure 13.1) a été particulièrement touché par les inondations avec la crue de l'Aude et de certains de ses affluents (de l'amont vers l'aval) : le Lauquet ( $173 \text{ km}^2$  à Saint-Hilaire), le Fresquel ( $733 \text{ km}^2$  à Pezens), le Trapel ( $19,2 \text{ km}^2$  à Villedubert), l'Orbiel ( $239 \text{ km}^2$  à Bouilhonnac), l'Argent-Double ( $108 \text{ km}^2$  à la Redorte), l'Ognon ( $47,1 \text{ km}^2$  à Pépieux), l'Orbieu ( $748 \text{ km}^2$  à Villedaigne) et la Cesse ( $270 \text{ km}^2$  à Mirepeisset). Pour ces cours d'eau, les débits maximaux retenus d'après la banque HYDRO sont de :  $238 \text{ m}^3/\text{s}$  à Saint-Hilaire,  $173 \text{ m}^3/\text{s}$  à Pezens, il n'y a pas de mesure ou d'estimation de pic de crue à Villedubert,  $481 \text{ m}^3/\text{s}$  à Bouilhonnac,  $169 \text{ m}^3/\text{s}$  à La Redorte,  $76,9 \text{ m}^3/\text{s}$  à Pépieux,  $1000 \text{ m}^3/\text{s}$  à Villedaigne et  $574 \text{ m}^3/\text{s}$  à Mirepeisset. Le Trapel, qui a inondé 650 maisons sur 850 à Villegailhenc (source : [www.ccr.fr/en/-/inondations-du-14-et-15-octobre-2018-aude-languedoc](http://www.ccr.fr/en/-/inondations-du-14-et-15-octobre-2018-aude-languedoc)), a atteint un débit maximal estimé à  $125 \text{ m}^3/\text{s}$  à Montipèze (à 10 km au Nord-Ouest de Villedubert) par l'enquête sur le terrain organisée par les chercheurs du programme



HyMeX, après l'événement.

Comme cela a déjà été évoqué au chapitre 8.2, les valeurs des observations et des estimations de débits sont entachées d'erreurs, particulièrement dans le cas d'événements exceptionnels comme ceux-ci.

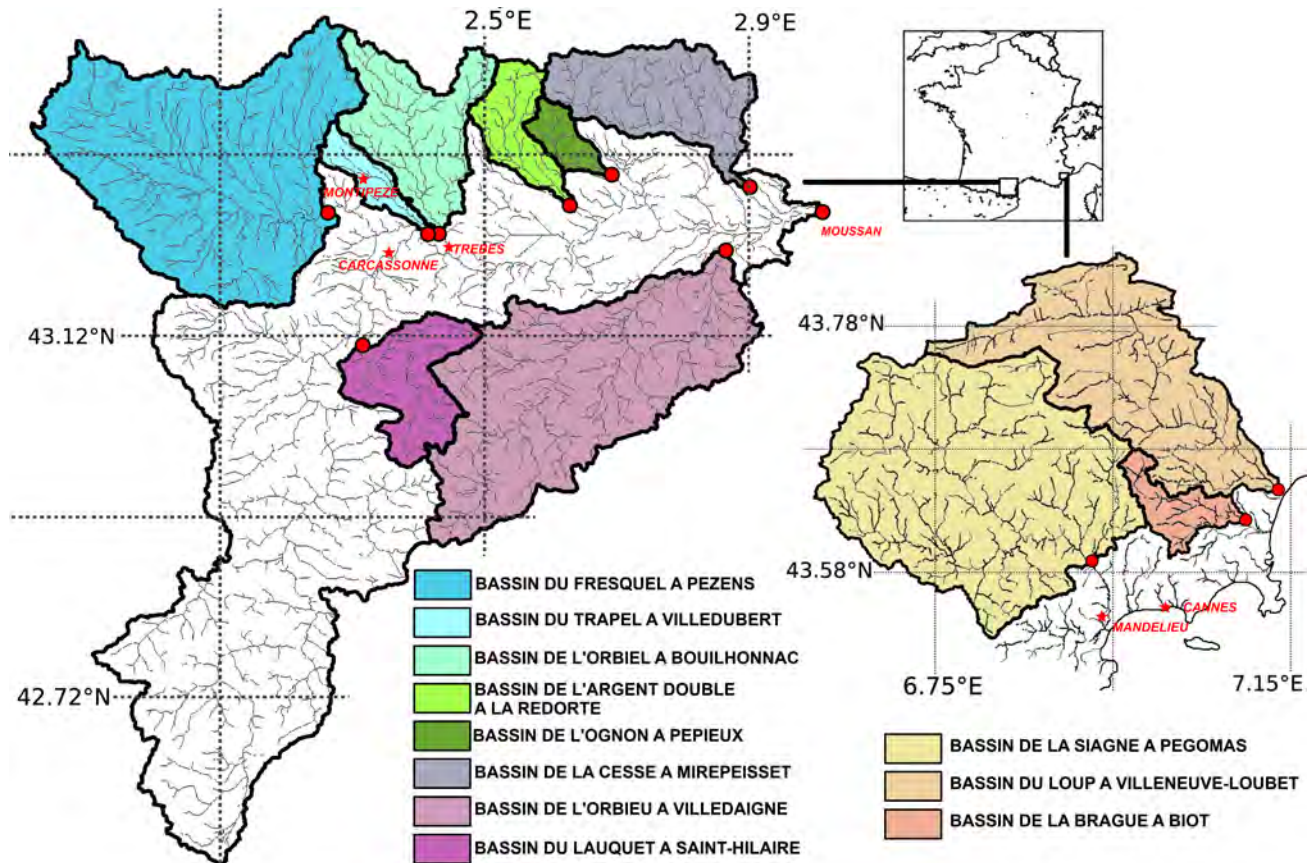


FIGURE 13.1 – Contour des bassins versants des cours d'eau étudiés et leurs exutoires (localisés par des points rouges) pour l'évènement d'octobre 2018 (à gauche) et celui d'octobre 2015 (à droite). Sur la figure de gauche, le bassin de l'Aude à Moussan est aussi représenté.

### 13.1.2 Les simulations de référence

Afin de dissocier l'erreur commise par le modèle hydrologique de celle issue des prévisions météorologiques, les systèmes de prévision hydrologiques ont été évalués par rapport à des simulations de référence. Pour ces simulations de référence, les lames d'eau observées ANTILOPE au pas de temps 15 minutes sont utilisées en entrée d'ISBA-TOP et de MARINE sur les événements d'octobre 2015 et octobre 2018. Comme indiqué précédemment, le choix a été fait de simuler des débits horaires. Les débits du pic de crue simulés par l'expérience de référence (appelés pics de référence) sont indiqués pour chacun des exutoires et les deux cas dans la quatrième colonne du Tableau 13.1 pour ISBA-TOP, et du Tableau 13.2 pour MARINE.

Les simulations ISBA-TOP ont été effectuées en utilisant la configuration du modèle donnant les meilleurs résultats dans l'étude de sensibilité à la résolution spatiale et aux descripteurs de terrain (texture et occupation du sol) présentée dans la troisième partie du manuscrit, c'est-à-dire avec les données SRTM pour l'orographie, les données LUCAS pour

la texture du sol et les données ECOCLIMAP-II pour l'occupation du sol à une résolution de 300 m. D'autres paramètres tels que la vitesse de l'eau en rivière ou celle sur les versants auraient pu être optimisés pour améliorer la chronologie des réponses hydrologiques mais le temps imparti pour ce travail de thèse a manqué pour le faire. Ici des valeurs par défaut, convenant en général aux simulations sur des bassins méditerranéens, sont utilisées pour ces vitesses. Avec cette configuration, la dynamique temporelle des crues simulées par ISBA-TOP est assez proche des observations sur les bassins cannois. En revanche pour l'évènement de 2018, les pics de crue des simulations de référence d'ISBA-TOP sont le plus souvent en avance sur les débits observés. Cette avance qui est d'une heure sur le pic de crue en général, atteint cinq heures pour l'Orbieu à Villedaigne. Un seul retard (de deux heures) sur le pic observé est simulé, sur le bassin de l'Orbiel à Bouilhonnac. Quant à l'intensité du débit, ISBA-TOP forcé par ANTILOPE sous-estime systématiquement les pics observés dans l'Aude pour l'évènement de 2018 (erreurs de 4 à 64%) mais a tendance à sur-estimer les débits maximaux lors de l'évènement du 03 octobre 2015, notamment sur le Loup où l'erreur est de 26% (voir les troisième et quatrième colonnes du Tableau 13.1).

Les paramètres de MARINE ont été calés pour les bassins cannois à partir de cas passés (annexe B). Pour les bassins audois, une optimisation simple pour (et à partir du) cas du 15 octobre 2018 a été utilisée, à partir des mêmes jeux de données que ISBA-TOP, afin de représenter la bonne dynamique de crue, sans forcément que l'hydrogramme simulé ne se superpose exactement à l'hydrogramme observé en matière d'intensité et de temporalité. Ainsi sur ces bassins, un retard d'une heure est au pire simulé, en revanche les erreurs d'intensité sur le pic de crue vont de 6 à 83%. Sur les bassins cannois, les pics de crue simulés sont systématiquement supérieurs à ceux observés avec une forte erreur de 150% sur le bassin de la Siagne (cf. les deux premières colonnes de la Tableau 13.2). Quant à la temporalité, la simulation a trois heures de retard pour le bassin versant du Loup, et simule deux pics au lieu d'un pour le bassin versant de la Siagne (un pic une heure avant le pic de référence et l'autre, trois heures après). Le calage sur ces bassins est donc certainement améliorable.

### 13.1.3 Les simulations à partir des prévisions immédiates de pluie

Au chapitre précédent, les prévisions immédiates de pluie ont été évaluées à l'échelle des bassins versants. La spécificité d'une évaluation des réponses hydrologiques, simulées à partir de ces champs de pluie, tient à l'intégration des pluies sur le bassin, non plus seulement comme une moyenne, mais avec une dimension dynamique spatiale et temporelle liée au transfert de l'eau au sein du bassin. Cette dynamique, caractérisée en partie par le temps de concentration du bassin, peut s'avérer cruciale pour la prévision immédiate du débit d'un cours d'eau. En effet, le temps de concentration, qui est le temps nécessaire pour qu'une goutte de pluie se déplace du point le plus éloigné sur le plan hydraulique du bassin versant jusqu'à l'exutoire, dépend de la longueur du cours d'eau, de l'aire du bassin et de sa pente moyenne (Almeida et al., 2015). Avec ce temps de parcours, l'échéance de prévision hydrologique dépasse celle de la prévision météorologique. Ainsi, il est possible d'effectuer une prévision immédiate hydrologique à partir d'observations de pluie. Utiliser des prévisions immédiates de pluie en entrée de modèles hydrologiques permet d'anticiper la réponse hydrologique au delà de l'anticipation due aux précipitations observées.

Cependant, les simulations hydrologiques réalisées ici s'arrêtent systématiquement à l'heure de fin des réseaux de prévision météorologique, même si le temps de concentration des bassins permettrait de prolonger la simulation hydrologique au delà de la dernière

échéance de prévision des pluies.

Ainsi, en entrée de ISBA-TOP ou de MARINE, un réseau AROME-PI lancé à l'heure H permet de prévoir la valeur de six débits horaires successifs : aux heures H+1, H+2, H+3, H+4, H+5 et H+6. Comme la première heure de cumul de pluie prévue par AROME-PI n'est pas entièrement disponible tout de suite en conditions opérationnelles, on utilise la lame d'eau ANTILOPE pour les trois premiers quarts d'heure. Le débit prévu à H+1 est donc expliqué par les pluies observées en grande partie. Il est donc souvent très proche du débit de référence.

Les réseaux PIAF permettent de prévoir la valeur de deux ou trois débits horaires successifs, selon leur heure de lancement :

- Avec les neuf réseaux PIAF lancés à H, H+5', H+10'...jusqu'à H+40', on peut prévoir les débits à H+1, H+2 et H+3. Là encore, le débit prévu à H+1 dépend de l'observation ANTILOPE, qui vient compléter le premier cumul horaire.

- Avec les trois réseaux PIAF lancés à H+45', H+50' et H+55', on peut prévoir les débits à H+2 et H+3.

Pour l'événement du 03 octobre 2015, huit réseaux AROME-PI (de 14h à 21h) et quatre-vingt-quatre réseaux PIAF (entre 15h00 et 21h55) sont utilisés pour forcer ISBA-TOP et MARINE. Pour l'événement du 15 octobre 2018, ce sont dix-sept réseaux AROME-PI (de 15h le 14 octobre à 07h le 15 octobre) et cent quatre-vingt-douze réseaux PIAF (compris entre 16h00 le 14 octobre et 7h55 le 15 octobre) qui permettent d'obtenir des chroniques de débits horaires prévus.

### 13.1.4 Visualisation synthétique des résultats

Pour un bassin, un évènement et une chaîne de prévision immédiate donnés, on peut visualiser les hydrogrammes de référence et prévus comme sur la Figure 13.2. Afin de synthétiser les nombreux hydrogrammes par rapport à la capacité d'anticipation de la crue, une méthode de visualisation synthétique des résultats, sous forme de tableaux, a été définie pour analyser par évènement et par bassin l'anticipation sur la montée en crue, sur l'intensité du pic de crue et sur le moment de la décrue, pour chacun des systèmes de prévision de débit. L'objectif de ces tableaux est de représenter le comportement des meilleurs scénarii de prévision immédiate de débit. L'anticipation de la montée en crue, du pic et de la décrue sont traitées indépendamment. On définit ainsi les différents phénomènes :

- *la montée* : début de la crue avec une augmentation d'au moins  $5 \text{ m}^3/\text{s}$  en une heure.
- *le pic de crue avec une bonne intensité* : pic de crue pour lequel l'erreur de l'intensité prévue sur l'intensité de référence est inférieure à 30%.
- *la décrue* : début de la décroissance du débit après une montée. C'est donc aussi l'instant du pic de crue.

Pour une prévision de débit donnée, l'anticipation d'un de ces phénomènes est calculée en soustrayant l'heure du réseau qui prévoit le phénomène à l'heure du phénomène dans la simulation de référence. Si le phénomène n'est pas prévu, il n'est pas répertorié. Par exemple, si pour un scénario, l'erreur sur le pic est supérieure à 30%, on considère qu'il n'y a pas anticipation et la prévision de ce pic n'est pas représentée dans le tableau. Pour le phénomène "décrue", on recherche le délai d'anticipation uniquement si les phénomènes prévu et de référence se produisent à la même heure. Pour les phénomènes "début de la montée" et "pic de crue de la bonne intensité", on accepte un décalage d'une heure entre prévision et référence. Une couleur différente est attribuée en fonction de l'erreur entre le pic de crue de référence et le pic de crue prévu. Si la différence entre intensité prévue et intensité

de référence est inférieure à 10%, l'anticipation est colorée en vert, si cette différence est de 20%, elle est colorée en orange et si elle est de 30%, en rouge. Le seuil de 30% (respectivement 10%) a été choisi car il correspond à l'incertitude communément admise sur les observations de débits en période de crue (respectivement en période normale).

A titre d'exemple, considérons les prévisions de débits du Fresquel à Pezens les 14 et 15 octobre 2018, obtenues par ISBA-TOP forcé par AROME-PI (Figure 13.2) et voyons comment on construit la ligne du tableau associée (Figure 13.3).

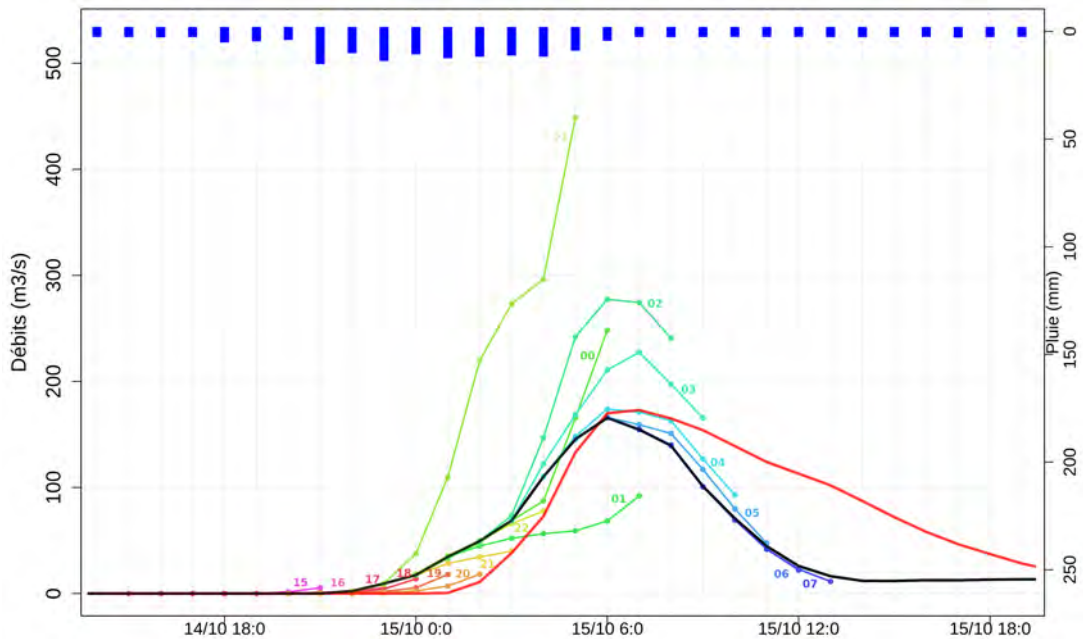


FIGURE 13.2 – Débits du Fresquel à Pezens les 14 et 15 octobre 2018 mesuré (ligne rouge continue), de référence (ligne noire continue) et prévus (en lignes et points de couleur) par ISBA-TOP forcé par des prévisions de pluie des réseaux successifs de AROME-PI entre 15h le 14 octobre et 07h le 15 octobre. Les nombres en couleur renvoient aux heures des réseaux AROME-PI utilisés pour la prévision de débit. L'histogramme bleu renversé représente les cumuls horaires ANTILOPE observés.

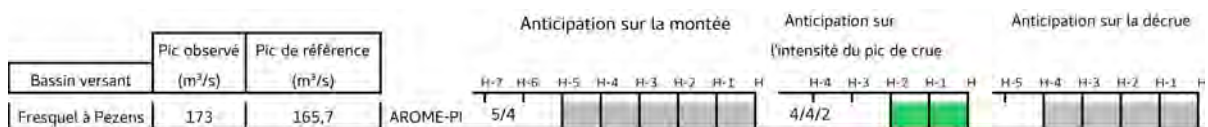


FIGURE 13.3 – Exemple de remplissage du tableau synthétique sur l'anticipation de la montée de débit, du pic de crue et de la décrue à partir des prévisions immédiates de pluie d'AROME-PI en entrée de ISBA-TOP, pour le bassin du Fresquel à Pezens le 15 octobre 2018. La couleur verte indique une erreur d'intensité sur le pic prévu inférieure à 10%.

Dans la simulation de référence (en noir sur la Figure 13.2), la montée débute à 23h le 14 octobre. Pour calculer l'anticipation sur cette montée, on cherche le réseau le plus ancien qui prévoit une montée à 22h, 23h ou 00h. En l'occurrence, c'est le réseau de 18h, l'anticipation sur la montée est donc de 5 heures. Dans la colonne "Anticipation de la montée" de la Figure 13.3, on grise donc 5 heures avant l'heure H. Afin d'avoir une idée du nombre de cas où les montées de débit ne sont pas prévues à la bonne heure, on indique dans la



même colonne du tableau le nombre de réseaux lancés avant l'heure du début de la crue sur l'hydrogramme de référence (avant 23h ici) qui prévoient une montée, et parmi eux le nombre qui prévoient une montée à +/-1h de l'heure de celle de référence. Ici, cinq réseaux lancés avant 23h prévoient une montée (ceux de 18h à 22h), dont quatre entre 22h et 00h (tous sauf le réseau de 20h qui prévoit une montée avec 2h de retard). Dans la colonne "Anticipation de la montée" de la Figure 13.3, on écrit donc "5/4".

Le pic de référence, d'une intensité de  $166 \text{ m}^3/\text{s}$ , est simulé à 06h le 15 octobre. Les réseaux AROME-PI compris entre 02h et 05h en entrée du modèle hydrologique prévoient un pic de crue. Comme on cherche ici une information sur l'intensité du pic de crue, on tolère le fait que les pics soient prévus à 06h le 15 octobre +/- 1h. Parmi les réseaux mentionnés, seuls les réseaux de 04h et de 05h simulent un pic de crue avec une erreur d'intensité inférieure à 30% par rapport à celui de référence, c'est le réseau le plus ancien (celui de 04h) qui est représenté dans le tableau : l'anticipation sur la bonne intensité du pic de crue est donc de 2 heures. Pour ce réseau de 04h, la différence entre le pic prévu et le pic de référence est inférieure à 10%, on colorie donc en vert les 2 heures avant l'heure H dans la colonne "Anticipation sur l'intensité du pic de crue" de la ligne du tableau (cf. Figure 13.3). Afin d'avoir une idée du nombre de cas où un pic de crue est prévu avec une intensité proche ou non de celle de référence, un triplet de valeurs séparées par des barres obliques de ponctuation est indiqué dans la même colonne. Ces valeurs correspondent dans l'ordre : au nombre total de réseaux qui prévoient un pic de crue, au nombre de réseaux qui prévoient un pic de crue à +/-1h du pic de référence et au nombre de réseaux qui prévoient un pic de crue à +/-1h du pic de référence et dont l'erreur d'intensité est inférieure à 30%. En l'occurrence pour l'événement du 15 octobre 2018, parmi les dix-sept réseaux AROME-PI utilisés, quatre simulent un pic de crue (réseaux de 02h à 05h), les quatre font une erreur d'au plus une heure sur l'heure du pic, mais seulement deux avec une erreur d'intensité inférieure à 30% (réseaux de 04h et 05h). Dans la colonne "Anticipation sur l'intensité du pic de crue", on écrit donc "4/4/2".

La décrue dans la référence a lieu à la suite du pic c'est-à-dire après 06h. Le premier réseau qui enclenche une décrue au bon moment est celui de 02h : l'anticipation sur la décrue est donc de 4 heures. On grise donc 4 heures dans la colonne "Anticipation de la décrue" de la ligne associée (cf. Figure 13.3). Notons bien que le pic de crue simulé avec ce réseau de 02h est très sur-estimé. Cela se traduit par une durée d'anticipation de la bonne intensité du pic de crue inférieure à celle de la décrue. En effet, l'anticipation de la bonne intensité du pic de crue ne coïncide pas toujours avec l'anticipation de l'heure du pic de crue. Si, comme dans l'exemple, la durée d'anticipation de la bonne intensité du pic de crue est inférieure à celle de la décrue, cela veut dire que des réseaux plus anciens prévoient des pics de crue mais avec une forte sur- ou sous-estimation. Au contraire, une durée d'anticipation de la bonne intensité du pic de crue supérieure à celle de la décrue indique que l'intensité prévue du pic de crue était bonne à une heure près mais que l'heure exacte du pic de crue n'était prévue que plus tard.

Nota bene : Pour tenir compte du temps de mise à disposition réel des réseaux de prévision, il faudrait retrancher ce temps à la durée d'anticipation indiquée dans les tableaux.

## 13.2 Apport des systèmes de prévision immédiate de pluie en entrée des modèles hydrologiques.

L'apport des prévisions immédiates de précipitations pour la prévision des crues est étu-

ISBA-TOP	Bassin versant	Pic de référence (m <sup>3</sup> /s)		Anticipation sur la montée							Anticipation sur l'intensité du pic de crue							Anticipation sur la décrue																								
		Pic observé (m <sup>3</sup> /s)	Pic de référence (m <sup>3</sup> /s)	H-7	H-6	H-5	H-4	H-3	H-2	H-1	H	H-4	H-3	H-2	H-1	H	H-5	H-4	H-3	H-2	H-1	H																				
03/10/15	Loup à Villeneuve-Loubet	127	160								AROME-PI 4/4											PIAF 21/21																				
	Siagne à Pégomas	215	214								AROME-PI 4/4											PIAF 24/24																				
	Brague à Biot	240	275								AROME-PI 4/4											PIAF 21/21																				
15/10/18	Orbiel à Bouilhonnac	481	414								AROME-PI 7/6										PIAF 29/29																					
	Lauquet à Saint-Hilaire	238	190								AROME-PI 7/7										PIAF 57/43																					
	Trapel à Villedubert	?	298								AROME-PI 5/4										PIAF 26/26																					
	Fresquel à Pezens	173	166								AROME-PI 5/4										PIAF 21/21																					
	Argent Double à la Redorte	169	129								AROME-PI 9/3										PIAF 61/23																					
	Ognon à Pépieux	76,9	45								AROME-PI 9/4										PIAF 45/33																					
	Cesse à Mirepeisset	574	293								AROME-PI 6/4										PIAF 29/29																					
	Orbiou à Villedaigne	1000	363								AROME-PI 4/4										PIAF 31/31																					

TABLE 13.1 – Tableau synthétique sur l'anticipation de la montée de débit, du pic de crue et de la décrue à partir des prévisions immédiates de pluie AROME-PI et PIAF en entrée d'ISBA-TOP pour les bassins concernés par les évènements des 03 octobre 2015 et 15 octobre 2018. La couleur verte (respectivement orange, rouge) indique une erreur d'intensité sur le pic prévu inférieure à 10% (respectivement 20%, 30%) par rapport au pic de référence. Pour plus d'explication sur la lecture du tableau, voir sous-section 13.1.4.





dié du point de vue de l'anticipation de la montée des pics de crue, de leur intensité et des décrues. L'analyse s'appuie sur les comportements des meilleurs scenarii de débits prévus par bassin versant et modèle hydrologique, reportés dans les tableaux 13.1 et 13.2.

### 13.2.1 Anticipation de la montée des débits

Parmi les meilleurs scenarii hydrologiques simulés à partir des prévisions de pluie issues de AROME-PI, les montées de débit prévues sont anticipées avec au minimum deux heures d'avance par rapport à la simulation de référence, quel que soit l'événement et le modèle hydrologique utilisé (tableaux 13.1 et 13.2). Dans la majorité des cas, l'anticipation est supérieure à quatre heures, et même, pour les bassins audois de l'Orbiel et du Lauquet, une augmentation des débits des cours d'eau est prévue jusqu'à six ou sept heures à l'avance avec les deux modèles hydrologiques, en autorisant un décalage d'une heure par rapport à l'heure de la montée dans la simulation de référence. La durée d'anticipation n'est pas pro-

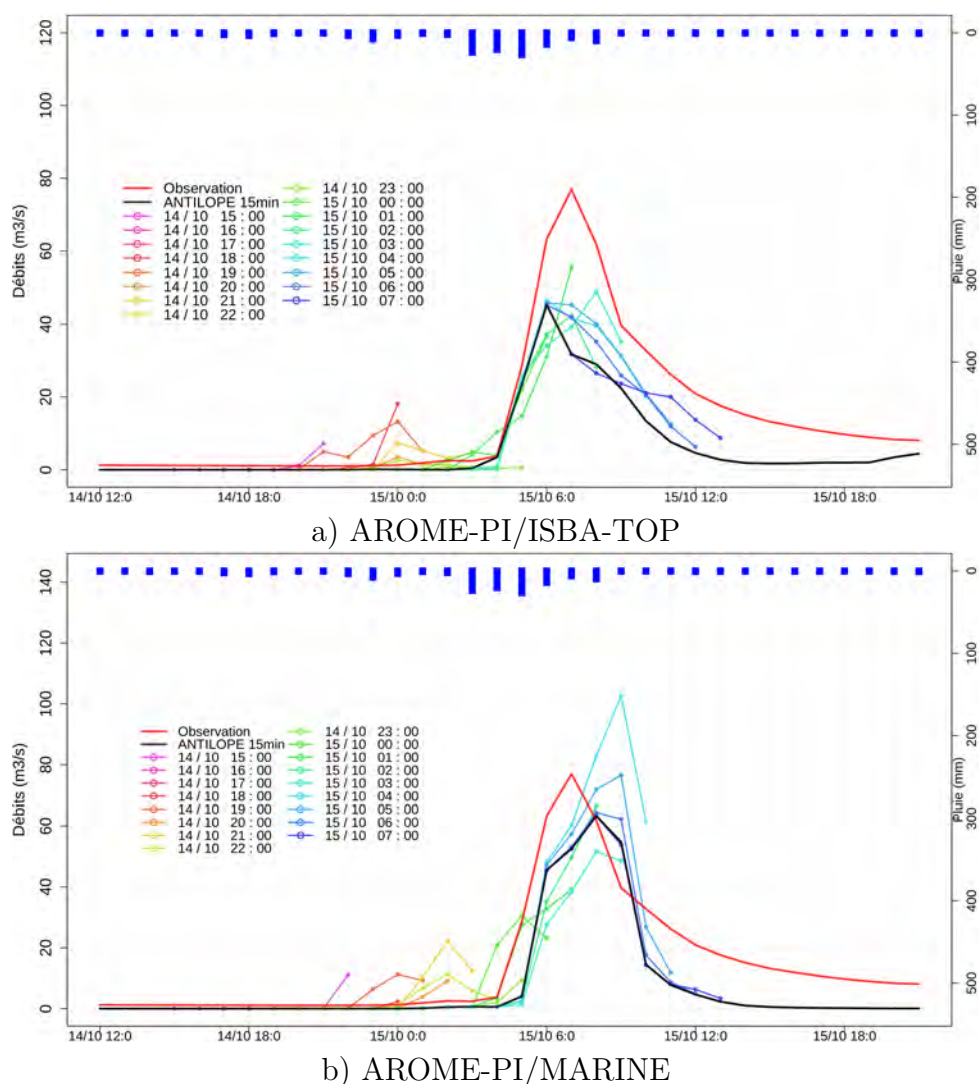


FIGURE 13.4 – Débits de l'Ognon à Pépieux les 14 et 15 octobre 2018 mesuré (ligne rouge), de référence (ligne noire) et prévus (lignes et points de couleur) par a) ISBA-TOP et b) MARINE, forcé par des prévisions de pluie des réseaux successifs de AROME-PI entre 15h le 14 et 07h le 15. L'histogramme bleu renversé représente les cumuls horaires ANTILOPE.

portionnelle à la taille des bassins, i.e. les bassins les plus petits aux temps de concentration les plus faibles n'ont pas nécessairement une durée d'anticipation plus courte. Il peut y avoir parmi les réseaux prévoyant une montée en crue, des décalages temporels supérieurs à une heure (pour le cas de l'Aude en particulier, voir chiffres de la colonne "Anticipation sur la montée" des tableaux 13.1 et 13.2), ce sont le plus souvent des montées simulées de manière trop précoce. C'est notamment le cas de l'Ognon à Pépieux ( $47 \text{ km}^2$ , Figure 13.4) où une montée est anticipée avec quatorze heures d'avance pour ISBA-TOP et avec onze heures d'avance pour MARINE. Bien que ces simulations soient une source d'information sur un éventuel signal ou "sursaut" hydrologique, elles présentent aussi les inconvénients d'une fausse alarme.

Dans les simulations où les modèles hydrologiques sont forcés par PIAF, la meilleure anticipation sur l'accroissement de débit est toujours supérieure à une heure et quinze minutes et atteint jusqu'à quatre heures sur plusieurs bassins audois avec MARINE, avec +/-1h par rapport à la montée de référence (tableaux 13.1 et 13.2). Sur la majorité des bassins, la durée d'anticipation du début de la crue simulée à partir de PIAF est plus importante avec MARINE qu'avec ISBA-TOP, dont la durée maximale d'anticipation est de trois heures et quarante-cinq minutes sur le bassin du Lauquet à Saint-Hilaire.

### 13.2.2 Anticipation des pics de crue

Les cases colorées de la colonne "Anticipation sur l'intensité du pic de crue" des tableaux 13.1 et 13.2 indiquent les meilleurs délais d'anticipation des bonnes intensités de pic de crue. Pour les simulations basées sur AROME-PI, l'anticipation maximale sur le pic de crue avec une erreur sur l'intensité inférieure à 10% (cases vertes des tableaux 13.1 et 13.2), varie d'une heure à cinq heures selon le modèle hydrologique et le bassin versant. Considérer l'anticipation sur les pics d'intensité plus éloignée de celle du pic de référence (erreur comprise entre 10 et 30%) permet de gagner jusque deux à trois heures, comme dans le cas du bassin de l'Orbiel pour les deux modèles hydrologiques. Avec une tolérance de 20% d'erreur sur l'intensité du pic de crue, l'anticipation est au minimum d'une heure (respectivement deux heures) et au maximum de quatre heures (respectivement cinq heures) pour ISBA-TOP (respectivement MARINE) forcé par AROME-PI. Le délai d'anticipation du pic de crue avec la bonne intensité n'est pas systématiquement le même entre les deux modèles. Par exemple pour le bassin de la Cesse il est de deux heures pour ISBA-TOP alors qu'il est de cinq heures pour MARINE. Inversement, pour le bassin de l'Argent Double, il est de quatre heures avec ISBA-TOP et seulement d'une heure avec MARINE.

Dans les simulations basées sur PIAF, l'anticipation sur la bonne intensité du pic de crue (erreur inférieure à 10%) est comprise entre trente-cinq minutes et deux heures quinze. Considérer l'anticipation sur les pics d'intensité plus erronée profite davantage aux simulations issues de ISBA-TOP que de MARINE, avec par exemple une anticipation supplémentaire d'une heure et vingt-cinq minutes pour le Loup à Villeneuve-Loubet. Pour les pics simulés avec une erreur sur l'intensité inférieure à 30%, on peut estimer globalement à environ une heure trente/deux heures l'anticipation possible des pics de crue avec PIAF, qui est un ordre de grandeur cohérent avec celui trouvé pour une bonne performance du système de prévision dans l'évaluation des lames d'eau.

La variabilité entre les réseaux PIAF (ou AROME-PI) peut être importante pour ce qui est de l'intensité de pics de crue simulés pour une même date. Sur la Figure 13.5 sont illustrées les prévisions de débits de la Brague à Biot le 03 octobre 2015 à partir des prévisions de pluie de PIAF entre 15h et 21h55 en entrée de ISBA-TOP et de MARINE. Sur cet

exemple, le pic de crue prévu à 20h avec ISBA-TOP est compris entre 148  $m^3/s$  pour le réseau de 18h15 et 275  $m^3/s$  pour les réseaux de 19h40 à 19h55. De même, les pics de crue prévus avec MARINE peuvent différer de plus de 100  $m^3/s$  (Figure 13.5b).

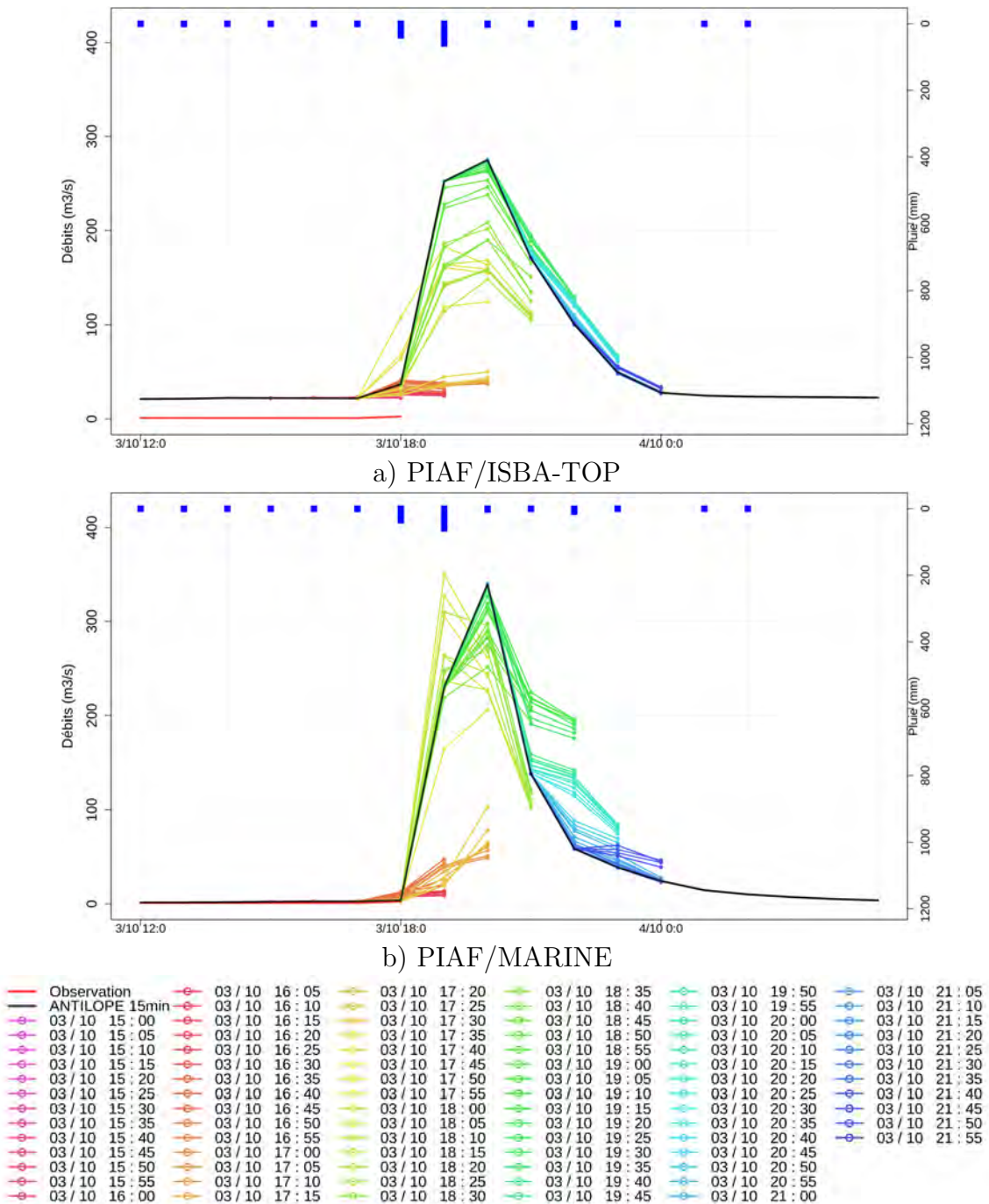


FIGURE 13.5 – Débits de la Brague à Biot le 03 octobre 2015 mesuré (ligne rouge continue), de référence (ligne noire continue) et prévus (en lignes et points de couleur) par a) ISBA-TOP et b) MARINE, forcé par des prévisions de pluie des réseaux successifs de PIAF. L'histogramme bleu renversé représente les cumuls horaires ANTILOPE observés.

Outre l'intensité du pic de crue, la dynamique des chroniques de débits prévus peut nettement varier entre des réseaux successifs de PIAF. C'est le cas par exemple des réseaux de 17h à 17h35 du 03 octobre 2015 qui prévoient une montée nette de débit entre 18h et 20h



avec ISBA-TOP sur le bassin du Loup à Villeneuve-Loubet (réseaux orange/vert/bleu de la Figure 13.7b) alors que les réseaux suivants de 17h40 à 18h35 prévoient un ralentissement de la montée de débit sur cette période (réseaux rose/orange/vert de la Figure 13.7c). Cela s'explique par le fait que ces deux "groupes" de réseaux s'appuient sur des réseaux AROME-PI distincts, ceux de 16h et de 17h (Figure 13.7a), qui prévoient respectivement une augmentation et une diminution du débit entre 20h et 21h. Des différences de dynamiques de débits au sein d'un même "groupe" peuvent aussi exister comme entre les réseaux de 17h00 à 17h25 qui prévoient une plus faible montée de débit que ceux de 17h30 et 17h35. Des valeurs de coefficient de pondération différentes d'un réseau à l'autre peuvent l'expliquer. En l'occurrence les réseaux PIAF de 17h30 et 17h35 suivent l'extrapolation pour leurs échéances de prévision inférieures à 40 minutes ( $\alpha = 1$ ), d'où le rapprochement avec la courbe de référence alors que les réseaux de 17h00 à 17h25 suivent le réseau AROME-PI de 16h pour leurs prévisions effectives entre 19 et 20h qui correspondent à des échéances de prévision comprises entre 2h35 et 3h (Figure 13.6).

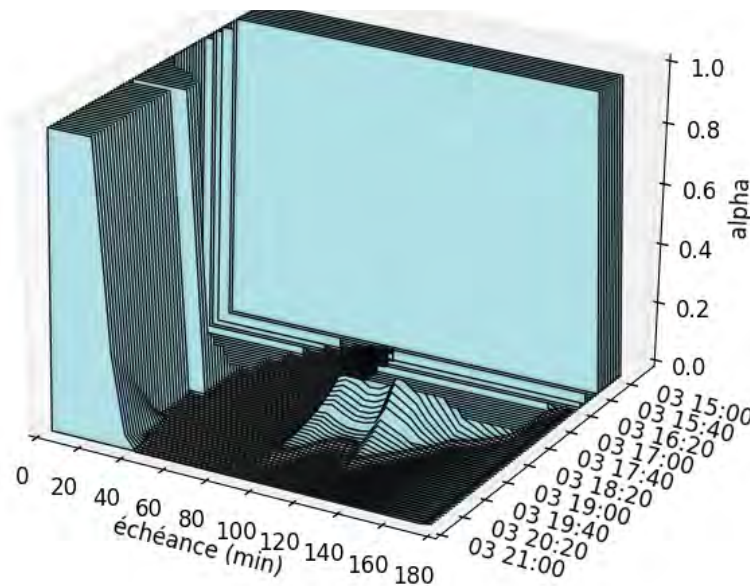
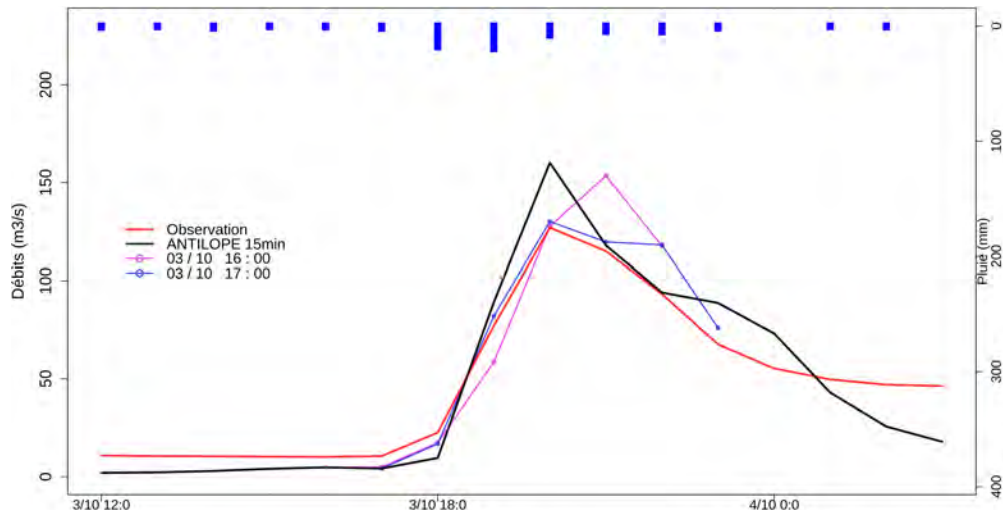


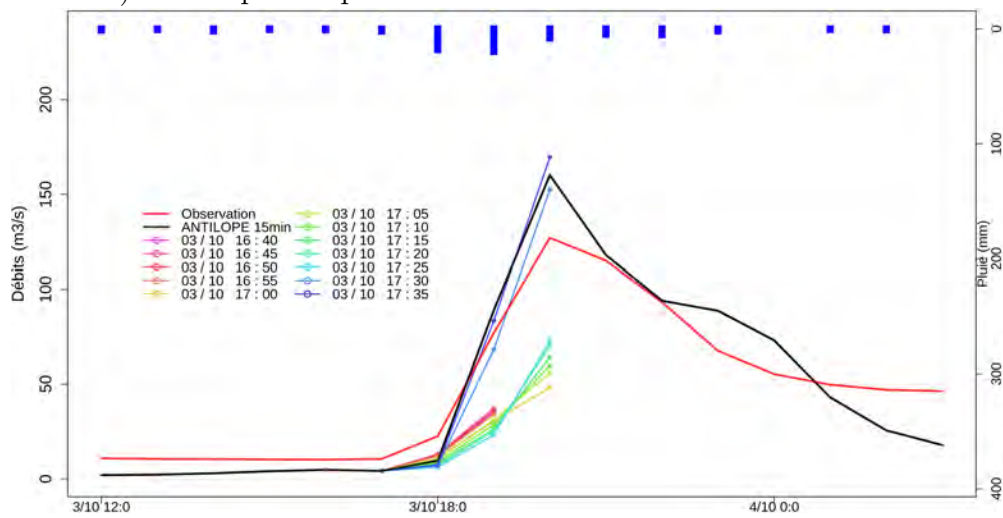
FIGURE 13.6 – Valeurs prises par le coefficient de pondération (alpha) dans PIAF en fonction des échéances de prévision, pour les réseaux de 15h00 à 21h00 le 03 octobre 2015 sur le Sud-Est de la France.

Pour les bassins de la Cesse et de l'Orbieu, l'absence de pic de crue prévu avec MARINE est due aux réseaux étudiés qui ne couvrent pas la période pendant laquelle le pic de crue de référence est simulé.

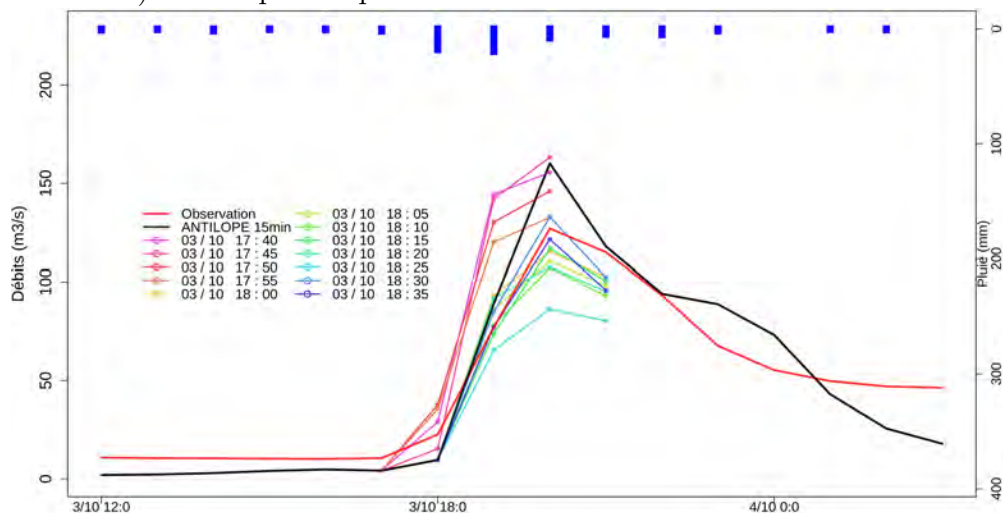
Comme l'indiquent les triplets d'entiers répertoriés dans le tableau 13.2 correspondant aux simulations de MARINE, il n'y a qu'une seule ligne (AROME-PI et le bassin de l'Ognon) pour laquelle le nombre total de réseaux qui prévoient un pic de crue est différent du nombre de réseaux qui prévoient un pic de crue à +/-1h du pic de référence. Pour ISBA-TOP, on peut compter neuf lignes du tableau 13.1 répondant à ce critère. Souvent, comme pour le bassin de la Brague (Figure 13.5 pour PIAF), cela peut s'expliquer par la prévision de pics de crue avec ISBA-TOP, là où MARINE ne simule que des montées de débits (voir par exemple les réseaux de 16h20 à 16h45 en orange foncé sur la Figure 13.5 qui simulent un très faible pic à 18h avec ISBA-TOP et une montée entre 17 et 19h avec MARINE).



a) Débits prévus par les réseaux AROME-PI de 16h et 17h



b) Débits prévus par les réseaux PIAF de 16h40 à 17h35



c) Débits prévus par les réseaux PIAF de 17h40 à 18h35

FIGURE 13.7 – Débits du Loup à Villeneuve-Loubet le 03 octobre 2015 mesuré (ligne rouge continue), de référence (ligne noire continue) et prévus (en lignes et points de couleur) par ISBA-TOP forcé par les prévisions de pluie des réseaux a) AROME-PI de 16h et de 17h, b) PIAF de 16h40 à 17h35 (qui dépendent du réseau AROME-PI de 16h) et c) PIAF de 17h40 à 18h35 (qui dépendent du réseau AROME-PI de 17h). Attention aux couleurs des réseaux des trois vignettes, qui ne sont pas communes. L’histogramme bleu renversé représente les cumuls horaires ANTILOPE observés. 146



La Figure 13.8 permet également d'illustrer cette différence entre les réponses hydrologiques simulées par les deux modèles ISBA-TOP et MARINE pour des mêmes prévisions de pluie, qui résultent de la non linéarité des réponses hydrologiques et des phénomènes de seuils. En effet, les réseaux AROME-PI de 22, 23, 00 et 01h des 14-15 octobre 2018, génèrent un pic de crue et une décrue avec ISBA-TOP et uniquement un fort accroissement de débit avec MARINE.

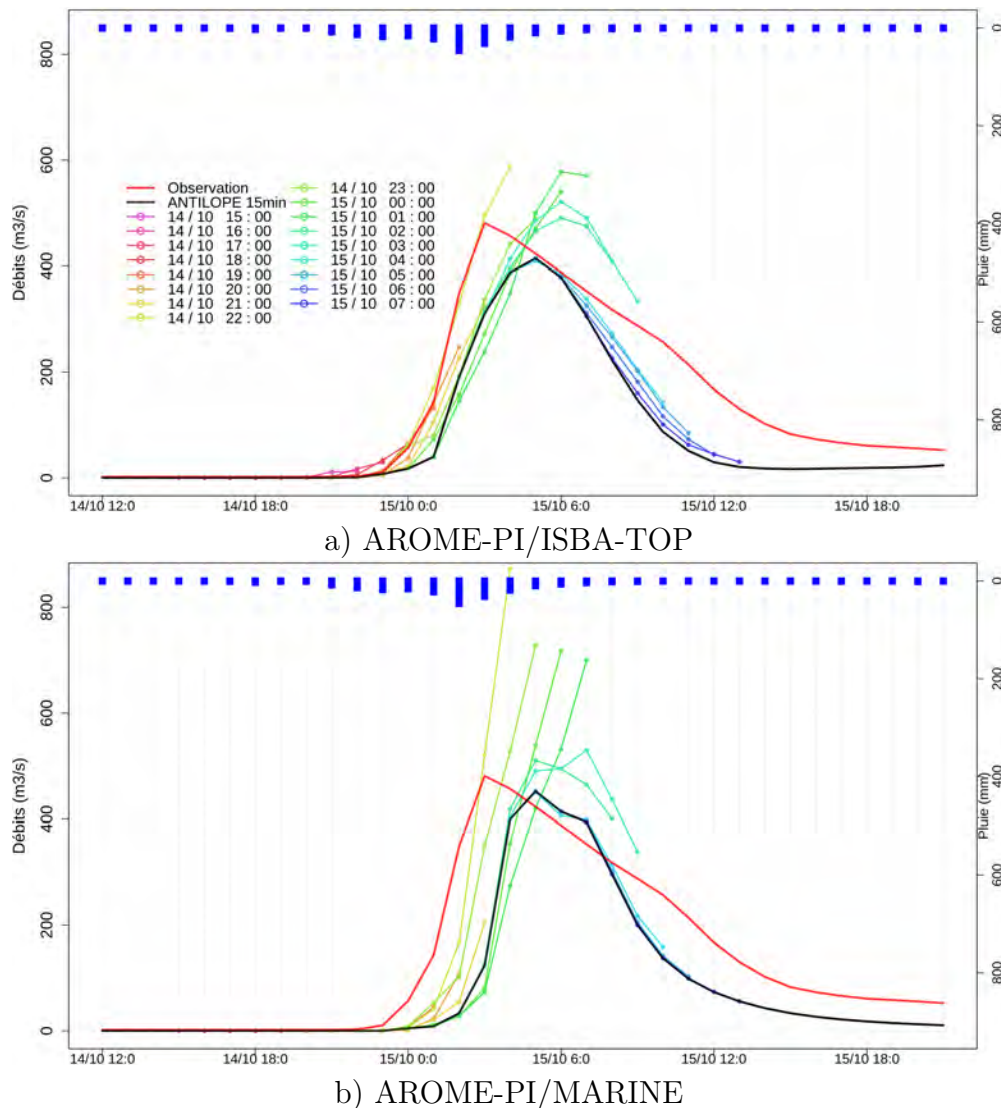


FIGURE 13.8 – Débits de l’Orbiel à Bouilhonnac les 14 et 15 octobre 2018 mesuré (ligne rouge continue), de référence (ligne noire continue) et prévus (en lignes et points de couleur) par a) ISBA-TOP et b) MARINE, forcé par des prévisions de pluie des réseaux AROME-PI pris entre 15h le 14 et 07 le 15. L’histogramme bleu renversé représente les cumuls horaires ANTILOPE observés.

### 13.2.3 Anticipation des décrues

Pour tous les cours d’eau et les deux modèles hydrologiques, les décrues simulées à partir des précipitations prévues par AROME-PI sont anticipées avec au maximum une à cinq heures d’avance (colonne "Anticipation de la décrue" des tableaux 13.1). La décrue des bassins versants cannois est systématiquement prévue avec quatre ou cinq heures d’avance,

l'anticipation est plus variable selon le modèle hydrologique et le bassin audois considérés.

Dans les simulations basées sur les prévisions de pluie issues de PIAF, la décrue est généralement prévue avec au mieux une heure trente, deux heures d'avance, si ce n'est pour l'Orbiel à Bouilhonnac simulé avec ISBA-TOP, où cette avance n'est que de vingt minutes (tableaux 13.1). La Cesse et l'Orbieu, qui ont leur exutoire situés les plus à l'est (avec une arrivée de la crue plus tardive) nécessiteraient d'utiliser les réseaux PIAF suivants pour prévoir la décrue avec MARINE. Cela est moins gênant avec ISBA-TOP, dont la référence simulée avec ANTILOPE est en avance sur l'observation.

#### CONCLUSION SUR L'APPORT DES PRÉVISIONS IMMÉDIATES DE PLUIE POUR LA PRÉVISION DES CRUES :

Sur les trois phénomènes étudiés (montée, bonne intensité du pic de crue, décrue), c'est sur la montée que l'on trouve généralement les meilleurs délais d'anticipation pour AROME-PI et PIAF et les deux modèles hydrologiques. La bonne intensité du pic de crue et la décrue peuvent être anticipées jusqu'à une à cinq heures d'avance à partir des prévisions de pluie AROME-PI. Sur les toutes premières échéances, la qualité des prévisions de précipitations issues de PIAF est très élevée et permet de prévoir le pic de crue et la décrue sur ces échéances. Au-delà d'une heure trente, deux heures, il est plus difficile de mettre en évidence un apport de PIAF pour prévoir les pics de crue et la décrue. La variabilité inter-réseaux pour PIAF comme AROME-PI est assez forte, l'utilisation des ensembles de pluie pour tenir compte de cette incertitude est examinée ci-après. Enfin, l'utilisation de deux modèles hydrologiques permet de mettre en avant des différences de réponse hydrologique liées certainement à des phénomènes de seuils, avec sur les deux événements étudiés : moins de pics de crue prévus par MARINE par rapport à ISBA-TOP mais d'intensité et de temporalité proches de celles de référence.

### **13.3 Évaluation de l'apport des prévisions d'ensemble de crues à partir d'ensembles de prévisions immédiates de pluie**

Les prévisions d'ensemble de crues simulées par les deux modèles hydrologiques pour les événements du 03 octobre 2015 et du 15 octobre 2018 ont été construites à partir d'ensembles de prévisions immédiates de pluie sélectionnés d'après l'étude sur l'évaluation des pluies. Si tous les ensembles de prévisions décalées dans le temps basés sur AROME-PI, mentionnés dans le chapitre sur l'évaluation des pluies, ont été testés (voir Tableau 12.3), seuls les ensembles constitués des dix-huit prévisions PIAF les plus récentes avec ou sans une tolérance temporelle de 30 minutes (TLE\_piaf18 et TLE\_piaf18\_tol30min) ont été examinés. Cette tolérance temporelle de 30 minutes était celle qui permettait d'obtenir de meilleurs résultats sur les pluies pour PIAF. L'analyse des résultats hydrologiques est menée au regard des conclusions obtenues lors de l'évaluation des ensembles de prévisions de pluie et a pour objectif de corroborer ou non l'intérêt d'un plus grand nombre de membres avec l'utilisation de réseaux de prévision plus anciens et/ou d'une tolérance temporelle. Pour les ensembles hydrologiques, il a été décidé de considérer un pic de crue comme prévu si au moins la moitié des membres le prévoient.

La Figure 13.9 illustre la prévision d'ensemble de débits du Lauquet à Saint Hilaire simulée par ISBA-TOP forcé par les prévisions de pluie de deux ensembles successifs de

TLE\_aromepi3. Elle permet d'illustrer à quel point il est difficile de conclure, cas par cas, sur l'intérêt à tenir compte des réseaux de prévision plus anciens. Par exemple, les trois membres de l'ensemble TLE\_aromepi3 disponible à 2h45 (Figure 13.9a), notés mb1, mb2 et mb3 sur la figure sont respectivement issus :

- des prévisions des échéances [45 minutes ; 4 heures[ du réseau AROME-PI de 2h
- des prévisions des échéances [1 heure 45 ; 5 heures[ du réseau AROME-PI de 1h
- des prévisions des échéances [2 heures 45 ; 6 heures[ du réseau AROME-PI de 0h

Pour cet ensemble de TLE\_aromepi3, l'intérêt du troisième membre est flagrant avec un débit simulé plus proche de celui de référence que les deux premiers membres. En revanche, pour l'ensemble disponible à 3h45, c'est le troisième membre, simulé à partir des prévisions des échéances [2 heures 45 ; 6 heures[ du réseau AROME-PI de 01h, qui est moins bon, en prévoyant une montée de débit plutôt qu'une décrue entre 6 et 7h. Ainsi l'ensemble de TLE\_aromepi2, disponible à 2h45, est moins bon que celui de TLE\_aromepi3 disponible à la même heure sur ces échéances, mais c'est le contraire pour les ensembles disponibles à 3h45.

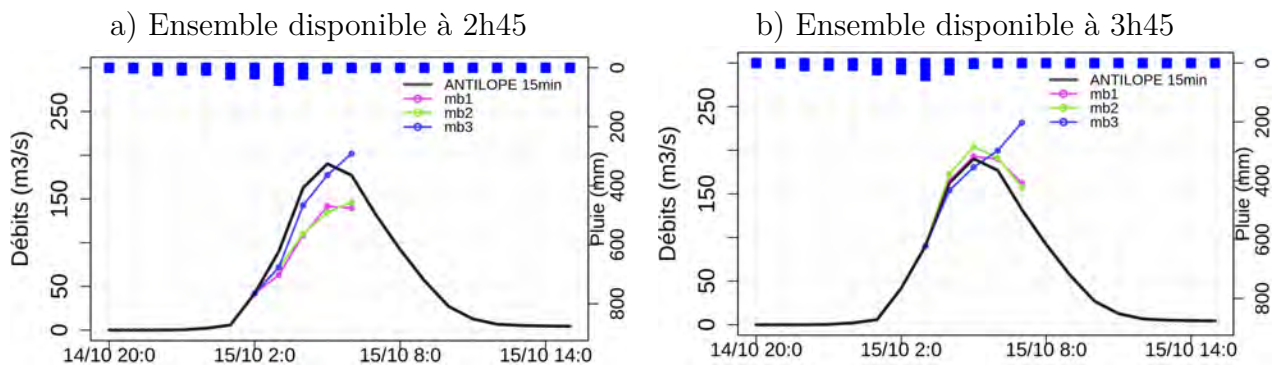


FIGURE 13.9 – Débits du Lauquet à Saint Hilaire les 14 et 15 octobre 2018 de référence (ligne noire continue) et prévus (membre par membre, en couleur) par ISBA-TOP, forcé par des prévisions de pluie des ensembles TLE\_aromepi3 disponibles à a) 2h45 et b) 3h45 le 15. L'histogramme bleu renversé représente les cumuls horaires ANTILOPE observés.

Afin de quantifier, à partir de notre échantillon de simulations hydrologiques, l'impact du nombre de membres des ensembles AROME-PI en entrée de ISBA-TOP ou de MARINE sur la prévision des pics de crue, trois types de valeurs sont reportés dans le Tableau 13.3 pour chaque bassin versant et chaque TLE. Dans l'ordre, les valeurs des triplets correspondent :

- au nombre d'ensembles prévoyant un pic de crue,
- au nombre d'ensembles prévoyant un pic de crue à la même heure que le pic de crue de référence,
- au nombre d'ensembles prévoyant un pic de crue à la même heure que le pic de crue de référence avec une erreur sur l'intensité du pic prévu par la médiane de l'ensemble inférieure à 30% par rapport à l'intensité du pic de référence.

Pour les bassins dont les exutoires sont Mirepeisset et Villedaigne, il n'y a pas de pic de crue simulé avec MARINE, car les périodes temporelles couvertes par les ensembles étudiés ne sont pas assez longues.

		TLE_aromepi5	TLE_aromepi4	TLE_aromepi3	TLE_aromepi3_TolTempo15	TLE_aromepi3_TolTempo30	TLE_aromepi2
Loup à Villeneuve-Loubet	ISBA-TOP	1/1/1	2/2/2	2/2/2	2/2/2	2/2/2	3/2/2
	MARINE	0/0/0	1/1/1	2/2/2	2/2/2	2/2/2	3/3/3
Siagne à Pégomas	ISBA-TOP	1/1/1	2/2/2	3/3/3	3/3/3	3/3/3	4/4/4
	MARINE	1/1/1	2/2/2	3/3/3	3/3/3	2/2/2	4/3/3
Brague à Biot	ISBA-TOP	1/1/1	3/2/1	3/3/0	3/3/0	3/3/0	5/4/0
	MARINE	1/1/1	3/2/2	2/2/2	3/3/2	3/3/2	5/3/2
Orbiel à Bouilhonnac	ISBA-TOP	1/1/1	1/1/1	2/1/1	2/1/1	2/1/1	3/2/1
	MARINE	1/1/1	1/1/1	1/1/1	1/1/1	1/1/1	2/1/1
Lauquet à Saint-Hilaire	ISBA-TOP	0/0/0	2/1/1	2/1/1	2/0/0	2/0/0	2/1/1
	MARINE	0/0/0	2/1/1	2/1/1	2/1/1	2/2/2	2/1/1
Fresquel à Pezens	ISBA-TOP	1/1/1	2/2/2	2/2/2	2/2/2	2/2/2	3/2/2
	MARINE	1/1/1	2/2/2	3/3/3	3/3/2	3/3/3	4/4/4
Argent Double à la Redorte	ISBA-TOP	1/1/1	5/1/1	6/1/1	5/1/1	5/1/1	7/2/1
	MARINE	1/1/1	1/1/1	2/1/1	2/1/1	2/1/1	4/1/1
Ognon à Pépieux	ISBA-TOP	1/1/1	4/2/2	5/2/2	5/1/1	5/1/1	6/1/1
	MARINE	1/1/1	2/2/2	2/2/2	2/2/2	2/2/2	5/2/2
Cesse à Mirepeisset	ISBA-TOP	0/0/0	1/1/1	1/1/1	2/2/2	2/2/2	2/2/1
	MARINE	0/0/0	0/0/0	0/0/0	0/0/0	0/0/0	0/0/0
Orbieu à Villedaigne	ISBA-TOP	1/1/1	2/2/2	2/2/2	2/2/2	2/2/2	3/3/1
	MARINE	0/0/0	0/0/0	0/0/0	0/0/0	0/0/0	0/0/0

TABLE 13.3 – Triplets de valeurs associés aux bassins cannois (cas du 03/10/15) et audiois (cas du 15/10/18) pour les différents types de TLE basés sur AROME-PI en entrée de ISBA-TOP ou de MARINE. Les valeurs des triplets correspondent dans l'ordre : au nombre d'ensembles prévoyant un pic de crue, au nombre d'ensembles prévoyant un pic de crue à la même heure que le pic de crue de référence et au nombre d'ensembles prévoyant un pic de crue à la même heure que le pic de crue de référence avec une erreur sur l'intensité du pic de la médiane inférieure à 30% par rapport au pic de référence.

Le nombre d'ensembles prévoyant un pic de crue à l'heure du pic de référence (deuxième élément des triplets), et le délai d'anticipation du pic de crue qui va avec, tendent en général à augmenter en forçant les modèles hydrologiques avec des ensembles d'horizon de prévision plus lointain. Considérer moins de membres ne dégrade pas forcément la qualité de la prévision hydrologique. C'est le cas par exemple des pics de crue prévus pour la Siagne à Pégomas le 3 octobre 2015 par ISBA-TOP et par MARINE. Les Figure 13.10 et 13.11 présentent tous les pics de crue prévus par les ensembles basés sur les cinq, quatre, trois ou deux prévisions successives de AROME-PI en entrée de ISBA-TOP et de MARINE respectivement. Moins

on considère de membres, plus on gagne en anticipation sur la prévision du pic, avec ici une heure d'anticipation en plus à chaque membre en moins. Pour ISBA-TOP (respectivement MARINE), le pic de crue de référence est simulé avec une intensité de  $214 \text{ m}^3/\text{s}$  le 03 octobre à 20h (respectivement  $539 \text{ m}^3/\text{s}$  le 03 octobre à 19h). L'ensemble TLE\_aromepi2 disponible à 16h45 pour ISBA-TOP (15h45 pour MARINE) permet ainsi d'avoir trois heures quinze d'anticipation sur l'heure du pic par rapport au pic de référence simulé. Ici l'incertitude sur l'intensité du pic de crue diminue clairement pour ISBA-TOP avec les ensembles les plus récents (Figure 13.10), comme l'indique la taille du faisceau des débits simulés qui se resserre autour du pic avec les ensembles successifs. C'est aussi le cas avec TLE\_aromepi3 et TLE\_aromepi4 en entrée de MARINE (Figure 13.11).

On peut remarquer sur cet exemple comme dans les autres simulations (non montrées), que l'intensité du débit simulé seulement quinze minutes après l'heure de disponibilité des ensembles AROME-PI est souvent très proche de celle du débit de référence à la même heure. Ceci s'explique par le fait que le cumul horaire de pluie est constitué des cumuls ANTILOPE pour les 45 premières minutes et des pluies prévues seulement pour les 15 minutes suivantes. Ainsi, les deux scénarii de TLE\_aromepi2 disponibles à 18h45 en entrée de ISBA-TOP (Figure 13.10) sont quasiment confondus avec la référence entre 18h et 19h, et les débits de tous les ensembles disponibles à 18h45 en entrée de MARINE sont aussi quasiment confondus avec la référence entre 18h et 19h. La comparaison, sur cet exemple, des ensembles de tailles différentes disponibles à la même heure sur des échéances communes de prévision, ne permet pas de caractériser l'aspect de l'enveloppe de crue simulée en fonction du nombre de membres de l'ensemble.

L'évaluation des ensembles de pluie basés sur AROME-PI (section 12.3.1) a montré que l'utilisation d'une tolérance temporelle de 30 minutes prévalait sur celle de 15 minutes et améliorerait généralement les scores par rapport aux prévisions sans tolérance temporelle. Pour ce qui est du nombre, de l'intensité et de la temporalité des pics de crue simulés pour les deux cas de crue étudiés à partir des ensembles TLE\_aromepi3 (Tableau 13.3), l'apport d'une tolérance temporelle est plus mitigé. Dans certains cas elle permet de bénéficier d'un pic de crue prévu supplémentaire avec une erreur sur l'intensité de la médiane inférieure à 30% (cas de la Cesse avec ISBA-TOP, ou du Lauquet avec MARINE avec une tolérance de 30 minutes). Et dans d'autres cas, elle dégrade l'intensité d'un pic prévu (cas du Lauquet ou de l'Ognon avec ISBA-TOP).

De la même manière que pour les débits simulés à partir des prévisions non-ensemblistes de AROME-PI, des pics trop précoces sont simulés par ISBA-TOP pour l'Argent Double à la Redorte et l'Ognon à Pépieux (voir les différences entre les première et deuxième valeurs des triplets du Tableau 13.3).

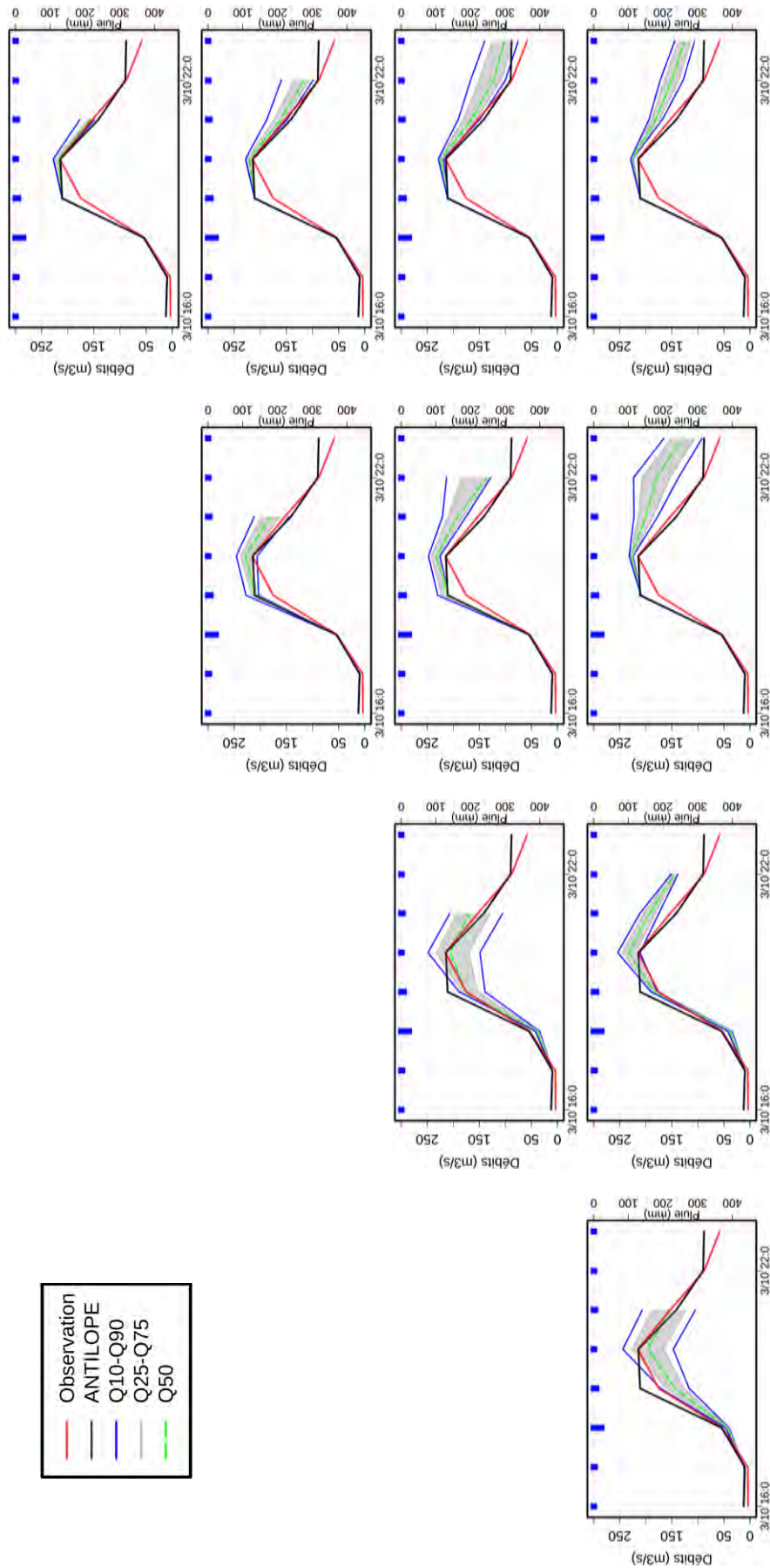


Ensemble disponible à 16h45

Ensemble disponible à 17h45

Ensemble disponible à 18h45

Ensemble disponible à 19h45



TLE\_ensemble5

TLE\_ensemble4

TLE\_ensemble3

TLE\_ensemble2

FIGURE 13.10 – Pics de crue de la Siagne à Pégomas le 3 octobre 2015 mesuré (ligne rouge continue), de référence (ligne noire continue) et prévus (enveloppe grises et lignes bleues) par ISBA-TOP, forcé par des prévisions de pluie des ensembles de TLE\_ensemble5, TLE\_ensemble4, TLE\_ensemble3 et TLE\_ensemble2. La ligne verte tracée en tireté indique la médiane de l'ensemble. L'histogramme bleu renversé représente les cumuls horaires ANTILOPE observés.



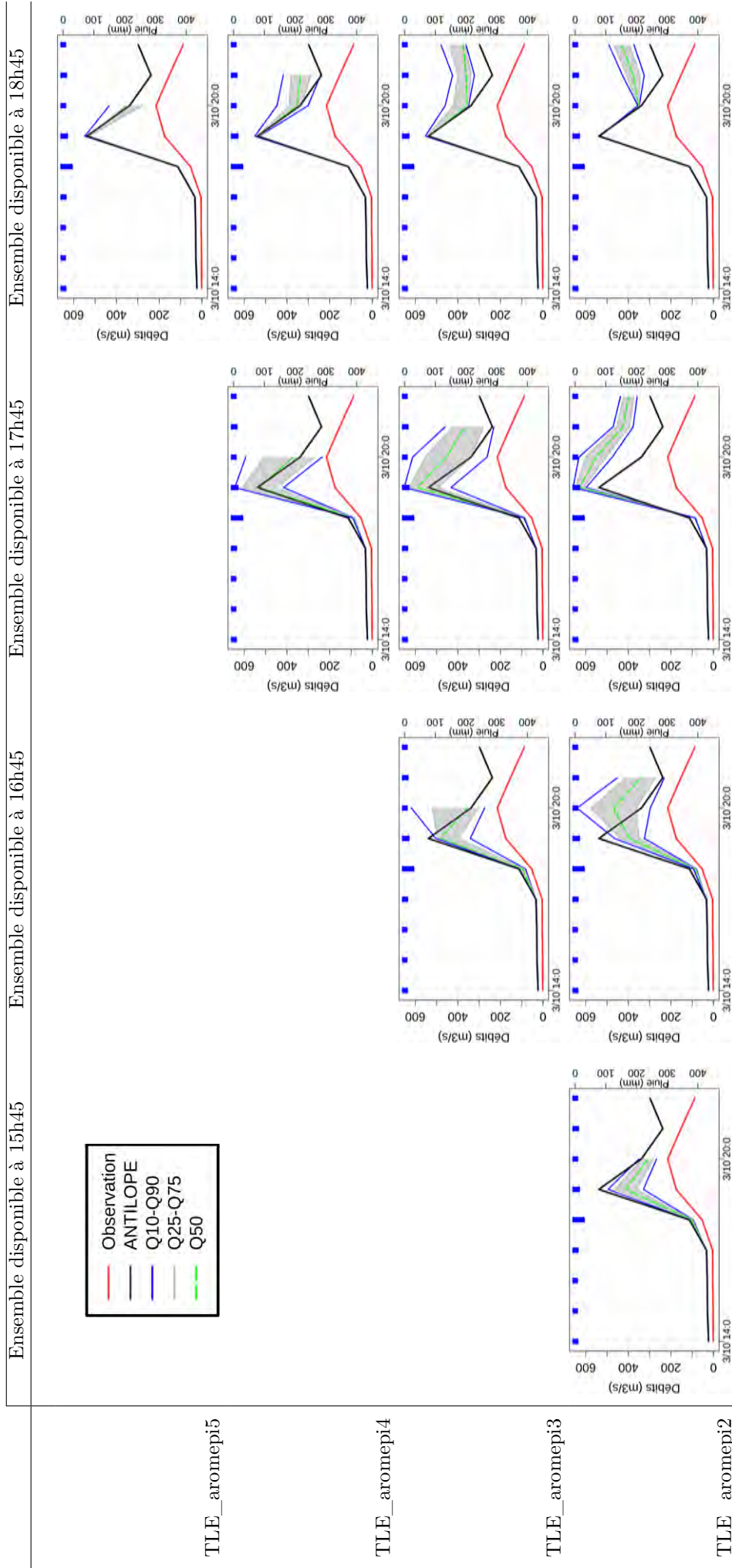


FIGURE 13.11 – Pics de crue de la Siagne à Pégomas le 3 octobre 2015 mesuré (ligne rouge continue), de référence (ligne noire continue) et prévus (enveloppe grises et lignes bleues) par MARINE, forcé par des prévisions de pluie des ensembles de TLE\_aromepi5, TLE\_aromepi4, TLE\_aromepi3 et TLE\_aromepi2. La ligne verte tracée en tireté indique la médiane de l'ensemble. L'histogramme bleu renversé représente les cumulés horaires ANTILOPE observés.

Comme les hydrogrammes sont simulés au pas de temps horaire et s'arrêtent à l'heure de fin des réseaux de prévision météorologique, l'anticipation sur le pic de crue est de quinze ou trente minutes au maximum pour les simulations basées sur les prévisions d'ensemble de pluie de 18 membres issues de PIAF. En effet, les ensembles TLE\_piaf18, qui fournissent 1h30 de prévision permettent de prévoir la valeur d'un ou deux débits horaires, selon leur heure de lancement. Avec les ensembles disponibles à H+30' et H+45', on peut prévoir les débits à H+1 et H+2. En revanche avec les ensembles disponibles à H et H+15', on peut seulement prévoir le débit à H+1. Pour le cas de Cannes, tous les ensembles de TLE\_piaf18 et de TLE\_piaf18\_TolTempo30 compris entre 16h30 et 22h le 03 octobre 2015 ont été utilisés en entrée de ISBA-TOP et de MARINE. Pour le cas de l'Aude ce sont les ensembles compris entre 17h30 le 14 octobre et 08h le 15.

Pour ces simulations, les pics de crue sont toujours prévus au bon instant par rapport à la simulation de référence. Là encore, certains pics de crue ne sont pas simulés dans la durée de la prévision étudiée.

L'apport d'une tolérance temporelle de 30 minutes pour la prévision des pics de crue à partir des 18 réseaux PIAF successifs est un peu moins évidente que sur les pluies. Dans la majorité des cas, l'anticipation sur le pic est la même avec ou sans tolérance, quel que soit le modèle hydrologique utilisé. Il existe cependant des cas où, un plus grand nombre de membres permet de gagner 15 minutes d'anticipation sur le pic de crue, comme pour l'Orbiel à Bouilhonnac (Figure 13.12). Sur cet exemple, la médiane de l'ensemble sans tolérance temporelle disponible à 4h30 ne prévoit pas de pic de crue mais une légère montée, alors que celle de l'ensemble avec tolérance prévoit une légère décrue entre 5 et 6h. Le comportement inverse a aussi été simulé une fois avec ISBA-TOP, pour l'Argent Double à la Redorte, où TLE\_piaf18 prévoyait un pic de crue avec l'ensemble disponible à 5h30, alors que TLE\_piaf18\_TolTempo30 à la même heure, et l'ensemble suivant, disponible à 5h45, ne simule que des augmentations de débit.

## 13.4 Conclusion sur l'évaluation des débits

L'apport des prévisions immédiates de pluie pour la prévision des crues simulées avec ISBA-TOP et MARINE a été étudié pour les événements catastrophiques du 03 octobre 2015 et du 15 octobre 2018. Les débits simulés à partir des prévisions PIAF et AROME-PI ont été évalués sur l'anticipation de la montée, de la bonne intensité du pic de crue et de la décrue par rapport aux simulations dites de référence, basées sur les lames d'eau ANTILOPE. Pour les meilleurs scénarii basés sur AROME-PI, les montées de débit prévues sont anticipées avec au minimum deux heures d'avance, et la bonne intensité du pic de crue et la décrue peuvent être anticipées jusqu'à une à cinq heures d'avance. Pour PIAF, la meilleure anticipation sur la montée est toujours supérieure à une heure et quinze minutes et atteint jusqu'à quatre heures, sur la bonne intensité du pic de crue (erreur inférieure à 10%) elle est comprise entre trente-cinq minutes et deux heures quinze, et sur la décrue elle varie entre vingt minutes et deux heures.

Les pics de crue simulés à partir de certains ensembles de prévision de précipitation évalués dans le chapitre sur la qualité des pluies ont aussi été étudiés pour les deux mêmes événements hydrométéorologiques intenses. Tous les ensembles de prévisions décalées dans le temps basés sur AROME-PI et les ensembles constitués des dix-huit prévisions PIAF les plus récentes avec ou sans une tolérance temporelle de 30 minutes (TLE\_piaf18 et TLE\_piaf18\_tol30min) ont été examinés. Dans l'évaluation des pluies, utiliser un plus grand nombre de membres avec des réseaux de prévision plus anciens et/ou une tolérance tempo-

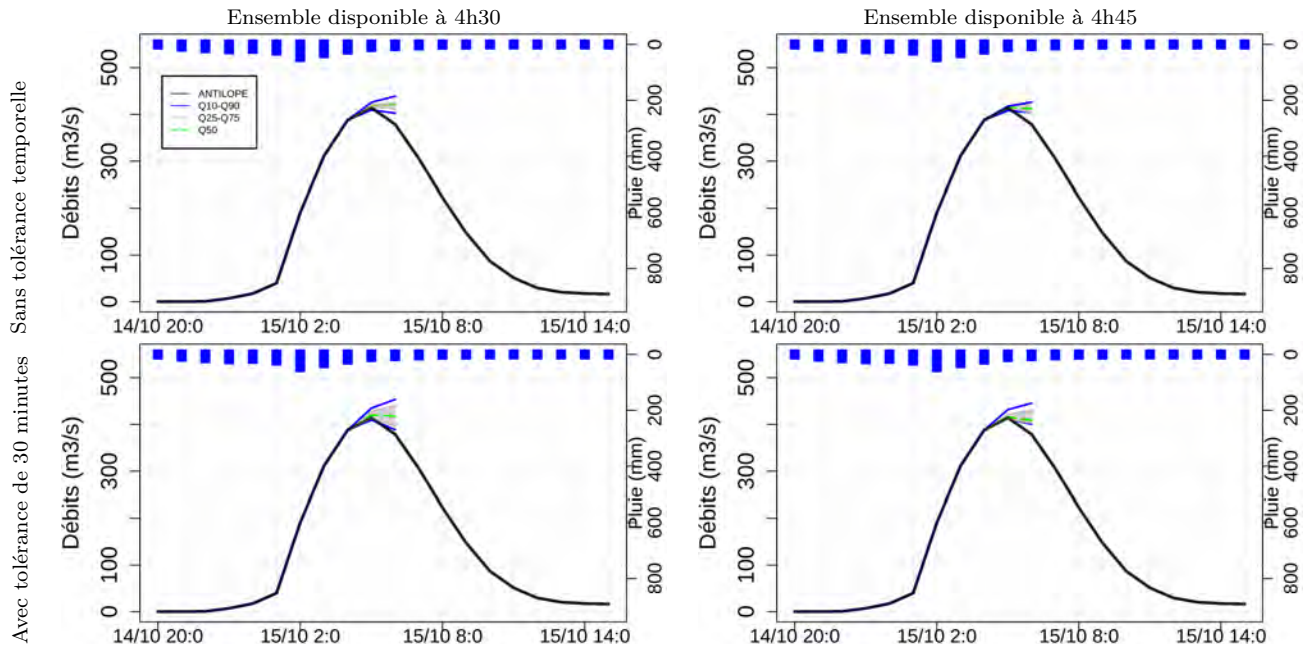


FIGURE 13.12 – Pics de crue de l’Orbiel à Bouilhonnac le 15 octobre 2018 mesuré (ligne rouge continue), de référence (ligne noire continue) et prévus (enveloppe grises et lignes bleues) par ISBA-TOP, forcé par des prévisions de pluie des ensembles de TLE\_piaf18 et TLE\_piaf18\_TolTempo30. L’histogramme bleu renversé représente les cumuls horaires ANTILOPE observés.

relle présente un intérêt. Pour les ensembles de débit basés sur AROME-PI, moins il y a de membres, plus il y a en général de prévisions d’ensemble prévoyant un pic de crue à l’heure du pic de référence, notamment grâce à leur horizon de prévision qui est plus lointain. Pour les ensembles de débit basés sur TLE\_piaf18, l’anticipation sur le pic de crue est de quinze ou trente minutes par construction et le pic est toujours simulé à la bonne heure. L’apport d’une tolérance temporelle pour les ensembles de débits basés sur AROME-PI ou sur PIAF n’est pas aussi net que pour les ensembles de pluie, avec des améliorations et des dégradations de l’intensité et/ou de la temporalité des pics de crue prévus selon les bassins versants et les modèles hydrologiques.



# Synthèse et perspectives

Les départements de l'arc méditerranéen sont particulièrement exposés aux pluies intenses et aux crues rapides dévastatrices. Leur anticipation sur quelques heures est cruciale pour renforcer la capacité des populations et des services de secours à faire face à ces événements extrêmes en situation de crise.

Le travail de thèse présenté dans ce manuscrit portait sur l'anticipation à quelques heures des conséquences hydrologiques des épisodes méditerranéens de pluie intense, avec pour objectif d'explorer deux axes : l'amélioration de la description du terrain et des sols dans la modélisation hydrologique et l'utilisation de prévisions immédiates de pluie.

L'apport d'une représentation plus fine du type de surface et de la texture des sols pour la modélisation des réponses hydrologiques a d'abord été étudié. Une étude de sensibilité a été menée sur l'impact des descripteurs de sol sur la simulation des pics de crue et du ruissellement (extension spatiale et temporelle), ainsi que sur l'impact d'un changement de résolution spatiale du modèle hydrologique. Différentes sources de données sur la texture du sol et l'occupation des sols ont été évaluées pour deux zones (une zone rurale et une zone urbanisée) du Sud-Est de la France en utilisant le système ISBA-TOP avec deux résolutions (300 et 1000 m). Les débits et ruissellements simulés ont été évalués sur douze cas de crues passés, avec des données observées, estimées (issues de retours d'expérience) et des données d'impact, comme la localisation des victimes ou des dégâts. Les résultats montrent que, par ordre d'influence décroissante, le changement de résolution spatiale, la description de la texture du sol et enfin la représentation de l'occupation du sol impactent les réponses hydrologiques simulées. Le changement de résolution spatiale dans ISBA-TOP entraîne des différences en termes de débit simulé et de spatialisation du ruissellement, et une plus haute résolution (300 m) améliore les résultats. Les valeurs de débit simulées sont souvent plus affectées par les différences dans les bases de données sur la texture du sol que par les différences dans les bases de données sur l'occupation des sols, en particulier dans les zones rurales. L'occupation et la texture du sol influencent localement les processus à l'oeuvre dans le cas de crues rapides. Leur variabilité spatiale a un impact sur les chemins d'écoulements préférentiels, les vitesses d'écoulement et le stockage de l'eau. Cette étude a permis de définir la configuration d'ISBA-TOP pour l'évaluation des prévisions immédiates de précipitation, à savoir une résolution de 300 m, l'utilisation des données LUCAS pour la texture du sol et des données ECOCLIMAP-II pour l'occupation du sol.

Le potentiel de l'utilisation des prévisions immédiates de pluie pour la prévision à échéance six heures des crues soudaines a ensuite été étudié. Deux nouveaux systèmes de prévision disponibles à Météo-France ont été évalués : AROME-PI, la version dédiée à la prévision immédiate du modèle de prévision numérique du temps AROME et PIAF, une nouvelle méthode de fusion entre extrapolation des lames d'eau radar et prévision numérique du temps. Plus que pour toute autre échéance de prévision, les contraintes de disponibilité en temps réel des prévisions opérationnelles de pluie sont cruciales pour les très courtes échéances de la prévision immédiate. L'évaluation menée ici s'est donc attachée à les prendre en compte mais aussi à adopter un point de vue hydrologique. Les prévisions issues d'AROME-PI, de PIAF et d'AROME-France ont été évaluées et comparées sur dix cas de crues récents. Dans un premier temps, les cumuls de précipitation prévus ont été évalués

en comparant les lames d'eau observées et prévues sur les bassins versants affectés par ces crues. Puis une évaluation des précipitations prévues à l'échelle régionale du Sud-Est de la France par comparaison à la lame d'eau ANTILOPE a été menée avec des conclusions qui sont globalement les mêmes que celles de l'évaluation sur les bassins versants. Les résultats montrent que PIAF est de très bonne qualité sur la première heure de prévision, grâce notamment à la qualité de l'extrapolation radar. Cette qualité se dégrade très rapidement, pour atteindre une qualité comparable (voire inférieure) à AROME-PI au-delà d'environ 1h15/1h30 de prévision pour les cumuls 15 minutes, et 2h pour les cumuls horaires. Pour les échéances comprises entre 2 et 3h, les performances d'AROME-PI sont supérieures ou équivalentes à celles de PIAF en général.

Dans un second temps, l'apport proprement dit pour la prévision des crues a été étudié en forçant les modèles hydrologiques ISBA-TOP et MARINE par les prévisions immédiates de pluie, pour deux cas de crues majeures, le cas du 3 octobre 2015 dans la région de Cannes et le cas du 15 octobre 2018 dans la région de Carcassonne. Une attention particulière a été portée à l'anticipation maximale que l'on pouvait obtenir sur la montée des débits, la bonne intensité du pic de crue et l'instant de la décrue (ou du pic de crue), en comparant les hydrogrammes prévus à une simulation de référence basée sur les lames d'eau observées ANTILOPE. Pour les deux événements étudiés, la bonne intensité du pic de crue et la décrue peuvent être anticipées jusqu'à une à cinq heures d'avance à partir des prévisions de pluie AROME-PI. Les montées de débit prévues, elles, sont anticipées avec au minimum deux heures d'avance par rapport à la simulation de référence. Dans les simulations où les modèles hydrologiques sont forcés par PIAF, la meilleure anticipation sur la montée des cours d'eau à +/-1h est toujours supérieure à une heure et quinze minutes et atteint jusqu'à quatre heures, tandis que l'anticipation des bonnes intensités de pics de crue et des décrues est d'une heure trente, deux heures au mieux. Aucune évaluation par rapport à une simulation hydrologique forcée par une pluie future nulle (ou la persistance) n'a été menée, bien que ce soit classiquement fait en prévision hydrologique. L'impact du temps de concentration des bassins versants est un point qui mériterait d'être approfondi.

L'apport d'une utilisation d'ensembles de prévisions de pluies AROME-PI, et PIAF respectivement, a également été étudié. Les ensembles, formés à partir des prévisions de réseaux successifs de chacun des deux systèmes, sont sous-dispersifs et ont tendance à sous-estimer les observations. Augmenter la taille de l'ensemble en tenant compte de réseaux plus anciens ou en ajoutant une tolérance temporelle de 15 ou 30 minutes, permet d'améliorer les performances et d'accroître globalement la dispersion. Un compromis doit tout de même être trouvé entre l'horizon de prévision et la taille de l'ensemble.

En forçant ISBA-TOP et MARINE par les ensembles AROME-PI sur les deux cas de crue précédemment étudiés, le délai d'anticipation des pics de crue tend à augmenter avec des ensembles d'horizon de prévision plus lointain comme on aurait pu s'y attendre, mais l'incertitude sur l'intensité du pic de crue est variable selon les bassins et le nombre de membres de l'ensemble. L'ajout d'une tolérance temporelle a peu d'effet en termes de pics de crue. Pour les ensembles constitués des dix-huit prévisions PIAF les plus récentes avec ou sans une tolérance temporelle de 30 minutes, les réponses hydrologiques sont similaires sur les deux événements étudiés et ne permettent pas de conclusion sur un éventuel apport de la tolérance temporelle. Le fait que la tolérance temporelle améliore la prévision des pluies de bassin mais pas forcément des débits est un point qui reste à creuser avec certainement davantage de cas.

Outre les questions sur la modélisation des conséquences hydrologiques et sur l'utilisation des prévisions immédiates de pluie, deux questions concernant l'évaluation des simulations



---

et des prévisions étaient posées au début de ce manuscrit. La première porte sur l'évaluation du ruissellement simulé en l'absence d'observation directe de cette variable. Les données d'impact et celles issues de retours d'expérience sont indispensables pour la vérification des simulations de ruissellement. Si la vérification visuelle subjective est plutôt facile à mener, l'évaluation objective des cartes de ruissellement simulé à partir des données ponctuelles d'impacts est plus difficile à réaliser. Une méthode a été proposée pour l'événement du 3 octobre 2015, pour comparer le ruissellement moyen au nombre de données d'impact. Le domaine d'étude contenant le ruissellement simulé et les données d'impact est balayé sur tous ses points de grille par une fenêtre circulaire glissante (rayon de 1 km). A chaque déplacement sont calculés le nombre d'impact et le ruissellement moyen "contenus" dans la fenêtre. Le ruissellement moyen simulé est ensuite présenté en fonction du nombre d'impacts. La seconde question portait sur la dépendance des conclusions de l'évaluation des prévisions aux variables évaluées (pluie, débit) et au modèle hydrologique utilisé. La sensibilité des résultats au modèle hydrologique a été considérée via l'utilisation de MARINE et d'ISBA-TOP. D'autres modèles seront utilisés dans le cadre du projet PICS et permettront peut-être également de compléter l'évaluation qui a été faite jusqu'ici. L'évaluation des prévisions de pluie sur le Sud-Est de la France et sur les bassins versants affectés par les crues aboutissent globalement aux mêmes conclusions. Pour ce qui est de la dépendance des résultats aux variables étudiées (pluie et débit), le petit nombre de cas étudiés pour les débits ne permet pas de conclure véritablement, même si certains aspects se retrouvent dans les deux évaluations, comme par exemple la très bonne performance de PIAF sur les toutes premières échéances à prévoir des pluies et à simuler des débits en entrée des modèles hydrologiques.

Cette évaluation pourrait être complétée en examinant un plus grand nombre d'événements, car la contrainte de choisir des cas récents pour l'évaluation de PIAF et de AROME-PI, a restreint l'échantillon d'étude de manière significative. Une autre perspective pour ces travaux de thèse serait d'évaluer les cumuls de ruissellement simulés à partir des pluies prévues sur la courte échéance. L'utilisation de données d'impact a montré son intérêt, mais d'autres restent encore à être employées pour de futures évaluations, comme par exemple les données issues des observations participatives de l'application mobile de Météo-France. A titre d'illustration pour ces deux dernières remarques, la Figure 13.13 compare les cumuls de ruissellement, sur la période 00h45-6h le 15 octobre 2018, simulé par ISBA-TOP forcé par les lames d'eau ANTILOPE et par le réseau de 00h de AROME-PI. La position des observations participatives "pluie et inondation" relevées sur l'application mobile de Météo-France entre 21h et 09h sont également localisées sur la partie gauche de la figure. Le ruissellement prévu par ce réseau de AROME-PI est globalement du même ordre de grandeur que celui observé, même s'il est surestimé sur les bassins de l'Argent Double et de l'Orbiel.

Pour ce qui est des ensembles de prévision immédiate construits, il serait intéressant de prolonger les scénarii prévus par des pluies nulles sur quelques heures. Utiliser ces nouveaux scénarii en entrée des modèles hydrologiques permettrait probablement de prolonger le gain en anticipation. Comme PIAF est de très bonne qualité sur les toutes premières échéances, donner un poids plus fort aux réseaux les plus récents qui composent les ensembles est également une perspective à suivre. A terme on pourrait également envisager une chaîne de prévision de pluie probabiliste sans couture, qui utiliserait les prévisions de différents systèmes selon l'échéance, et qui forcerait des modèles hydrologiques. Elle pourrait s'appuyer sur les prévisions de PIAF jusqu'à 1h15/1h30 d'échéance puis sur les prévisions de AROME-PI et de AROME-France. Une étude sur le coefficient de pondération dans PIAF mériterait

également d'être conduite, notamment pour les échéances d'une à deux heures, afin d'affiner éventuellement le choix entre PIAF et AROME-PI sur ce créneau.

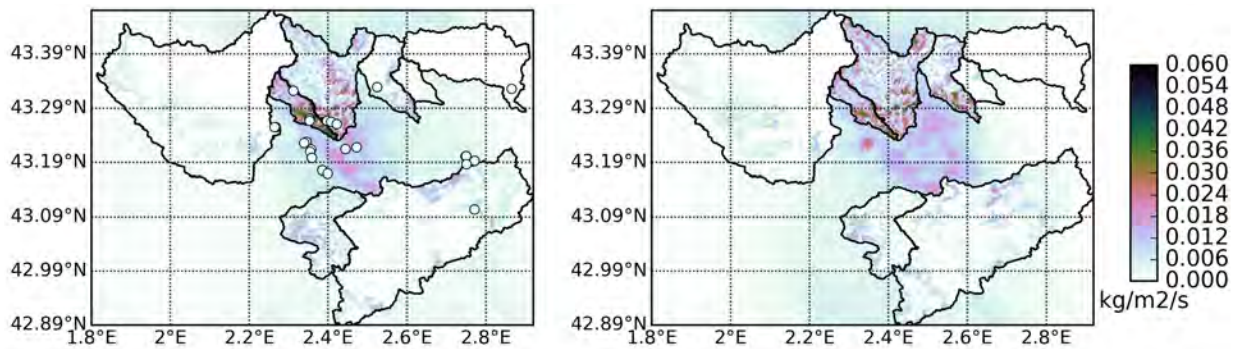


FIGURE 13.13 – Cumul de ruissellement le 15 octobre 2018 entre 00h45 et 06h simulé par ISBA-TOP forcé par ANTILOPE, à gauche, et forcé par les prévisions de pluie d'AROME-PI (réseau de 00h) à droite. Sur le panel de gauche, les observations participatives indiquant pluie ou inondation sont pointées également.

# Annexes

## A Vérification des simulations et prévisions

### Sommaire

---

<b>A</b>	<b>Vérification des simulations et prévisions . . . . .</b>	<b>161</b>
A.1	Scores de prévision pour des variables continues . . . . .	161
A.2	Vérification des prévisions d'événements catégoriels (dichotomiques ou multi-catégoriels) . . . . .	162
A.3	Vérification des prévisions probabilistes et des prévisions d'ensemble	164
A.4	Vérification des prévisions du point de vue de l'utilisateur (valeur économique de l'expertise et aide à la prise de décision) . . . . .	169
A.5	Scores spécifiques à la vérification des débits simulés ou prévus . .	170
<b>B</b>	<b>Calage de MARINE sur les trois bassins versants cannois . . .</b>	<b>171</b>
<b>C</b>	<b>Annexes sur la description de ISBA . . . . .</b>	<b>177</b>

---

### A.1 Scores de prévision pour des variables continues

Quelques scores classiques de vérification de prévisions pour des variables continues sont présentés ici. Les lettres minuscules  $o_i$  et  $f_i$  renvoient respectivement aux valeurs de l'observation et de la prévision au point spatio-temporel  $i$ , et  $N$  au nombre total de points considérés (nombre d'instant \* nombre de localisations).

#### Erreur moyenne (ME)

L'erreur moyenne, aussi appelé biais, est définie par :

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (f_i - o_i) \tag{A.1}$$

Elle varie dans  $\Re$  et vaut zéro si la prévision est parfaite. Une valeur positive indique une sur-estimation, une valeur négative une sous-estimation. Ce score ne prend pas en compte la correspondance entre prévisions et observations, de fortes erreurs de sens contraire peuvent en effet se compenser.

## Erreur moyenne absolue (MAE)

L'erreur moyenne absolue est définie par :

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |f_i - o_i| \quad (\text{A.2})$$

Elle varie dans  $\mathfrak{R}^+$  et vaut zéro si la prévision est parfaite.

## Racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE, pour root mean square error)

La racine de l'erreur quadratique moyenne est définie par :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (f_i - o_i)^2} \quad (\text{A.3})$$

Elle varie aussi dans  $\mathfrak{R}^+$  et vaut zéro si la prévision est parfaite. Comme les écarts entre prévisions et observations sont élevés au carré avant d'être moyennés, la RMSE donne un poids plus élevé aux erreurs importantes que la MAE.

La racine carrée de l'erreur quadratique moyenne peut aussi être normée par l'écart-type des observations (nRMSE) :

$$nRMSE = \frac{RMSE}{sd(Obs)} \quad (\text{A.4})$$

avec :

$$sd(Obs) = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (o_i - \bar{o})^2} \quad (\text{A.5})$$

nRMSE compare alors la variance entre prévision et observation et la variance de la variable observée. Elle est nulle si prévisions et observations coïncident. Un rapport proche de 1 indique que les deux variances sont du même ordre de grandeur. Au-delà, l'erreur de prévision est plus importante que la variance de la valeur de la variable elle-même.

## A.2 Vérification des prévisions d'événements catégoriels (dichotomiques ou multi-catégoriels)

### Taux de succès, fausses alarmes, non prévisions

La table de contingence d'un événement binaire est représentée dans le Tableau 4. La table de contingence peut également être construite à partir d'une prévision probabiliste. Par exemple, en choisissant un seuil de décision : si la probabilité de l'occurrence est supérieure à ce seuil, le système de prévision émet une prévision d'occurrence de l'événement, sinon l'absence d'occurrence est prévue. Plusieurs scores peuvent être calculés à partir d'une table de contingence.

	Événement observé	Événement non observé	
Événement prévu	a	b	a + b
Événement non prévu	c	d	c + d
	a + c	b + d	N = a + b + c + d

TABLE 4 – Table de contingence pour un événement binaire. La table de contingence décrit en totalité la distribution conjointe de la prévision et de l’observation pour N couples de prévision/observation.

- Le taux de réussite ou probabilité de détection est défini par :  $H = POD = \frac{a}{a+c}$   
Il varie entre 0 et 1 (1 pour une prévision parfaite).

- Le taux de fausse alarme ou probabilité de fausse détection est défini par :  $F = POFD = \frac{b}{b+d}$   
Il varie entre 0 et 1 (0 pour une prévision parfaite).

- Le rapport de fausses alarmes est défini par :  $FAR = \frac{b}{a+b}$   
Il varie entre 0 et 1 (0 pour une prévision parfaite).

- Le taux de bonnes prévisions (proportion correct en anglais) est défini par :  $PC = \frac{a+d}{N}$   
Il varie entre 0 et 1 (1 pour une prévision parfaite).

- Le score d’habileté de Pierce mesure la capacité du système de prévision à discriminer les cas observés de ceux non-observés. Il est défini par :  $PSS = H - F = \frac{ad-bc}{(b+d)(a+c)}$   
Il varie entre -1 et 1.

- Le Heidke skill score (HSS) donne la part de bonnes prévisions par rapport à celles obtenues par le hasard et peut être écrit sous la forme :  $HSS = 2 \frac{ad-bc}{(a+c)(c+d)+(a+b)(b+d)}$   
Il varie entre  $-\infty$  et 1, la valeur 1 correspondant à une prévision parfaite.

Des mesures descriptives peuvent également être calculées à partir du Tableau 4 :

- Le taux de base (fréquence climatologique en météorologie) est défini par :  $s = \frac{a+c}{N}$   
Il varie entre 0 et 1. Le taux de base est notamment utilisé dans le calcul de la valeur économique potentielle.

- Le biais fréquentiel est défini par :  $B = \frac{a+b}{a+c}$   
Il varie dans  $\mathfrak{R}^+$ .

## Courbe ROC

La courbe ROC consiste à tracer le taux de réussite H en fonction du taux de fausse alarme F pour tous les seuils de décision possibles. Cette courbe passe nécessairement par les points (0,0) et (1,1) pour les seuils 1 et 0 correspondant respectivement à ne jamais prévoir l’événement ou le prévoir tout le temps. Une prévision parfaite se situe au point (0,1) (coin supérieur gauche du graphe).

Si les taux de fausses alarmes et de détection sont égaux (courbe ROC alignée sur la première bissectrice du graphe), cela veut dire que le système de prévision ne discrimine pas les différentes situations menant à l’occurrence ou la non-occurrence de l’événement. Plus le système arrive à les discriminer, plus la courbe ROC s’éloigne de la bissectrice. Une mesure quantitative de la discrimination est l’aire sous la courbe ROC qui est comprise entre 0 et 1, elle indique un système de prévision d’autant plus discriminant qu’elle est différente de 0,5.

## Score de Gerrity

Le score de Gerrity (Gerrity Jr, 1992) s'appuie sur une table de contingence multi-modale, comme dans le Tableau 5. Dans PIAF, la matrice de contingence multi-modale utilisée comprend par exemple six seuils (catégories) de pluie : 0,05 ; 0,1 ; 0,2 ; 0,4 ; 0,8 et 1,6mm/5<sup>3</sup>.

		Catégorie observée				Total
		i,j	1	2	...	
Catégorie prévue	1	$n(F_1, O_1)$	$n(F_1, O_2)$	...	$n(F_1, O_K)$	$N(F_1)$
	2	$n(F_2, O_1)$	$n(F_2, O_2)$	...	$n(F_2, O_K)$	$N(F_2)$
	...	...	...	...	...	...
	K	$n(F_K, O_1)$	$n(F_K, O_2)$	...	$n(F_K, O_K)$	$N(F_K)$
Total		$N(O_1)$	$N(O_2)$	...	$N(O_K)$	$N$

TABLE 5 – Table de contingence multi-modale pour K catégories.  $n(F_i, O_j)$  indique le nombre de couples prévision/observation pour lesquels la prévision est dans la catégorie i et l'observation dans la catégorie j.  $N(F_i)$  indique le nombre total de prévisions de la catégorie i,  $N(O_j)$  le nombre d'observations de la catégorie j et N le nombre total de couples prévision/observation.

Le score de Gerrity est défini par :

$$Gs = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^K \sum_{j=1}^K n(F_i, O_j) s_{ij} \quad (\text{A.6})$$

où les  $s_{ij}$  sont les éléments d'une matrice caractérisée par  $s_{ii} = \frac{1}{K-1} (\sum_{r=1}^{i-1} a_r^{-1} + \sum_{r=i}^{K-1} a_r)$  sur la diagonale et  $s_{ij} = s_{ji} = \frac{1}{K-1} (\sum_{r=1}^{i-1} a_r^{-1} - (j-i) \sum_{r=i}^{K-1} a_r)$  ailleurs, avec  $a_r = \frac{1 - \sum_{t=1}^r p_t}{\sum_{t=1}^r p_t}$  et  $p_t = N(O_t)/N$  la fréquence d'observations de la catégorie t.

Il varie entre -1 et 1. Il vaut 1 si la prévision est parfaite.

## A.3 Vérification des prévisions probabilistes et des prévisions d'ensemble

Une définition des termes de fiabilité, résolution et finesse peut être trouvée au chapitre 8.

### Histogramme d'acuité

L'acuité est la capacité d'un système de prévision à produire des prévisions tranchées. Un histogramme d'acuité est un histogramme des probabilités d'occurrence prévue. Un système de prévision parfait ne produirait que des probabilités valant 0 ou 1. L'histogramme d'acuité n'est pas une mesure de performance mais permet de comparer deux ensembles via les niveaux de probabilités qu'ils génèrent.

### Diagrammes d'attribut et de fiabilité

Le diagramme d'attribut (Hsu and Murphy, 1986) représente la fréquence des occurrences en fonction de la probabilité d'occurrence prévue. La première bissectrice ( $y=x$ ) donne les points de fiabilité parfaite. Pour chaque probabilité prévue par le système de prévision, il



Il y a une sur-estimation de la fréquence d'occurrence pour des points au-dessous de la première bissectrice et une sous-estimation de la fréquence d'occurrence au-dessus. Dans ce diagramme est aussi tracée la ligne horizontale d'ordonnée la fréquence climatologique des occurrences (absence de résolution en ces points). La bissectrice entre la droite de fiabilité parfaite et la droite d'absence de résolution est également représentée, en bleu sur la Figure A.3.1. La zone comprise entre cette bissectrice et la ligne verticale d'abscisse la fréquence climatologique des occurrences (en rose sur la Figure A.3.1) indique le lieu des points où un système de prévision présente une valeur ajoutée en termes de succès et de capacité de prévision par rapport à la climatologie. Le diagramme de fiabilité est un diagramme d'attribut simplifié accompagné d'un histogramme d'acuité.

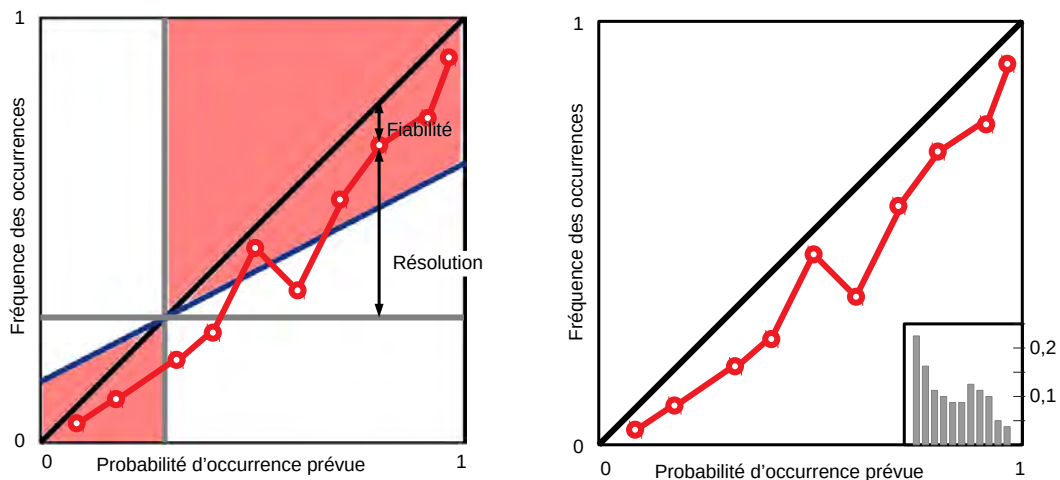


FIGURE A.3.1 – Illustrations d'un diagramme d'attribut (à gauche) et d'un diagramme de fiabilité avec un histogramme d'acuité en médaillon (à droite).

### Diagramme de rang

Le diagramme de rang mesure la cohérence entre la densité de probabilité prévue par un ensemble et les observations. Pour chaque point d'observation, les prévisions des  $M$  membres de l'ensemble sont classées par ordre croissant. Le rang de l'observation est donné par la position prise par l'observation au sein de ce classement de  $M$  valeurs de prévision. Pour un ensemble de  $M$  membres, il y a  $M+1$  classes. Le diagramme de rang indique la fréquence des rangs pris par l'observation sur l'ensemble de l'échantillon considéré. Les fréquences sont divisées par  $(M+1)$ . Un ensemble fiable a un histogramme plat avec chaque fréquence normalisée égale à un (condition nécessaire non suffisante, cf Hamill, 2001). Pour construire un diagramme de rang, il est nécessaire d'avoir un nombre suffisant d'observations.

La forme du diagramme peut donner des informations sur des éventuels biais et sur la dispersion du système de prévision. Une forme en U (respectivement en U inversé) indique souvent un système de prévision sous-dispersif (respectivement sur-dispersif). Un système biaisé positivement possède un histogramme décroissant, et un biais négatif produit un histogramme croissant.

- **Delta score** A partir de l'histogramme de rang le score  $\delta$  (Candille and Talagrand, 2005), qui est l'écart quadratique entre les effectifs observés et théoriques, normalisé par

l'écart moyen attendu pour le nombre de couples prévision/observation considéré, peut être calculé. Cette normalisation permet de comparer des ensembles de tailles différentes. Un ensemble parfait a une valeur delta de zéro.

$$\delta = \sum_{m=1}^{M+1} (n_m - e)^2 \quad (\text{A.7})$$

où  $M$  est le nombre de membres du système de prévision,  $n_m$  le nombre d'observations de rang  $m$  dans l'échantillon de couples prévision/observation de taille  $N$  et  $e = \frac{M}{N+1}$  le nombre d'observations attendu de chaque rang pour un système de prévision fiable.

### Score de Brier

Le score de Brier (Brier, 1950) permet de mesurer la performance d'un système de prévision pour la probabilité d'occurrence d'un événement. C'est l'erreur quadratique moyenne entre les probabilités de prévision et d'observation d'un événement donné. Soit  $N$  le nombre d'observations,  $p_i^f$  la probabilité prévue que l'événement se réalise à l'instant  $i$  et  $p_i^o$  la probabilité observée associée. La probabilité observée vaut 1 si l'événement s'est réalisé, 0 sinon. Le score de Brier s'écrit :

$$BS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (p_i^f - p_i^o)^2 \quad (\text{A.8})$$

Il varie entre 0 et 1. Il est proche de 0 si le système est performant pour la prévision de l'événement.

Il peut se décomposer en termes de fiabilité ( $BS_{fiab}$ ), de résolution ( $BS_{res}$ ) et d'incertitude ( $BS_{incert}$ , qui représente la variance des observations) (Murphy, 1973).

$$BS_{fiab} = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^K n_k (p_k^f - \bar{p}_k^o)^2 \quad (\text{A.9})$$

$$BS_{res} = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^K n_k (\bar{p}_k^o - \bar{p}^o)^2 \quad (\text{A.10})$$

$$BS_{incert} = \bar{p}^o (1 - \bar{p}^o) \quad (\text{A.11})$$

avec  $K$  le nombre de classes de probabilités prévues,  $n_k$  le nombre de paires prévision/observation lorsque la probabilité  $p_k^f$  est prévue, et  $\bar{p}_k^o$  la fréquence d'occurrence lorsque la probabilité  $p_k^f$  est prévue, calculée sur les seules observations associées à la probabilité prévue  $p_k^f$ .

Cette décomposition donne généralement une plus grande valeur numérique au terme de résolution  $BS_{res}$  : le score de Brier peut donc être considéré en première approximation comme une mesure de la résolution du système de prévision.

Le score de Brier est sensible à la fréquence climatologique d'un événement : plus un événement est rare, plus il est aisé d'obtenir de faibles valeurs de score de Brier (sans lien avec un gain en performance). Il dégénère également dans le cas d'événements très fréquents.

Dans un diagramme d'attribut (Figure A.3.1), la distance verticale entre un point de la courbe des fréquences observées en fonction de la probabilité prévue et la première bissectrice ( $y=x$ ) est la racine carrée du terme de fiabilité  $BS_{fiab}$  correspondant à la classe de probabilité prévue associée. De plus, la distance verticale entre cette même courbe et la

droite d'ordonnée égale à la climatologie est la racine carrée du terme de résolution  $BS_{res}$  correspondant à la classe de probabilité prévue associée au point.

Le score d'habileté de Brier (BSS pour Brier Skill Score) permet de comparer le score de Brier à un système de référence. L'habileté désigne en effet la précision relative d'un système de prévision comparativement à celle d'un système de prévision de référence, considéré comme moins performant (comme la persistance ou la climatologie). Il s'écrit :

$$BSS = 1 - \frac{BS}{BS_{ref}} \quad (\text{A.12})$$

Il est négatif si la prévision est moins bonne que la référence. En prenant comme référence la climatologie, dont les termes de résolution et de fiabilité sont nuls, le score d'habileté de Brier s'écrit :

$$BSS = \frac{BS_{res} - BS_{fiab}}{BS_{incert}} \quad (\text{A.13})$$

## CRPS

Le CRPS (Continuous Ranked Probability Score, [Hersbach, 2000](#)) mesure la différence quadratique intégrée entre les fonctions de répartition prévue et observée. Pour chaque réalisation  $i$  de l'échantillon de vérification, il est défini par :

$$CRPS_i(F_i, y_i) = \int_{-\infty}^{+\infty} [F_i(z) - H(z - y_i)]^2 dz \quad (\text{A.14})$$

avec  $F_i$  la fonction de répartition prévue et  $H$  la fonction de Heaviside valant 1 sur  $\mathfrak{R}^+$  et 0 sinon.  $H(z - y_i)$  peut être assimilée à la fonction de répartition observée.

On peut calculer le CRPS moyen sur l'ensemble de l'échantillon avec :

$$CRPS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N CRPS_i \quad (\text{A.15})$$

La valeur du CRPS reflète l'aire située entre les deux fonctions de répartition (Figure A.3.2). Le CRPS est l'équivalent de la MAE pour des prévisions déterministes. Il vaut 0 pour une prévision parfaite.

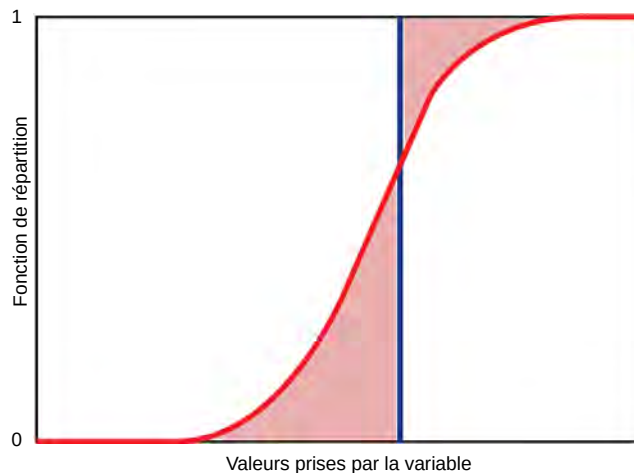


FIGURE A.3.2 – Illustration du calcul du CRPS avec les fonctions de répartition observée (fonction de Heavyside en bleu) et prévue (courbe rouge) d’une même variable. L’aire qui les sépare est en rose.

Le CRPS et le score de Brier sont sensibles au nombre de membres utilisés dans l’ensemble. Pour pouvoir comparer des prévisions d’ensemble de tailles différentes, [Ferro et al. \(2008\)](#) proposent d’apporter un facteur correctif sur ces deux scores.

## FSS

Le FSS (Fraction Skill Score, [Roberts and Lean, 2008](#)) permet d’évaluer avec une certaine tolérance spatiale la qualité d’une prévision pour plusieurs seuils d’intensité. L’idée est de comparer les probabilités observées et prévues d’un événement sur des fenêtres spatiales de taille croissante. Le FSS est défini par :

$$FSS = 1 - \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (p_{f,i} - p_{o,i})^2}{\frac{1}{N} (\sum_{i=1}^N p_{f,i}^2 + \sum_{i=1}^N p_{o,i}^2)} \quad (\text{A.16})$$

avec  $N$  le nombre de points dans la fenêtre spatiale considérée,  $p_{f,i}$  la fraction prévue des points de grille qui dépassent le seuil dans cette fenêtre et  $p_{o,i}$  celle observée.

Concrètement, les champs d’observations et de prévisions sont rendus binaires en affectant la valeur 1 aux pixels associés à un dépassement du seuil considéré et 0 dans le cas contraire. Ensuite on fixe une taille de voisinage et pour chaque pixel du domaine d’étude, on calcule dans son voisinage la fraction de points, observés et prévus, supérieurs au seuil d’intensité fixé.

Le FSS varie entre 0 et 1. Il est proche de 1 dans le cas d’une bonne prévision et proche de 0 dans le cas contraire. En général, plus la tolérance spatiale augmente, plus le FSS augmente, et plus le seuil de tolérance en intensité augmente, plus le FSS diminue.

## Moyenne et dispersion de l’ensemble

- **Moyenne de l’ensemble** Il est fréquent de s’intéresser à la moyenne de l’ensemble pour la vérification d’une prévision d’ensemble. Il est possible de lui appliquer les mêmes méthodes de vérification qu’une prévision déterministe, comme par exemple celles de la sous-section A.1. Pour s’y référer, on indice les scores par le terme de ”moyenneEns” (pour moyenne de l’ensemble) :  $ME_{moyenneEns}$ ,  $MAE_{moyenneEns}$ ,  $RMSE_{moyenneEns}$  etc.

- **Dispersion de l'ensemble** La dispersion d'un ensemble est définie par :

$$\sigma_{Ens} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{k=1}^M (f_{k,i} - \bar{f}_i)^2} \quad (\text{A.17})$$

avec N le nombre d'observations, M le nombre de membres de l'ensemble,  $f_{k,i}$  la valeur prévue par le membre k pour l'observation i et  $\bar{f}_i$  la valeur prévue moyenne des membres de l'ensemble pour cette même observation. La dispersion est la moyenne de l'écart-type des membres par rapport à leur moyenne.

- **Relation entre dispersion et erreur de prévision** Il est courant de comparer la dispersion moyenne d'un ensemble et la RMSE de la moyenne de cet ensemble afin d'évaluer la fiabilité de l'ensemble. Fortin et al. (2014) rappellent que dans ce cas la bonne manière de calculer la dispersion moyenne de l'ensemble est de calculer la racine carrée de la variance moyenne de l'ensemble et non pas la moyenne de l'écart-type de l'ensemble.

#### A.4 Vérification des prévisions du point de vue de l'utilisateur (valeur économique de l'expertise et aide à la prise de décision)

La qualité des prévisions probabilistes peut aussi être évaluée à partir des attentes économiques de l'utilisateur. Par exemple, on peut calculer l'impact économique cumulé en termes de coûts-pertes pour une certaine utilisation de la prévision d'ensemble (Jolliffe and Stephenson, 2003).

On imagine deux états du monde : événement A ou non événement  $\bar{A}$  et deux décisions possibles pour l'utilisateur : ne rien faire (L1) ou agir (L2). Il y a trois paramètres à prendre en compte :

p : la probabilité d'occurrence de l'événement A

L (pour *loss* en anglais) : la perte occasionnée par l'événement si on n'a rien fait pour s'en prémunir

C (pour *cost* en anglais) : le coût des mesures de prévention

Le modèle de coûts est représenté dans le Tableau 6.

Dans le cas de précipitations intenses et de crues rapides, le rapport coût/perte des utilisateurs est souvent faible, car la valeur des dégâts causés est souvent bien plus importante que le montant des actions préventives qui auraient pu les empêcher.

L'indice de valeur d'un système de prévision prévoyant A peut être défini par (Jolliffe and Stephenson, 2003) :

$$V = \frac{E_{climate} - E_{forecast}}{E_{climate} - E_{perfect}} \quad (\text{A.18})$$

avec  $E_{climate} = \min(C, sL)$  : la dépense moyenne basée sur la climatologie (s : le taux de base décrit au paragraphe A.2) et  $E_{forecast} = \frac{a}{N}C + \frac{b}{N}C + \frac{c}{N}L = F(1-s)C - Hs(L-C) + sL$  la dépense effectuée si l'on suit la prévision (les coefficients a, b, c et N sont ceux du Tableau 4).  $E_{perfect} = sC$  est la dépense effectuée si la prévision est parfaite : on ne prend des mesures que lorsque A est prévu/observé.

V vaut 1 quand la prévision est parfaite, 0 quand la prévision a les mêmes performances que la référence.

	$\bar{A}$	$A$
ne rien faire (L1)	0	L
agir (L2)	C	C
probabilité	1-p	p

TABLE 6 – Modèle de coûts/pertes en fonction de l’occurrence d’un événement  $A$ .

La valeur économique potentielle mesure donc le bénéfice d’une décision effectuée à partir de la prévision par rapport à la même décision prise sur une base climatologique.

Dans la lecture du diagramme ayant pour abscisse le rapport coût sur perte et pour ordonnée la valeur économique, il faut comprendre qu’une courbe de valeur plus haute indique un système plus utile pour certains usagers ; une courbe plus étalée indique un système utile pour une plus grande variété d’usagers ; une courbe dont l’ordonnée est toujours égale à 0 indique un système sans valeur prédictive utile (décisions basées sur la climatologie) ; une courbe dont l’ordonnée est toujours égale à 1 indique un système de prévision parfait.

## A.5 Scores spécifiques à la vérification des débits simulés ou prévus

### Critère de Nash-Sutcliffe

Le critère de Nash-Sutcliffe (NSE, [Nash and Sutcliffe, 1970](#)) est souvent utilisé en hydrologie. Pour  $N$  pas de temps,  $Q_i^f$  est la valeur du débit simulé à l’instant  $i$ ,  $Q_i^o$  l’observation correspondante et  $\bar{Q}^o$  est le débit observé moyen sur toute la simulation. A cause des carrés, ce critère a tendance à donner une grande importance aux écarts entre les débits de crue simulés et observés.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_i^f - Q_i^o)^2}{\sum_{i=1}^N (Q_i^o - \bar{Q}^o)^2} \quad (\text{A.19})$$

Ce critère sanctionne les décalages temporels même faibles entre prévision et observation, ce qui est très pénalisant pour l’évaluation de simulations de crues rapides.

### Fonction coût LNP

Dans la fonction coût LNP ([Roux et al., 2011](#)),  $Q_p^f$  et  $Q_p^o$  sont respectivement les valeurs des pics de débits simulé et observé,  $T_p^f$  et  $T_p^o$  sont les échéances des pics de crue simulé et observé, et  $T_c^o$  est le temps de concentration du bassin versant considéré.

$$LNP = \frac{1}{3}NSE + \frac{1}{3}\left(1 - \frac{|Q_p^f - Q_p^o|}{Q_p^o}\right) + \frac{1}{3}\left(1 - \frac{|T_p^f - T_p^o|}{T_c^o}\right) \quad (\text{A.20})$$

La chronologie et l’amplitude des pics de crue apparaissent explicitement, ce qui en fait un critère intéressant pour les crues rapides.

D’autres scores spécifiques aux débits sont décrits dans l’article de [Ehret and Zehe \(2011\)](#).



## B Calage de MARINE sur les trois bassins versants cannois

Cette annexe décrit le calage de paramètres dans MARINE effectué pour les bassins versants du Loup à Villeneuve-Loubet, de la Brague à Biot et de la Siagne à Pégomas.

Pour résoudre les équations du modèle hydrologique MARINE, plusieurs paramètres sont nécessaires : sept paramètres spatialisés ( $K_{sat}$  la conductivité hydraulique à saturation,  $\theta_s$  la porosité de la colonne de sol,  $\psi$  la force de succion au front d'humectation,  $I$  la pente topographique,  $K_s$  le coefficient de Strickler des versants,  $T_{sat}$  la transmissivité à saturation,  $z_{sol}$  la profondeur de sol) et un paramètre constant ( $m$  le paramètre de décroissance de la transmissivité avec la profondeur) sur chaque maille du versant ; et neuf paramètres spatialisés ( $K_{sat}$  la conductivité hydraulique à saturation,  $\theta_s$  la porosité de la colonne de sol,  $\psi$  la force de succion au front d'humectation,  $I$  la pente topographique,  $T_{sat}$  la transmissivité à saturation,  $z_{sol}$  la profondeur de sol,  $S_D$  la pente transversale des berges,  $W_D$  la largeur du lit mineur,  $H_D$  la profondeur du lit mineur) et trois paramètres constants ( $m$  le paramètre de décroissance de la transmissivité avec la profondeur,  $K_{min}$  le coefficient de Strickler du lit mineur,  $K_{maj}$  le coefficient de Strickler du lit majeur) sur chaque maille du réseau de drainage.

La plupart de ces paramètres sont spatialisés et calculés à partir d'un MNT ( $I$ ,  $S_D$ ,  $W_D$ ,  $H_D$ ) ou estimés à partir de bases de données sol ( $K_{sat}$ ,  $\theta_s$ ,  $\psi$ ,  $T_{sat}$ ,  $z_{sol}$ ) et occupation du sol ( $K_s$ ).  $K_{sat}$ ,  $\theta_s$ ,  $\psi$  sont obtenus à partir de la base de données sol et du triangle des textures USDA (Figure B.0.1, voir Rawls (1993)). Ici, les données ayant servi de base au calcul des paramètres sont : les données d'altitude recueillies lors de la "Shuttle Radar Topographic Mission" par la NASA et la NGA avec une résolution de 90m (<http://srtm.csi.cgiar.org/>), la profondeur de sol et l'occupation du sol à 300m de résolution issues de ECOCLIMAP Second Generation ([opensource.umr-cnrm.fr/projects/ecoclimap-sg/wiki/Wiki](https://opensource.umr-cnrm.fr/projects/ecoclimap-sg/wiki/Wiki)) et la texture du sol (pourcentages d'argile et de sable) à 500m de résolution fournie par LUCAS Topsoil (Land Use and Cover Area frame Statistical survey, Ballabio et al., 2016).

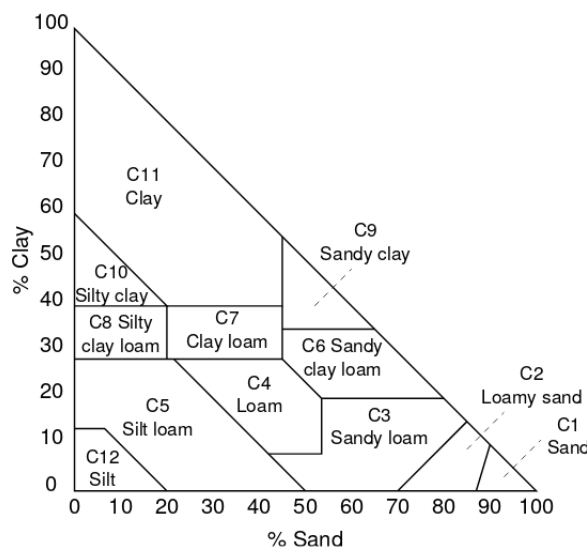


FIGURE B.0.1 – Triangle des textures USDA (Sources : Roux, 2018; Rawls, 1993)

Les valeurs spatialisées des paramètres peuvent être corrigées en appliquant un coefficient de correction constant sur tout le bassin versant, c'est le cas pour  $T_{sat}$ ,  $K_{sat}$  et  $z_{sol}$ . Plusieurs

analyses de sensibilité globale menées sur tous les paramètres de MARINE ont montré qu'il y avait cinq paramètres vraiment significatifs (Roux, 2018) : trois déterminant le volume d'eau pouvant rentrer dans le sol lors d'un événement et impactant la forme de l'hydrogramme et la valeur du pic de crue (le coefficient de correction de la profondeur de sol qui agit sur la capacité de stockage ; le coefficient de correction de la conductivité hydraulique à saturation, et le coefficient de correction de la transmissivité à saturation qui définissent les flux entrant et sortant) et deux autres caractérisant le frottement et l'écoulement au sein du réseau de drainage (les coefficients de Strickler du lit mineur  $K_{min}$  et du lit majeur  $K_{maj}$  du réseau de drainage) qui impactent fortement le temps de montée de l'hydrogramme.

Des analyses de sensibilité globale ont donc été menées sur ces cinq paramètres pour les trois bassins versants cannois, afin d'étudier l'incertitude sur ces paramètres et rapporter cette incertitude à celles sur les paramètres d'entrée. Ces analyses sont basées sur des simulations de Monte-Carlo avec le tirage aléatoire des paramètres d'entrée, compris dans des intervalles prédéfinis. Les intervalles de variation des paramètres sont ici des intervalles physiques issus de la thèse de Garambois (Garambois, 2012) répertoriés dans la deuxième colonne du Tableau 7.

	Analyse de sensibilité	Calibration de la Brague à Biot	Calibration de la Siagne à Pégomas	Calibration du Loup à Villeneuve-Loubet
Coefficient de correction de la profondeur de sol	[0,1 ; 2]	[0 ; 2] <b>0,56</b>	[0,2 ; 2] <b>0,4</b>	<b>0,5</b>
Coefficient de rugosité du lit mineur ( $m^3s^{-1}$ )	[1 ; 40]	[1 ; 30] <b>22,4</b>	<b>40</b>	[8 ; 13] <b>13</b>
Coefficient de rugosité du lit majeur ( $m^3s^{-1}$ )	[1 ; 30]	[1 ; 10] <b>8,5</b>	<b>18</b>	[0 ; 8] <b>0,6</b>
Coefficient de correction de la conductivité hydraulique	[0,1 ; 2,5] (Brague) ou 10 (Loup et Siagne)	<b>2</b>	[18 ; 22] <b>21,5</b>	[8 ; 15] <b>12,9</b>
Coefficient de correction de la transmissivité latérale du sol	[100 ; 10 000]	<b>5000</b>	<b>5000</b>	<b>5000</b>

TABLE 7 – Intervalles de variation des paramètres les plus significatifs dans MARINE utilisés pour l'analyse globale de sensibilité (valeurs adaptées de Garambois (2012)) et intervalles utilisés pour la calibration et la valeur finalement choisie (en gras) pour chaque bassin.

Six événements ont été sélectionnés pour l'analyse de sensibilité : le 31 octobre 2010, le 6 novembre 2011, le 9 novembre 2012, le 24 décembre 2013, le 4 novembre 2014, le 27 novembre 2012 et le 24 novembre 2014. Par bassin versant, seuls quatre événements sont retenus, ceux caractérisés par les débits spécifiques (débit de pointe divisé par la surface du bassin versant) les plus forts dépassant au moins  $0.3 m^3s^{-1}km^{-2}$  (voir les débits spécifiques associés aux événements mentionnés et à l'événement du 3 octobre 2015 dans le Tableau 8).

5000 tirages aléatoires des cinq paramètres sont effectués pour chaque événement retenu et chaque bassin versant. Il s'agit de trouver, à partir de ces simulations de Monte-Carlo, un jeu de paramètres significatifs permettant de reproduire la réaction hydrologique observée d'une crue rapide d'un bassin versant.

Pour chaque événement, les 5000 tirages sont évalués et triés selon la valeur du critère de Nash qui est associé au débit simulé. Tracer les nuages de points correspondant au critère de performance (ici Nash) en fonction des paramètres étudiés, permet d'estimer

		31/10/10	6/11/11	27/11/12	24/12/13	4/11/14	24/11/14	3/10/15
Loup à Villeneuve-Loubet	Débit de pointe spécifique ( $m^3s^{-1}km^{-2}$ )	0.67	0.78	0.33	0.51	0.43	0.28	0.46
	Période de retour	10 ans		2 ans	5 ans	2 ans	/	5 ans
Siagne à Pégomas	Débit de pointe spécifique ( $m^3s^{-1}km^{-2}$ )	0.45	0.84	0.3	0.41	0.25	0.34	0.42
	Période de retour	5 ans	50 ans	2 ans	5 ans	/	2 ans	5 ans
Brague à Biot	Débit de pointe spécifique ( $m^3s^{-1}km^{-2}$ )	1.25	3.25	0.57	0.31	0.2	0.09	3.26
	Période de retour	5 ans	50 ans	2 ans	/	/	/	50 ans

TABLE 8 – Débits de pointe spécifiques et périodes de retour associés à chaque bassin versant et à chaque événement.

qualitativement la sensibilité de chaque paramètre. Par exemple la Figure B.0.2 qui illustre le nuage de points des valeurs de Nash associées aux tirages du paramètre "coefficient de correction de la profondeur de sol" pour l'événement du 4 novembre 2014 et le bassin versant du Loup à Villeneuve-Loubet, indique que les meilleures valeurs de Nash sont tirées pour des valeurs du paramètre supérieures à 0,3. La forme des nuages de points obtenus dans nos cas ont indiqué que les paramètres les plus sensibles étaient la conductivité hydraulique et la profondeur de sol.

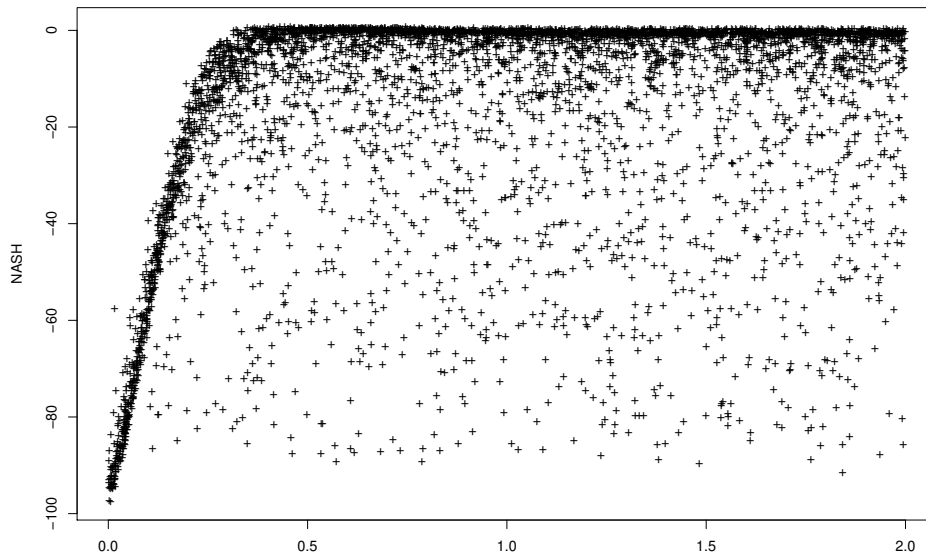


FIGURE B.0.2 – Nash en fonction de la valeur tirée du coefficient de correction de la profondeur de sol pour l'événement du 4 novembre 2014 et le bassin versant du Loup à Villeneuve-Loubet.

Une méthode plus quantitative proposée par [Hornberger and Spear \(1981\)](#) consiste à distinguer dans l'ensemble des simulations effectuées deux catégories de populations : les si-

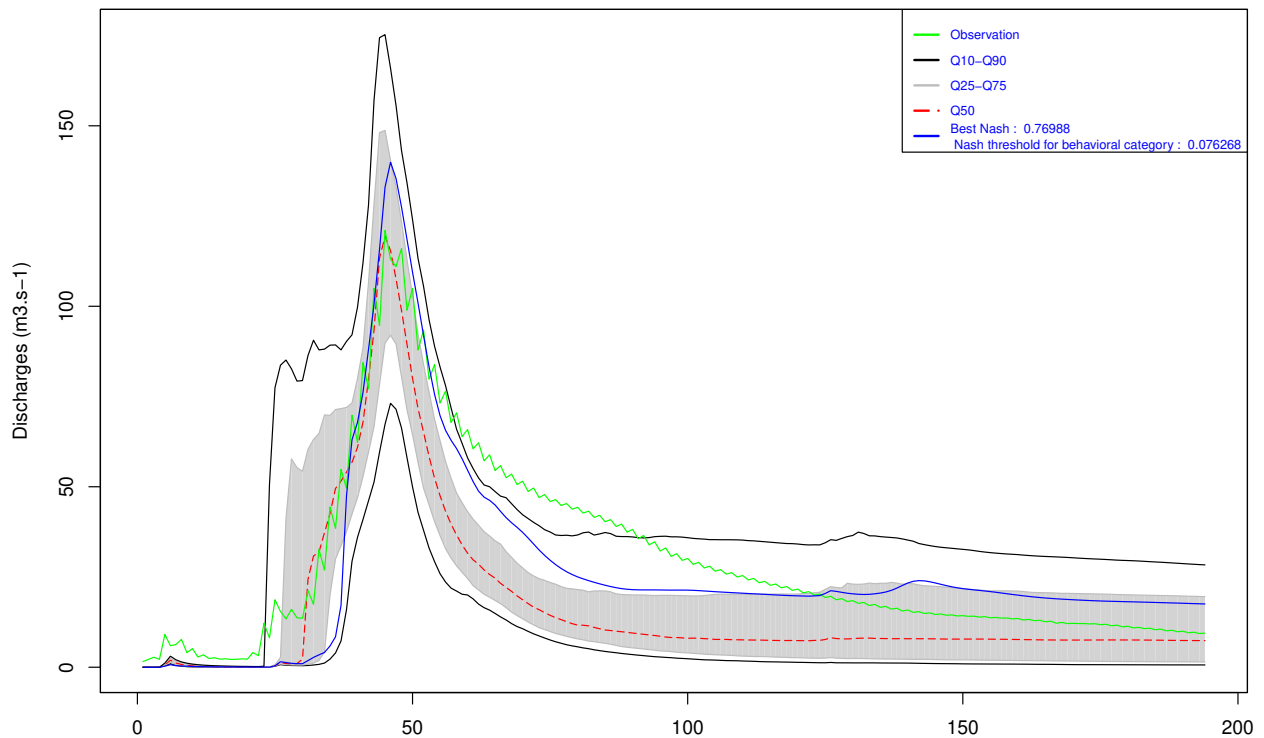


FIGURE B.0.3 – Débit observé (vert), simulé par le jeu de paramètres ayant le Nash le plus élevé (bleu) et ensemble des meilleures simulations (gris, noir, rouge) pour l'événement du 4 novembre 2014. Seuil de distinction entre les deux populations pour cet événement :  $Nash = -0,1$

simulations représentatives (au comportement correct) et les simulations non représentatives. Ici, les 1000 simulations ayant le meilleur Nash sont considérées comme représentatives, afin d'en avoir un nombre suffisant. Selon l'événement, le seuil de distinction des deux populations est donc différent. Les débits des simulations représentatives (Nash supérieur à  $-0,1$ ) pour le bassin versant du Loup à Villeneuve-Loubet lors du 4 novembre 2014 sont tracés sur la Figure B.0.3 à titre d'exemple. Avec MARINE, la décrue observée est rarement comprise dans l'enveloppe des 90 pour cent de décrues simulées. C'était un des objectifs de la thèse d'Audrey Douinot sur la représentation des écoulements de subsurface que d'améliorer ça. Les seuils de Nash qui séparent les distributions représentatives des non-représentatives ont souvent été très faibles dans nos cas, indiquant certainement que les intervalles de variation des paramètres n'étaient pas assez larges, ou ne correspondaient pas forcément aux données de sol utilisées.

On effectue ensuite une analyse de sensibilité au premier ordre avec un test de Kolmogorov-Smirnov qui vise à détecter toute forme de différenciation entre les distributions et ainsi identifier et classer les paramètres les plus sensibles. Si l'écart vertical maximal ( $d_{max}$ ) entre les deux fonctions de répartition des échantillons d'un paramètre associées aux jeux de paramètres « corrects » et « incorrects » est grand, alors ce paramètre est important pour le comportement recherché (Roux, 2004).

L'analyse de sensibilité sur les paramètres permet également de choisir les événements de calibration. Le tracé des fonctions de répartition a posteriori des paramètres du modèle permet de mettre en lumière des comportements moyens du bassin versant ou des épisodes pluvieux pour lesquels la structure du modèle semble inadaptée. A titre d'illustration, la Figure B.0.4 présente un exemple des fonctions de répartition obtenues pour le coefficient

de correction de la profondeur de sol pour le bassin du Loup à Villeneuve-Loubet. Sur cet exemple, deux comportements sont mis en évidence en analysant les simulations représentatives ("\_b") : pour le 24 décembre 2013 (en vert) et le 6 novembre 2011 (en bordeaux) les simulations représentatives du comportement du bassin sont globalement obtenues pour des valeurs du paramètre inférieures à 0,8. Pour les événements du 31 octobre 2010 (en rose) et du 4 novembre 2014 (en bleu foncé) au contraire, les simulations représentatives du comportement du bassin sont globalement obtenues pour des valeurs du paramètre supérieures à 0,6. A partir de là deux stratégies sont possibles pour effectuer un calage du bassin qui soit représentatif d'un comportement moyen : soit en prenant comme événements de calage un événement de chacun des deux types de comportements, soit en effectuant deux calages distincts. Dans tous les cas, les événements présentant des fonctions de répartition atypiques sont à exclure du processus de calage.

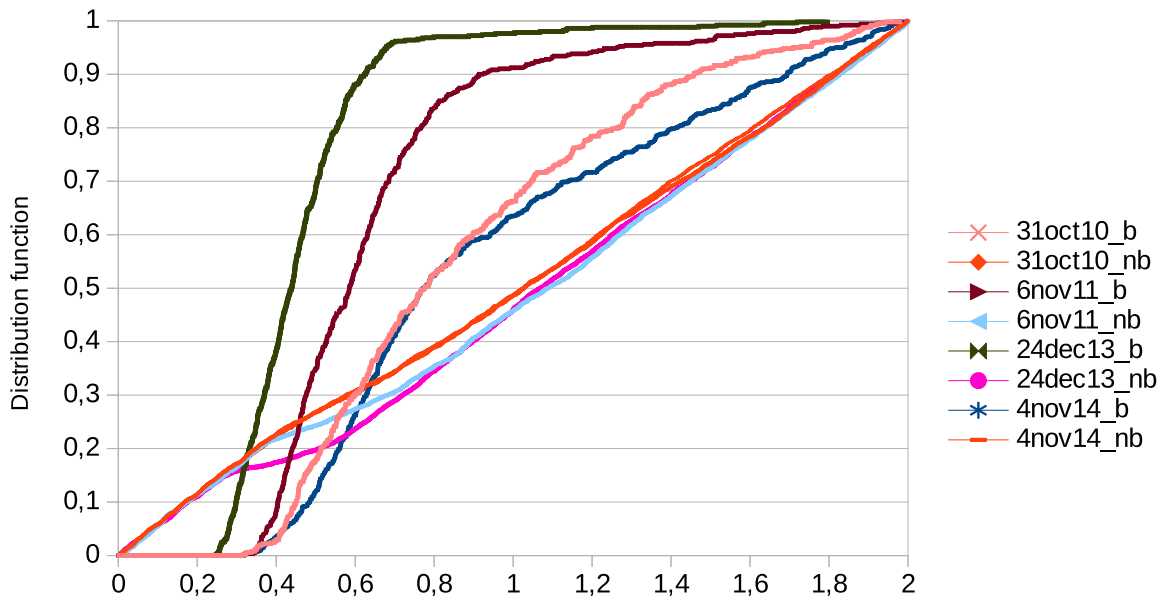


FIGURE B.0.4 – Fonctions de répartition des simulations représentatives ("\_b") et non-représentatives ("\_nb") pour le coefficient de correction de la profondeur de sol pour le bassin du Loup à Villeneuve-Loubet et les événements du 31 octobre 2010, du 6 novembre 2011, du 24 décembre 2013 et du 4 novembre 2014.

Après l'analyse de sensibilité, une optimisation est effectuée sur les événements les plus significatifs (engendrant un comportement moyen du bassin) en faisant varier les paramètres sur des intervalles plus resserrés. Les autres événements, qui n'ont pas été retenus pour la calibration, permettent de valider ou non les valeurs de paramètres trouvées (Tableau 9).

Les valeurs des paramètres calés ainsi que les performances en calibration/validation sont récapitulées dans les trois dernières colonnes du Tableau 7.

MARINE est un modèle événementiel et nécessite comme condition initiale l'état de saturation du bassin versant avant chaque événement. L'initialisation a été faite à partir des données journalières de la chaîne opérationnelle SIM de Météo-France (pour l'optimisation et les vérifications et non pour l'analyse de sensibilité).

	Brague à Biot	Siagne à Pégomas	Loup à Villeneuve-Loubet
31 octobre 2010	V	C	C
6 novembre 2011	C	V	V
27 novembre 2012	-	-	-
24 décembre 2013	C	V	V
4 novembre 2014	V	-	C
24 novembre 2014	-	C	-
3 octobre 2015	V	V	V

TABLE 9 – Événements utilisés pour la calibration (C) ou la validation (V) sur chaque bassin.



## C Annexes sur la description de ISBA

**Bilan d'énergie** En plus d'un bilan hydrique, ISBA réalise un bilan énergétique, qui s'appuie sur l'équilibre du flux de chaleur dans le sol  $G$  avec :

- le rayonnement net  $R_n$ , qui est la somme des fractions absorbées du rayonnement solaire descendant et du rayonnement infrarouge atmosphérique, moins le rayonnement infrarouge émis par la surface,
- le flux de chaleur sensible  $H$  qui dépend de la différence de température entre le plus bas niveau atmosphérique et la surface du sol,
- et le flux de chaleur latente  $LE$ , qui correspond à l'énergie de changement d'état de l'eau et qui tient compte de l'évaporation du sol nu et de la végétation présente dans le bilan en eau.

Le bilan d'énergie en surface s'écrit :

$$G = R_n - H - LE \quad (\text{C.1})$$

**Variable Infiltration Capacity** Pour tenir compte du ruissellement sous-maille, un paramétrage basé sur le principe de "Variable Infiltration Capacity" (Dümenil and Todini, 1992) est disponible dans ISBA (Habets et al., 1999) Dans ce schéma, on considère que la capacité d'infiltration (la profondeur maximale d'eau qui peut être stockée dans la colonne de sol) varie de façon non linéaire dans la maille. La fraction saturée de la maille est fonction de certains paramètres du sol (la teneur en eau du sol à saturation, le point de flétrissement et la profondeur des racines), de la teneur en eau du sol dans la zone racinaire ( $w_2$ ) et d'un paramètre, appelé  $b$ , qui représente la forme de la distribution d'hétérogénéité de la capacité effective en eau du sol. On suppose qu'une maille est composée d'une infinité de réservoirs élémentaires, dont la capacité d'infiltration varie continument de 0 à une valeur maximale  $i_m$ . Le contenu en eau moyen de la maille est la somme du contenu en eau de tous les réservoirs.

On note  $i$  le contenu en eau des réservoirs élémentaires non saturés et  $A(i)$  la fraction de maille saturée. Tous les réservoirs dont la capacité d'infiltration est inférieure à  $i$  sont saturés. S'il pleut ( $P$ ), tous les réservoirs avec une capacité d'infiltration inférieure à  $i + P$  seront remplis et produiront du ruissellement, alors que les autres pourront stocker l'eau reçue. Le ruissellement de la maille est la somme des contributions de chacun des réservoirs.

La capacité d'infiltration est donnée par :

$$i = i_m \left[ 1 - (1 - A(i))^{\frac{1}{b}} \right] \iff A(i) = 1 - \left( 1 - \frac{i}{i_m} \right)^b \quad (\text{C.2})$$

où  $A(i)$  est la fraction de maille saturée dont la capacité d'infiltration est inférieure à  $i$  ( $0 \leq A(i) \leq 1$ ),  $i_m$  est la capacité d'infiltration maximale de la maille et  $b$  est le paramètre de courbure cité plus haut (ruissellement élevé si  $b$  élevé et inversement).

Dans la maille, le ruissellement est donné par :

$$Q_r = \int_i^{i+P} A(i) di = P + \frac{i_m}{b+1} \left[ \left( 1 - \frac{i+P}{i_m} \right)^{b+1} - \left( 1 - \frac{i}{i_m} \right)^{b+1} \right] \quad (\text{C.3})$$

Pour un contenu en eau  $w_2$  d'une maille, la fraction saturée de la maille est :

$$A(w_2) = 1 - \left( 1 - \frac{w_2}{w_{sat}} \right)^{\frac{b}{b+1}} \quad (\text{C.4})$$

Afin de ne pas générer trop de ruissellement sur des sols secs, il a été décidé que le ruissellement serait nul pour un contenu en eau dans la zone racinaire inférieur à la teneur en eau au point de flétrissement  $w_{wilt}$ .

# Bibliographie

- Abbott, M. B., Bathurst, J. C., Cunge, J. A., O’Connell, P. E., and Rasmussen, J. (1986). An introduction to the european hydrological system—systeme hydrologique europeen, “she”, 1 : History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of hydrology*, 87(1-2) :45–59.
- Almeida, I., Kaufmann Almeida, A., Ayach Anache, J., Steffen, J., and Alves Sobrinho, T. (2015). Estimation on time of concentration of overland flow in watersheds : A review. 33 :661–671.
- Ambroise, B. (1999). La dynamique du cycle de l’eau dans un bassin versant. *Processus, facteurs, modeles, Editions\* H\* G\* A, Bucarest*.
- Anthes, R. A. (1983). Regional models of the atmosphere in middle latitudes. *Monthly weather review*, 111(6) :1306–1335.
- Artinyan, E., Vincendon, B., Kroumova, K., Nedkov, N., Tsarev, P., Balabanova, S., and Koshinchanov, G. (2016). Flood forecasting and alert system for arda river basin. *Journal of Hydrology*, 541 :457–470.
- Atencia, A. and Zawadzki, I. (2014). A comparison of two techniques for generating nowcasting ensembles. part i : Lagrangian ensemble technique. *Monthly Weather Review*, 142(11) :4036–4052.
- Atencia, A. and Zawadzki, I. (2015). A comparison of two techniques for generating nowcasting ensembles. part ii : Analogs selection and comparison of techniques. *Monthly Weather Review*, 143(7) :2890–2908.
- Audard-Vincendon, B. (2010). *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*. PhD thesis, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.
- Auger, L., Dupont, O., Hagelin, S., Brousseau, P., and Brovelli, P. (2015). Arome–nwc : a new nowcasting tool based on an operational mesoscale forecasting system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(690) :1603–1611.
- Ayral, P.-A., Sauvegnargues-Lesage, S., and Bressand, F. (2005). Contribution à la spatialisaton du modèle opérationnel de prévision des crues éclair althair. *Ét. Géogr. Phys*, pages 75–97.
- Ballabio, C., Panagos, P., and Monatanarella, L. (2016). Mapping topsoil physical properties at european scale using the lucas database. *Geoderma*, 261 :110–123.

- Bartholmes, J. and Todini, E. (2005). Coupling meteorological and hydrological models for flood forecasting. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 9(4) :333–346.
- Belamari, S. (2005). Report on uncertainty estimates of an optimal bulk formulation for surface turbulent fluxes. *Marine Environment and Security for the European Area—Integrated Project (MERSEA IP), Deliverable D, 4*.
- Bell, V. and Moore, R. (2000). The sensitivity of catchment runoff models to rainfall data at different spatial scales. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 4(4) :653–667.
- Berenguer, M., Corral, C., Sánchez-Diezma, R., and Sempere-Torres, D. (2005). Hydrological validation of a radar-based nowcasting technique. *Journal of Hydrometeorology*, 6(4) :532–549.
- Berenguer, M., Sempere-Torres, D., and Pegram, G. G. (2011). Sbmcast—an ensemble nowcasting technique to assess the uncertainty in rainfall forecasts by lagrangian extrapolation. *Journal of Hydrology*, 404(3-4) :226–240.
- Bessière, H. (2008). *Assimilation de données variationnelle pour la modélisation hydrologique distribuée des crues à cinétique rapide*. PhD thesis.
- Beven, K. and Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology/un modèle à base physique de zone d’appel variable de l’hydrologie du bassin versant. *Hydrological Sciences Journal*, 24(1) :43–69.
- Bhumralkar, C. M. (1975). Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *Journal of Applied Meteorology*, 14(7) :1246–1258.
- Blackadar, A.-K. (1976). Modeling the nocturnal boundary layer. *Third Symposium on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality*, Boston, Amer. Meteor. Soc., page 46–49.
- Blöschl, G. and Sivapalan, M. (1995). Scale issues in hydrological modelling : a review. *Hydrological processes*, 9(3-4) :251–290.
- Bonnifait, L., Delrieu, G., Le Lay, M., Boudevillain, B., Masson, A., Belleudy, P., Gaume, E., and Saulnier, G.-M. (2009). Distributed hydrologic and hydraulic modelling with radar rainfall input : Reconstruction of the 8–9 september 2002 catastrophic flood event in the gard region, france. *Advances in Water Resources*, 32(7) :1077–1089.
- Boone, A., Calvet, J.-C., and Noilhan, J. (1999). Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force–restore method. *Journal of Applied Meteorology*, 38(11) :1611–1630.
- Borga, M., Boscolo, P., Zanon, F., and Sangati, M. (2007). Hydrometeorological analysis of the 29 august 2003 flash flood in the eastern italian alps. *Journal of hydrometeorology*, 8(5) :1049–1067.
- Bouallègue, Z. B., Theis, S. E., and Gebhardt, C. (2013). Enhancing cosmo-de ensemble forecasts by inexpensive techniques. *Meteorologische Zeitschrift*, 22(1) :49–59.

- Bouilloud, L., Chancibault, K., Vincendon, B., Ducrocq, V., Habets, F., Saulnier, G.-M., Anquetin, S., Martin, E., and Noilhan, J. (2010). Coupling the isba land surface model and the topmodel hydrological model for mediterranean flash-flood forecasting : description, calibration, and validation. *Journal of Hydrometeorology*, 11(2) :315–333.
- Bouttier, F., Vié, B., Nuissier, O., and Raynaud, L. (2012). Impact of stochastic physics in a convection-permitting ensemble. *Monthly Weather Review*, 140(11) :3706–3721.
- Braud, I., Aral, P., Bouvier, C., Branger, F., Delrieu, G., Le Coz, J., Nord, G., Vandervaere, J., Anquetin, S., Adamovic, M., et al. (2014). Multi-scale hydrometeorological observation and modelling for flash-flood understanding. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(9) :3733–3761.
- Braud, I., Roux, H., Anquetin, S., Maubourguet, M.-M., Manus, C., Viallet, P., and Dartus, D. (2010). The use of distributed hydrological models for the gard 2002 flash flood event : Analysis of associated hydrological processes. *Journal of Hydrology*, 394(1-2) :162–181.
- Bresson, E., Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., and de Saint-Aubin, C. (2012). Idealized numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the northwestern mediterranean complex terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138(668) :1751–1763.
- Brier, G. W. (1950). Verification of forecasts expressed in terms of probability. *Monthly Weather Review*, 78(1) :1–3.
- Brousseau, P. (2016). Arome-nwc, a nowcasting tool based on arome-france : description and experimentation. In *38th EWGLAM and 23 SRNWP Meeting Rome, 05 October 2016*.
- Brousseau, P., Seity, Y., Ricard, D., and Léger, J. (2016). Improvement of the forecast of convective activity from the arome-france system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(699) :2231–2243.
- Candille, G. and Talagrand, O. (2005). Evaluation of probabilistic prediction systems for a scalar variable. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society : A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 131(609) :2131–2150.
- Cappus, P. (1960). Etude des lois de l’écoulement-application au calcul et à la prévision des débits. *La houille blanche*, pages 493–520.
- Clain, K. (2019). Evaluation d’une chaîne de prévision immédiate hydrométéorologique sur le territoire du service de prévision des crues garonne tarn lot. *Rapport de stage de fin d’études, Ecole Nationale de Météorologie*.
- Clapp, R. B. and Hornberger, G. M. (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water resources research*, 14(4) :601–604.
- Cloke, H. and Pappenberger, F. (2009). Ensemble flood forecasting : A review. *Journal of hydrology*, 375(3-4) :613–626.

- Collier, C. G. (2009). On the propagation of uncertainty in weather radar estimates of rainfall through hydrological models. *Meteorological Applications : A journal of forecasting, practical applications, training techniques and modelling*, 16(1) :35–40.
- Cosandey, C. (1994). Formation des crues «cévenoles» dans des bassins élémentaires du mont lozère. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 7(4) :377–393.
- Cotter, A. S., Chaubey, I., Costello, T. A., Soerens, T. S., and Nelson, M. A. (2003). Water quality model output uncertainty as affected by spatial resolution of input data. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 39(4) :977–986.
- Deardorff, J. (1977). A parameterization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *Journal of Applied Meteorology*, 16(11) :1182–1185.
- Decharme, B. and Douville, H. (2006). Introduction of a sub-grid hydrology in the isba land surface model. *Clim. Dyn.*, 26(1) :65–78.
- Demargne, J., Javelle, P., Organde, D., Garandeau, L., and Janet, B. (2018). Intégration des prévisions immédiates de pluie à haute résolution pour une meilleure anticipation des crues soudaines. In *Colloque SHF – 226 ème session du CST « De la prévision des crues à la gestion de crise, Avignon 14-16 novembre 2018 »*.
- Dixon, M. and Wiener, G. (1993). Titan : Thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting-a radar-based methodology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 10(6) :785–797.
- Dolcine, L., Andrieu, H., Sempere-Torres, D., and Creutin, D. (2001). Flash flood forecasting with coupled precipitation model in mountainous mediterranean basin. *Journal of Hydrologic Engineering*, 6(1) :1–10.
- Douinot, A. (2016). *Analyse des processus d'écoulement lors de crues à cinétique rapide sur l'arc méditerranéen*. PhD thesis, Université Paul Sabatier-Toulouse III.
- Duan, Y., Gong, J., Chen, D., DiMego, G., Kuo, B., Du, J., EC, M. C., Saito, K., Wang, Y., EC, L. W., et al. (2009). A report on the wwrp research and development project b08rdp to the wwrp joint scientific committee.
- Dubayah, R. O., Wood, E. F., Engman, E. T., Czajkowski, K. P., Zion, M., and Rhoads, J. (2000). Remote sensing in hydrological modeling. In *Remote sensing in hydrology and water management*, pages 85–102. Springer.
- Ducrocq, V., Boudevillain, B., Bouvier, C., Braud, I., Fourrie, N., Brossier, C. L., Javelle, P., Nuissier, O., Payrastre, O., Roux, H., Ruin, I., and Vincendon, B. (2018). Le programme hymex-connaissances et prévision des pluies intenses et crues rapides en région méditerranéenne. In *Conférence SHF «de la prévision des crues à la gestion de crise»*, pages 10–p.
- Ducrocq, V., Davolio, S., Ferretti, R., Flamant, C., Santaner, V. H., Kalthoff, N., Richard, E., and Wernli, H. (2016). Introduction to the hymex special issue on ‘advances in understanding and forecasting of heavy precipitation in the mediterranean through the hymex sop1 field campaign’. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142 :1–6.



- Ducrocq, V., Roussot, O., Béranger, K., Braud, I., Chanzy, A., Delrieu, G., Drobinski, P., Estournel, C., Ivanèan-Picek, B., Josey, S., Lagouvardos, K., Lionello, P., Llasat, M., Ludwig, W., Lutoff, C., Mariotti, A., Montanari, A., Richard, E., Romero, R., Ruin, I., and Somot, S. (2010). Hymex science plan. Technical report, Tech. Rep. 2.3. 2, Météo-France.
- Dunne, T. and Black, R. D. (1970). Partial area contributions to storm runoff in a small new england watershed. *Water resources research*, 6(5) :1296–1311.
- Dümenil, L. and Todini, E. (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, E. E. (2008). Fuzzy verification of high-resolution gridded forecasts : a review and proposed framework. *Meteorological applications*, 15(1) :51–64.
- Ebert, E. E., Wilson, L. J., Brown, B. G., Nurmi, P., Brooks, H. E., Bally, J., and Jaeneke, M. (2004). Verification of nowcasts from the wrwp sydney 2000 forecast demonstration project. *Weather and forecasting*, 19(1) :73–96.
- Edouard, S. (2016). *Prévision d'ensemble des crues rapides méditerranéennes*. PhD thesis, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier.
- Edouard, S., Vincendon, B., and Ducrocq, V. (2018). Ensemble-based flash-flood modelling : Taking into account hydrodynamic parameters and initial soil moisture uncertainties. *Journal of Hydrology*, 560 :480–494.
- Egüen, M., Aguilar, C., Herrero, J., Millares, A., and Polo, M. (2012). On the influence of cell size in physically-based distributed hydrological modelling to assess extreme values in water resource planning. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(5) :1573.
- Ehret, U. and Zehe, E. (2011). Series distance—an intuitive metric to quantify hydrograph similarity in terms of occurrence, amplitude and timing of hydrological events. *Hydrology and Earth System Sciences*.
- Emmanuel, I., Andrieu, H., Leblois, E., and Flahaut, B. (2012). Temporal and spatial variability of rainfall at the urban hydrological scale. *Journal of hydrology*, 430 :162–172.
- Ferraris, L., Rudari, R., and Siccardi, F. (2002). The uncertainty in the prediction of flash floods in the northern mediterranean environment. *Journal of hydrometeorology*, 3(6) :714–727.
- Ferro, C. A., Richardson, D. S., and Weigel, A. P. (2008). On the effect of ensemble size on the discrete and continuous ranked probability scores. *Meteorological Applications : A journal of forecasting, practical applications, training techniques and modelling*, 15(1) :19–24.
- Ficchi, A., Perrin, C., and Andréassian, V. (2016). Impact of temporal resolution of inputs on hydrological model performance : An analysis based on 2400 flood events. *Journal of Hydrology*, 538 :454–470.

- Flügel, W.-A. (1995). Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using prms/mms in the drainage basin of the river bröl, germany. *Hydrological Processes*, 9(3-4) :423–436.
- Forster, C. and Tafferner, A. (2012). Nowcasting thunderstorms for munich airport. *The DLR Project Wetter & Fliegen*.
- Fortin, V., Abaza, M., Anctil, F., and Turcotte, R. (2014). Why should ensemble spread match the rmse of the ensemble mean? *Journal of Hydrometeorology*, 15(4) :1708–1713.
- Fourrié, N., Bresson, É., Nuret, M., Jany, C., Brousseau, P., Doerenbecher, A., Kreitz, M., Nuissier, O., Sevault, E., Bénichou, H., et al. (2015). Arome-wmed, a real-time mesoscale model designed for the hymex special observation periods. *Geoscientific Model Development Discussions*, 8(2).
- Freeze, R. A. (1974). Streamflow generation. *Reviews of Geophysics*, 12(4) :627–647.
- Gaillard, P. (2015). *Contributions à l'agrégation séquentielle robuste d'experts : Travaux sur l'erreur d'approximation et la prévision en loi. Applications à la prévision pour les marchés de l'énergie*. PhD thesis, Paris 11.
- Garambois, P.-A. (2012). *Etude régionale des crues éclair de l'arc méditerranéen français. Elaboration de méthodologies de transfert à des bassins versants non jaugés*. PhD thesis.
- Garambois, P.-A., Roux, H., Larnier, K., Labat, D., and Dartus, D. (2015). Parameter regionalization for a process-oriented distributed model dedicated to flash floods. *Journal of Hydrology*, 525 :383–399.
- Garandeau, L., Belleudy, A., Javelle, P., Organde, D., Janet, B., Demargne, J., De Saint-Aubin, C., and Fouchier, C. (2018). Vigicrues flash, un service automatique d'avertissement pour les crues rapides. *Colloque « De la prévision des crues à la gestion de crise », Société Hydrotechnique de France*.
- Gaume, E. (2003). *Éléments d'analyse sur les crues éclair*. PhD thesis, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique.
- Gaume, E. and Borga, M. (2013). Etat des connaissances récentes acquises sur les crues éclair en europe : bilan du projet de recherches européen hydrate (2006-2010). *La Houille Blanche*, (2) :24–30.
- Germann, U. and Zawadzki, I. (2004). Scale dependence of the predictability of precipitation from continental radar images. part ii : Probability forecasts. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1) :74–89.
- Gerrity Jr, J. P. (1992). A note on gandin and murphy's equitable skill score. *Monthly Weather Review*, 120(11) :2709–2712.
- Gharari, S., Hrachowitz, M., Fenicia, F., Gao, H., and Savenije, H. (2014a). Using expert knowledge to increase realism in environmental system models can dramatically reduce the need for calibration. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(12) :4839–4859.
- Gharari, S., Shafiei, M., Hrachowitz, M., Kumar, R., Fenicia, F., Gupta, H., and Savenije, H. (2014b). A constraint-based search algorithm for parameter identification of environmental models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(12) :4861–4870.

- Gilleland, E., Ahijevych, D., Brown, B. G., Casati, B., and Ebert, E. E. (2009). Intercomparison of spatial forecast verification methods. *Weather and forecasting*, 24(5) :1416–1430.
- Giordano, A. (1994). L'érosion et la lutte contre l'érosion en forêt méditerranéenne. *Forêt méditerranéenne*.
- Gnouma, R. (2006). Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques : application au bassin versant de l'yzeron.
- Golding, B. (1998). Nimrod : A system for generating automated very short range forecasts. *Meteorological Applications*, 5(1) :1–16.
- Goulet, J., de Lavenne, A., and Ficchi, A. (2016). A la recherche des résolutions spatiales et temporelles caractéristiques du comportement hydrologique d'un bassin versant. *Searching for characteristic spatio-temporal resolutions for modelling the hydrological behavior of a catchment.* Master Thesis, UPMC, Paris, France.
- Green, W. H. and Ampt, G. (1911). Studies on soil physics. *The Journal of Agricultural Science*, 4(1) :1–24.
- Grillakis, M., Koutroulis, A., Komma, J., Tsanis, I., Wagner, W., and Blöschl, G. (2016). Initial soil moisture effects on flash flood generation—a comparison between basins of contrasting hydro-climatic conditions. *Journal of Hydrology*, 541 :206–217.
- Habets, F., Boone, A., Champeaux, J.-L., Etchevers, P., Franchisteguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., et al. (2008). The safran-isba-modcou hydrometeorological model applied over france. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D6).
- Habets, F., Noilhan, J., Golaz, C., Goutorbe, J., Laccarrère, P., Leblois, E., Ledoux, E., Martin, E., Ottlé, O., and Vidal-madjar, D. (1999). The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the HAPEX-MOBILHY area. Part I : Model and database. *Journal of Hydrology*, 217 :75–96.
- Hamill, T. M. (2001). Interpretation of rank histograms for verifying ensemble forecasts. *Monthly Weather Review*, 129(3) :550–560.
- Hardy, J., Gourley, J. J., Kirstetter, P.-E., Hong, Y., Kong, F., and Flamig, Z. L. (2016). A method for probabilistic flash flood forecasting. *Journal of Hydrology*, 541 :480–494.
- Hersbach, H. (2000). Decomposition of the continuous ranked probability score for ensemble prediction systems. *Weather and Forecasting*, 15(5) :559–570.
- Hewlett, J. D. and Hibbert, A. R. (1967). Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. *Forest hydrology*, 1 :275–290.
- Hoffman, R. N. and Kalnay, E. (1983). Lagged average forecasting, an alternative to monte carlo forecasting. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 35(2) :100–118.
- Hornberger, G. M. and Spear, R. C. (1981). Approach to the preliminary analysis of environmental systems. *J. Environ. Mgmt.*, 12(1) :7–18.
- Horton, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 14(1) :446–460.

- Hromadka, T., McCuen, R., and Yen, C. (1988). 'effect of watershed subdivision on prediction accuracy of hydrologic models. *Hydrosoft*, 1(1) :19–28.
- Hsu, W.-r. and Murphy, A. H. (1986). The attributes diagram a geometrical framework for assessing the quality of probability forecasts. *International Journal of Forecasting*, 2(3) :285–293.
- Huza, J., Teuling, A. J., Braud, I., Grazioli, J., Melsen, L. A., Nord, G., Raupach, T. H., and Uijlenhoet, R. (2014). Precipitation, soil moisture and runoff variability in a small river catchment (ardèche, france) during hymex special observation period 1. *Journal of hydrology*, 516 :330–342.
- Iorgulescu, I. (1997). *Analyse du comportement hydrologique par une approche intégrée à l'échelle du bassin versant application au bassin versant de la Haute-Mentue*. PhD thesis, Lausanne.
- Jha, M., Gassman, P. W., Secchi, S., Gu, R., and Arnold, J. (2004). Effect of watershed subdivision on swat flow, sediment, and nutrient predictions. *Journal of the American Water Resources Association*, 40(3) :811–825.
- Johnson, J., MacKeen, P. L., Witt, A., Mitchell, E. D. W., Stumpf, G. J., Eilts, M. D., and Thomas, K. W. (1998). The storm cell identification and tracking algorithm : An enhanced wsr-88d algorithm. *Weather and forecasting*, 13(2) :263–276.
- Jolliffe, I. T. and Stephenson, D. B. (2003). *Forecast verification : a practitioner's guide in atmospheric science*. John Wiley & Sons.
- Jonkman, S. N. (2005). Global perspectives on loss of human life caused by floods. *Natural hazards*, 34(2) :151–175.
- Kavetski, D., Fenicia, F., and Clark, M. P. (2011). Impact of temporal data resolution on parameter inference and model identification in conceptual hydrological modeling : Insights from an experimental catchment. *Water Resources Research*, 47(5).
- Kirkby, M. (1988). Hillslope runoff processes and models. *Journal of Hydrology*, 100(1-3) :315–339.
- Lagadec, L.-R. (2017). *Evaluation et développement de la méthode IRIP de cartographie du ruissellement. Application au contexte ferroviaire*. PhD thesis, Grenoble Alpes.
- Laganier, O., Ayrat, P., Salze, D., and Sauvagnargues, S. (2014). A coupling of hydrologic and hydraulic models appropriate for the fast floods of the gardon river basin (france). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(11) :2899–2920.
- Laroche, S. and Zawadzki, I. (1995). Retrievals of horizontal winds from single-doppler clear-air data by methods of cross correlation and variational analysis. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12(4) :721–738.
- Laurantin, O. (2008). Antilope : Hourly rainfall analysis merging radar and rain gauge data. In *Proceedings of the International Symposium on Weather Radar and Hydrology, Grenoble*, pages 2–8. France, 10–12 March 2008.

- Le, X. K. (2008). *Variabilité des processus hydrologiques entrant dans le mécanisme de la genèse des crues sur les bassins à cinétique rapide*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Toulouse.
- Le Moigne, P. (2018). Surfex scientific documentation. *Weather and Forecasting*.
- Lebouc, L. and Payrastre, O. (2017). Reconstitution et analyse des débits de pointe des crues du 3 octobre 2015 dans les alpes maritimes. convention dgpr-iftstar 2016 n° 2201030666 du 14 octobre 2016-action 14.
- Lebouc, L., Payrastre, O., and Bourgin, F. (2019). Reconstitution des débits de pointe des crues du 15 octobre 2018 dans le bassin de l'aude. convention dgpr-iftstar 2018 n° 2201132931 du 22 mai 2018-action 7 appui au schapi.
- Lee, A., Weygandt, S., Schwartz, B., and Murphy, J. (2009). Performance of trajectory models with wind uncertainty. In *AIAA modeling and simulation technologies conference*, page 5834.
- Li, L., Schmid, W., and Joss, J. (1995). Nowcasting of motion and growth of precipitation with radar over a complex orography. *Journal of applied meteorology*, 34(6) :1286–1300.
- Ligda, M. G. (1953). Horizontal motion of small precipitation areas as observed by radar.
- Lion, V. (2019). Suivi de la lame d'eau analysée antilope v3. In *Rapport interne à Météo-France*.
- Liu, Y., Weerts, A., Clark, M., Franssen, H. H., Kumar, S., Moradkhani, H., Seo, D., Schwanenberg, D., Smith, P., Van Dijk, A., et al. (2012). Toward advancing data assimilation in operational hydrologic forecasting and water resources management : current status, challenges, and emerging opportunities. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 16 :3863–3887.
- Lobligeois, F., Andréassian, V., Perrin, C., Tabary, P., and Loumagne, C. (2014). When does higher spatial resolution rainfall information improve streamflow simulation? an evaluation using 3620 flood events. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2) :p–575.
- Lu, C., Yuan, H., Schwartz, B. E., and Benjamin, S. G. (2007). Short-range numerical weather prediction using time-lagged ensembles. *Weather and forecasting*, 22(3) :580–595.
- Lyu, H., Ni, G., Cao, X., Ma, Y., and Tian, F. (2018). Effect of temporal resolution of rainfall on simulation of urban flood processes. *Water*, 10(7) :880.
- Mahfouf, J. and Noilhan, J. (1996). Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology*, 35(6) :987–992.
- 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.
- Maréchal, D. (2011). *Du drain potentiel au drain réel : utilisation de données satellitales à très haute résolution pour l'étude de l'origine géomorphologique des chemins de l'eau sur des bassins versants méditerranéens soumis aux crues éclair*. PhD thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne.

- 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*. PhD thesis, Université de Grenoble.
- Masson, V. (2000). A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-layer meteorology*, 94(3) :357–397.
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., et al. (2013). The surfexv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, 6 :929–960.
- McBride, J. L. and Ebert, E. E. (2000). Verification of quantitative precipitation forecasts from operational numerical weather prediction models over australia. *Weather and Forecasting*, 15(1) :103–121.
- Michel, C. (1983). Que peut-on faire en hydrologie avec modèle conceptuel à un seul paramètre? *La Houille Blanche*, (1) :39–44.
- Mironov, D. and Fedorovich, E. (2010). On the limiting effect of the earth's rotation on the depth of a stably stratified boundary layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(651) :1473–1480.
- Mittermaier, M. P. (2007). Improving short-range high-resolution model precipitation forecast skill using time-lagged ensembles. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society : A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 133(627) :1487–1500.
- Montoroi, J.-P. (2012). Rôle des sols sur la génèse des inondations.
- Mouelhi, S. (2003). Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. *Université Paris VI, Paris, France*.
- Moulin, L. (2007). *Prévision des crues rapides avec des modèles hydrologiques globaux. Applications aux bassins opérationnels de la Loire supérieure : évaluation des modélisations, prise en compte des incertitudes sur les précipitations moyennes spatiales et utilisation de prévisions météorologiques*. PhD thesis, AgroParisTech.
- Murphy, A. H. (1973). A new vector partition of the probability score. *Journal of applied Meteorology*, 12(4) :595–600.
- Nardo Caseri, A. (2017). *Apport de la simulation conditionnelle géostatistique pour la prévision immédiate d'ensemble de pluies et l'alerte aux crues rapides*. PhD thesis, AgroParisTech.
- Nash, J. E. and Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part i—a discussion of principles. *Journal of hydrology*, 10(3) :282–290.
- Naulin, J.-P., Payrastre, O., and Gaume, E. (2013). Spatially distributed flood forecasting in flash flood prone areas : Application to road network supervision in southern france. *Journal of Hydrology*, 486 :88–99.



- Noilhan, J. and Planton, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117(3) :536–549.
- Norbiato, D., Borga, M., Merz, R., Blöschl, G., and Carton, A. (2009). Controls on event runoff coefficients in the eastern italian alps. *Journal of Hydrology*, 375(3-4) :312–325.
- Obled, C., Zin, I., and Hingray, B. (2009). Choix des pas de temps et d’espace pour des modélisations parcimonieuses en hydrologie des crues. *La Houille Blanche*, (5) :81–87.
- Ochoa-Rodriguez, S., Wang, L.-P., Gires, A., Pina, R. D., Reinoso-Rondinel, R., Bruni, G., Ichiba, A., Gaitan, S., Cristiano, E., van Assel, J., et al. (2015). Impact of spatial and temporal resolution of rainfall inputs on urban hydrodynamic modelling outputs : A multi-catchment investigation. *Journal of Hydrology*, 531 :389–407.
- Oddos, A. (2002). Intérêt d’une approche semi-distribuée par rapport à une approche globale en modélisation pluie-débit.
- Osinski, R. and Bouttier, F. (2018). Short-range probabilistic forecasting of convective risks for aviation based on a lagged-average-forecast ensemble approach. *Meteorological Applications*, 25(1) :105–118.
- Pauthier, B., Bois, B., Castel, T., Thievenin, D., and Richard, Y. (2015). Intercomparaison radar-pluviomètre pour l’estimation des pluies à haute résolution. In *XXVIIIe Colloque de l’Association Internationale de Climatologie, Liège*.
- Pellarin, T., Delrieu, G., Saulnier, G.-M., Andrieu, H., Vignal, B., and Creutin, J.-D. (2002). Hydrologic visibility of weather radar systems operating in mountainous regions : Case study for the ardeche catchment (france). *Journal of Hydrometeorology*, 3(5) :539–555.
- Pinty, J. and Jabouille, P. (1998). A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitations. In *Conf. on Cloud Physics*, pages 217–220. Amer. Meteor. Soc Everett, WA.
- Poletti, M. L., Silvestro, F., Davolio, S., Pignone, F., and Reborà, N. (2019). Using now-casting technique and data assimilation in a meteorological model to improve very short range hydrological forecasts, in review. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss*.
- Randrianasolo, A., Ramos, M. H., Thiriël, G., Andréassian, V., and Martin, E. (2010). Comparing the scores of hydrological ensemble forecasts issued by two different hydrological models. *Atmospheric Science Letters*, 11 :100–107.
- Rawls, W. J. (1993). Infiltration and soil water movement. *Handbook of hydrology*.
- Rey, F., Ballais, J.-L., Marre, A., and Rovera, G. (2004). Rôle de la végétation dans la protection contre l’érosion hydrique de surface. *Comptes rendus géoscience*, 336(11) :991–998.
- Rezacova, D., Sokol, Z., and Pesice, P. (2007). A radar-based verification of precipitation forecast for local convective storms. *Atmospheric Research*, 83(2-4) :211–224.
- Rinehart, R. and Garvey, E. (1978). Three-dimensional storm motion detection by conventional weather radar.

- Roberts, N. M. and Lean, H. W. (2008). Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. *Monthly Weather Review*, 136(1) :78–97.
- Roux, H. (2004). *Estimation de paramètres en hydraulique fluviale, à partir de données caractéristiques de l'imagerie aérienne*. PhD thesis.
- Roux, H. (2018). De l'amont vers l'aval : à la poursuite de l'eau qui court. *Habilitation à diriger des recherches*.
- Roux, H., Labat, D., Garambois, P.-A., Maubourguet, M.-M., Chorda, J., and Dartus, D. (2011). A physically-based parsimonious hydrological model for flash floods in mediterranean catchments. *Natural Hazards & Earth System Sciences*, 11(9) :2567–2582.
- Schaake, J., Thielen, J., Hartman, R., and Buizza, R. (2008). Aims, challenges and progress of the hydrological ensemble prediction experiment (hepex) following the third hepex workshop held in stresa 27 to 29 june 2007. *Atmospheric Science Letters*, 9(2) :29–35.
- Schaake, J. C., Hamill, T. M., Buizza, R., and Clark, M. (2007). Hepex : the hydrological ensemble prediction experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(10) :1541–1547.
- Scheufele, K., Kober, K., Craig, G. C., and Keil, C. (2014). Combining probabilistic precipitation forecasts from a nowcasting technique with a time-lagged ensemble. *Meteorological Applications*, 21(2) :230–240.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V. (2011). The arome-france convective-scale operational model. *Monthly Weather Review*, 139(3) :976–991.
- Shabou, M. S. (2016). *Extrêmes hydro-météorologiques et exposition sur les routes : Contribution à MobRISK : modèle de simulation de l'exposition des mobilités quotidiennes aux crues rapides*. PhD thesis, Université Grenoble Alpes.
- Shrestha, R., Tachikawa, Y., and Takara, K. (2006). Input data resolution analysis for distributed hydrological modeling. *Journal of Hydrology*, 319(1-4) :36–50.
- Silvestro, F. and Rebora, N. (2012). Operational verification of a framework for the probabilistic nowcasting of river discharge in small and medium size basins. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(3) :763–776.
- Silvestro, F. and Rebora, N. (2014). Impact of precipitation forecast uncertainties and initial soil moisture conditions on a probabilistic flood forecasting chain. *Journal of hydrology*, 519 :1052–1067.
- Sklash, M. G. and Farvolden, R. N. (1979). The role of groundwater in storm runoff. *Journal of Hydrology*, 43(1-4) :45–65.
- Tabary, P., Augros, C., Champeaux, J.-L., Chèze, J.-L., Faure, D., Idziorek, D., Lorandel, R., Urban, B., and Vogt, V. (2013). Le réseau et les produits radars de météo-france. *La Météorologie*.

- Terti, G., Ruin, I., Anquetin, S., and Gourley, J. J. (2015). Dynamic vulnerability factors for impact-based flash flood prediction. *Natural Hazards*, 79(3) :1481–1497.
- Terti, G., Ruin, I., Gourley, J. J., Kirstetter, P., Flamig, Z., Blanchet, J., Arthur, A., and Anquetin, S. (2019). Toward probabilistic prediction of flash flood human impacts. *Risk Analysis*, 39(1) :140–161.
- Theis, S., Hense, A., and Damrath, U. (2005). Probabilistic precipitation forecasts from a deterministic model : a pragmatic approach. *Meteorological Applications*, 12(3) :257–268.
- Thielen, J., Bartholmes, J., Ramos, M.-H., and Roo, A. d. (2009). The european flood alert system—part 1 : concept and development. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(2) :125–140.
- Tustison, B., Harris, D., and Foufoula-Georgiou, E. (2001). Scale issues in verification of precipitation forecasts. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D11) :11775–11784.
- Tzanos, R. (2009). 2pir prévision immédiate de précipitations par imagerie radar. In *Présentation interne à Météo-France*.
- Uber, M., Vandervaere, J.-P., Zin, I., Braud, I., Heisterman, M., Legoût, C., Molinié, G., and Nord, G. (2018). How does initial soil moisture influence the hydrological response? a case study from southern france. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22 :6127–6146.
- Vannier, O., Anquetin, S., and Braud, I. (2016). Investigating the role of geology in the hydrological response of mediterranean catchments prone to flash-floods : Regional modelling study and process understanding. *Journal of Hydrology*, 541 :158–172.
- Vázquez, R., Feyen, L., Feyen, J., and Refsgaard, J. (2002). Effect of grid size on effective parameters and model performance of the mike-she code. *Hydrological processes*, 16(2) :355–372.
- Velázquez, J., Anctil, F., Ramos, M., and Perrin, C. (2011). Can a multi-model approach improve hydrological ensemble forecasting? a study on 29 french catchments using 16 hydrological model structures. *Advances in Geosciences (ADGEO)*, 29 :33–42.
- Vié, B. (2012). *Méthodes de prévision d'ensemble pour l'étude de la prévisibilité à l'échelle convective des épisodes de pluies intenses en Méditerranée*. PhD thesis, Paris Est.
- Vincendon, B., Ducrocq, V., Nuissier, O., and Vié, B. (2011). Perturbation of convection-permitting nwp forecasts for flash-flood ensemble forecasting. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(5) :1529–1544.
- Vincendon, B., Ducrocq, V., Saulnier, G.-M., Bouilloud, L., Chancibault, K., Habets, F., and Noilhan, J. (2010). Benefit of coupling the isba land surface model with a topmodel hydrological model version dedicated to mediterranean flash-floods. *Journal of Hydrology*, 394(1) :256–266.
- Vincendon, B., Édouard, S., Dewaele, H., Ducrocq, V., Lespinas, F., Delrieu, G., and Anquetin, S. (2016). Modeling flash floods in southern france for road management purposes. *Journal of Hydrology*, 541 :190–205.

- Vivoni, E. R., Entekhabi, D., Bras, R. L., Ivanov, V. Y., Van Horne, M. P., Grassotti, C., and Hoffman, R. N. (2006). Extending the predictability of hydrometeorological flood events using radar rainfall nowcasting. *Journal of hydrometeorology*, 7(4) :660–677.
- Wang, Y., De Coning, E., Harou, A., Jacobs, W., Joe, P., Nikitina, L., Roberts, R., Wang, J., Wilson, J., Atencia, A., Bica, B., Brown, B., Goodmann, S., Kann, A., Peter Li, P.-w., Monterio, I., Schmid, F., Seed, A., and Sun, J. (2017). *Guidelines for Nowcasting Techniques - WMO*.
- Wang, Y., He, B., and Takase, K. (2009). Effects of temporal resolution on hydrological model parameters and its impact on prediction of river discharge/effets de la résolution temporelle sur les paramètres d'un modèle hydrologique et impact sur la prévision de l'écoulement en rivière. *Hydrological sciences journal*, 54(5) :886–898.
- Wetterhall, F., He, Y., Cloke, H., and Pappenberger, F. (2011). Effects of temporal resolution of input precipitation on the performance of hydrological forecasting. *Advances in Geosciences (ADGEO)*, 29 :21–25.
- Weygandt, S. S., Smirnova, T., Benjamin, S., Brundage, K., Sahm, S., Alexander, C., and Schwartz, B. (2009). The high resolution rapid refresh (hrrr) : an hourly updated convection resolving model utilizing radar reflectivity assimilation from the ruc/rr. In *Preprints, 23rd Conf. on Weather Analysis and Forecasting/19th Conf. on Numerical Weather Prediction, Omaha, NE, Amer. Meteor. Soc. A*, volume 15.
- Whipkey, R. Z. (1965). Subsurface stormflow from forested slopes. *Hydrological Sciences Journal*, 10(2) :74–85.
- Wong, W., Yeung, L. H., Wang, Y., and Chen, M. (2009). Towards the blending of nwp with nowcast—operation experience in b08fdp. In *WMO Symposium on Nowcasting*, volume 30, page 24.
- Yuan, H., Lu, C., McGinley, J. A., Schultz, P. J., Jamison, B. D., Wharton, L., and Anderson, C. J. (2009). Evaluation of short-range quantitative precipitation forecasts from a time-lagged multimodel ensemble. *Weather and Forecasting*, 24(1) :18–38.
- Zalachori, I., Ramos, M.-H., Garçon, R., Mathevet, T., and Gailhard, J. (2012). Statistical processing of forecasts for hydrological ensemble prediction : a comparative study of different bias correction strategies. *Advances in Science and Research*, 8(1) :135–141.
- Zappa, M., Beven, K. J., Bruen, M., Cofino, A. S., Kok, K., Martin, E., Nurmi, P., Orfila, B., Roulin, E., Schröter, K., et al. (2010). Propagation of uncertainty from observing systems and nwp into hydrological models : Cost-731 working group 2. *Atmospheric Science Letters*, 11(2) :83–91.
- Zappa, M., Jaun, S., Germann, U., Walser, A., and Fundel, F. (2011). Superposition of three sources of uncertainties in operational flood forecasting chains. *Atmospheric Research*, 100(2-3) :246–262.
- Zucco, G., Brocca, L., Moramarco, T., and Morbidelli, R. (2014). Influence of land use on soil moisture spatial-temporal variability and monitoring. *Journal of hydrology*, 516 :193–199.